

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
IV

ЦЕНТР ЕВРОПЕЙСКОЙ
ЧАСТИ СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР



ГЕОЛОГИЯ СССР



*Главный редактор
академик А. В. Сидоренко*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1971

<http://jurassic.ru/>

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
Геологическое управление центральных районов

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ IV

ЦЕНТР
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ
СССР

(МОСКОВСКАЯ, ВЛАДИМИРСКАЯ,
ИВАНОВСКАЯ, КАЛИНИНСКАЯ,
КАЛУЖСКАЯ, КОСТРОМСКАЯ,
РЯЗАНСКАЯ, ТУЛЬСКАЯ,
СМОЛЕНСКАЯ И ЯРОСЛАВСКАЯ
ОБЛАСТИ)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Редактор *И. Н. Леоненко*,
соредактор *С. М. Шик*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1971

<http://jurassic.ru/>

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГЕОЛОГИИ СССР»

АССОВСКИЙ А. Н.

БЕЛОУСОВ В. В.

БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.

БОГДАНОВ А. А.

БОРУКАЕВ Р. А.

БОРОВИКОВ Л. И.

ГАРЬКОВЕЦ В. Г.

ГОРБУНОВ Г. И.

(зам. главного редактора)

ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.

ЕСЕНОВ Ш. Е.

ЗУБАРЕВ Б. М.

КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.

КОСОВ Б. М.

КУЗНЕЦОВ Ю. А.

МАГАКЪЯН И. Г.

МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.

(зам. главного редактора)

МАЛЫШЕВ И. И.

МАРКОВСКИЙ А. П.

МАШРЫКОВ К. К.

МЕННЕР В. В.

МИРЛИН Г. А.

МИРЧИНК М. Ф.

МУРАТОВ М. В.

НАЛИВКИН Д. В.

ОРВИКУ К. К.

ПЕЙВЕ А. В.

(зам. главного редактора)

ПОПОВ В. С.

РОГОВСКАЯ Н. В.

РОЖКОВ И. С.

СЕМЕНЕНКО Н. П.

СЕМЕНОВИЧ В. В.

СИДОРЕНКО А. В.

(главный редактор)

СМИРНОВ В. И.

ТРОФИМУК А. А.

ШАТАЛОВ Е. Т.

ЩЕГЛОВ А. Д.

ЯНШИН А. Л.

ЯРМОЛЮК В. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ IV ТОМА

БИЗЯЕВА О. А.

БИРИНА Л. М.

БОГАТЫРЕВ О. В.

БРЕСЛАВ С. Л.

ГЕРАСИМОВ П. А.

ГРОХОВСКИЙ Л. М.

КЕЛЛЕР Б. М.

ЛЕОНЕНКО И. Н.

СИМОНОВ А. В.

СЫРОМЯТНИКОВ В. А.

УТЕХИН Д. Н.

ШАНЦЕР Е. В.

ШИК С. М.

ЯБЛОКОВ В. С.



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ



Геология СССР. Том IV. Центр Европейской части СССР.
Геологическое описание. М., изд-во «Недра», 1971, 742 стр.

В работе содержатся сведения о геологии центра Европейской части СССР, основанные на обобщении огромного фактического материала, полученного в результате бурения, геологической съемки и геофизических исследований. Особый интерес представляют разделы, посвященные стратиграфии додевонских, пермских, триасовых и кайнозойских образований, а также региональной тектонике и неотектонике, содержащие много новых данных. К монографии приложены две геологические (дочетвертичных и четвертичных отложений) карты масштаба 1 : 1 500 000.

Работа рассчитана на широкий круг геологов, особый интерес она представляет для изучающих Восточно-Европейскую (Русскую) платформу.

Таблиц 23, иллюстраций 145; библиография — 1050 названий.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящий том «Геологии СССР» содержит описание геологического строения центра Европейской части СССР, территория которого определяется примерно координатами 53—60° с. ш. и 41—47°30' в. д. В административном отношении эта площадь охватывает Владимирскую, Ивановскую, Калининскую, Калужскую, Костромскую, Московскую, Рязанскую, Тульскую, Смоленскую и Ярославскую области РСФСР общей площадью около 425 тыс. км² (рис. 1).

Вся описываемая площадь находится в основном в бассейне Верхней Волги и лишь частично охватывает верховья Днепра и Дона. В тектоническом отношении она соответствует центральной части Русской платформы: большая часть ее относится к Московской синеклизе, незначительная площадь на юге и востоке включает северо-восточный склон Воронежской антеклизы, северную часть Пачелмского прогиба и западный склон Токмовского свода.

Особенно интенсивно геологическое изучение рассматриваемого района проводилось в течение последнего двадцатилетия. В эти годы вся его территория была покрыта среднемасштабными аэромагнитной, гравиметрической и геологической съемками. Кроме того, в связи с выяснением перспектив нефтегазоносности и поисками структур для подземного хранения газа здесь был проведен большой объем геофизических и буровых работ, позволивших осветить глубинное строение территории; громадный геологический материал был получен при проведении поисково-разведочных работ на уголь, нерудное сырье, а также при бурении на воду. Все эти материалы по возможности были использованы при составлении настоящего тома.

В ходе работы над монографией редакционная коллегия стремилась унифицировать описание в соответствии с инструкцией, составленной главной редакцией «Геологии СССР», однако это не всегда оказывалось возможным ввиду различной изученности разных систем. Так, было сочтено возможным отказаться от выделения главы «Основные черты геологического строения», ограничившись кратким изложением необходимых сведений во вступительном разделе главы «Стратиграфия», а также от составления главы «История геологического развития», так как соответствующие вопросы палеогеографии достаточно подробно освещены в конце описания каждой системы. Явления магматизма, наблюдающиеся только в архее, нижнем и среднем протерозое, описаны в соответствующем разделе «Стратиграфии».

К тому приложены две геологические карты масштаба 1:1 500 000 — карта дочетвертичных и карта четвертичных отложений, а также список основных работ, использованных при написании текста. Полный список литературы по району читатель найдет в соответствующих выпусках 7 и 9 томов «Геологической изученности».

Подготовка к изданию IV тома «Геологии СССР» проводилась Геологическим управлением центральных районов, большей частью сотрудниками, лично участвовавшими в геологическом изучении территории. Общее редактирование первой части тома проведено И. Н. Леоненко и С. М. Шиком. Редактирование отдельных глав и разделов осуществлялось: А. В. Симоновым (история геологического изучения); А. И. Спиридоновым (физико-географическое описание и экономическая характеристика); А. А. Борисовым (архей, нижний и средний про-

терозой); Б. М. Келлером (верхний протерозой, кембрийская и ордовикская системы); В. С. Яблоковым (девонская система); Л. М. Бириной и А. И. Осиповой (каменноугольная система); В. И. Игнатовым (пермская система); Г. И. Бломом (триасовая система); С. М. Шиком (юрская и меловая системы); Е. В. Шанцером (палеогеновая, неогеновая и четвертичная системы); М. В. Муратовым (тектоника и неотектоника); Н. Е. Диком (геоморфология).

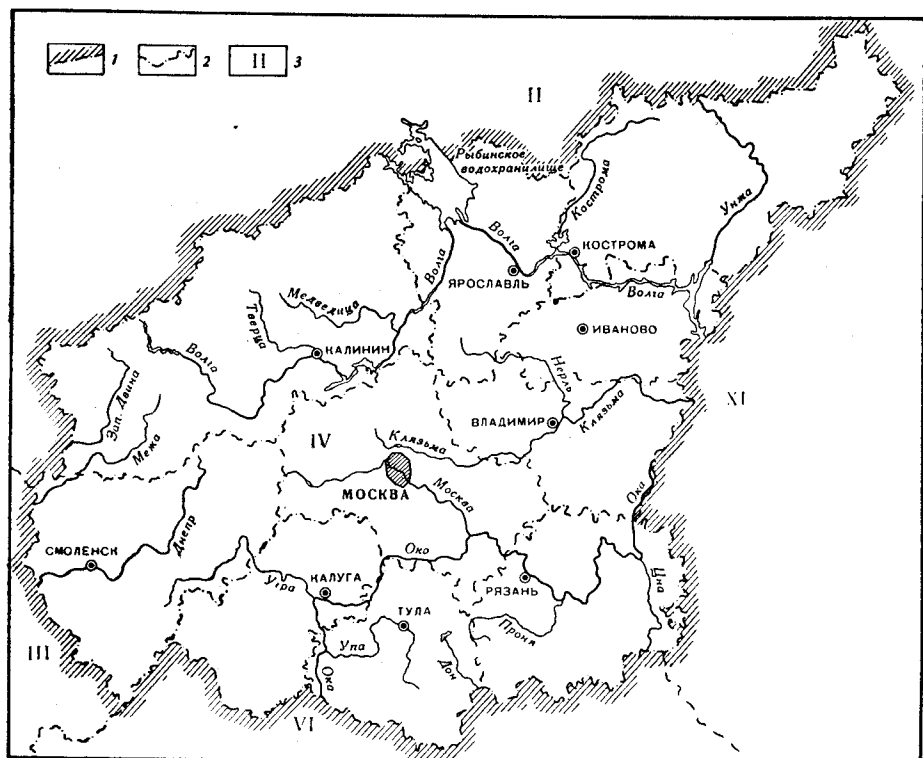


Рис. 1. Обзорная карта центра Европейской части СССР

1 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе «Геология СССР», 2 — границы административных областей, 3 — номера томов «Геологии СССР», посвященных описанию указанных территорий

Вся техническая работа по подготовке рукописи и карт к изданию выполнена З. К. Барашковой, Л. В. Поповой, А. А. Шейдаковой при участии Ю. Е. Пономаревой под руководством С. Л. Бреслава.

Добываясь единого освещения геологического строения описываемой территории, редколлегия стремилась согласовать некоторые противоречивые точки зрения авторов и редакторов отдельных глав и разделов. В тех случаях, когда это оказывалось невозможным, различная трактовка того или иного вопроса отражена в тексте работы. К числу вопросов, вызвавших наибольшие разногласия, относятся: объем озерско-хованских слоев турнейского яруса, а также стратиграфия верхнечетвертичных отложений и границы верхнечетвертичных оледенений. При чтении настоящей работы следует иметь в виду также, что редакционной коллегией тома принято решение о написании латинских названий фауны без скобок, заключающих фамилию автора вида, так как монография не является специальной палеонтологической сводкой.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Геологические исследования центральных районов Европейской части СССР по существу явились началом познания геологического строения территории нашей страны. На базе этих исследований в значительной степени происходило становление русской геологической науки, разрабатывались и формировались ее теоретические основы. Почти за двести лет, прошедших с тех пор, как в литературе появились первые сведения о геологическом строении центральных областей России, опубликовано громадное число работ, посвященных различным вопросам геологии этой территории. Еще большее количество рукописных материалов хранится в фондах различных геологических организаций.

Ниже кратко охарактеризованы основные периоды развития знаний о геологическом строении рассматриваемой территории с отражением для каждого из них главнейших работ.

История геологического изучения рассматриваемой территории распадается на два основных этапа — дореволюционный и послереволюционный. Каждый из этих этапов в свою очередь подразделяется на ряд периодов, отличающихся друг от друга по характеру и объему проводившихся геологических исследований.

Дореволюционный этап¹. Первые сведения о геологическом строении рассматриваемой территории были получены экспедициями Академии наук во второй половине XVIII века. Наиболее крупные исследования того времени по геологии рассматриваемых областей связаны с именами С. Г. Гмелина (1771); И. Н. Лепехина; В. Зуева (1787); В. М. Севергина, Н. П. Рычкова, П. С. Палласа.

В первой половине XIX века возникли: Московское общество испытателей природы (1805 г.), а также Минералогическое (1817 г.) и Географическое (1845 г.) общества, которые развили интенсивную деятельность по естественно-историческому изучению территории России. В 1825 г. был организован Ученый комитет военного корпуса горных инженеров, который начал выпускать «Горный журнал» — старейшее в России периодическое издание, освещавшее вопросы геологии.

Начало систематических геологических исследований Центральных районов связано с именем основателя Московского общества испытателей природы Г. И. Фишера фон Вальдгейма. Им впервые дано общее описание геологии Московской губернии (Fischer de Waldheim, 1837), в котором хотя и нет еще правильного определения возраста развитых здесь пород и последовательности их залегания, однако уже заложены основы палеонтологической характеристики отложений Подмосковья. Несколько позже геологические исследования в пределах Калужской, Тульской, Московской и Тверской губерний проводили А. И. Оливьери

¹ Следует иметь в виду, что сведения об изученности и об истории изучения отдельных геологических систем содержатся в соответствующих разделах.

(1840, 1844), Г. П. Гельмерсен (1841в) и Д. И. Соколов (1842). Некоторые данные по геологии рассматриваемой территории содержатся в описаниях Максимова (1825), Леопольда Буха, А. А. Кейзерлинга и Блазиуза. К первой половине XIX столетия относится начало поисково-разведочных работ в Подмосковном угольном бассейне и организация там постоянной добычи угля.

Обобщение всех накопившихся к тому времени материалов, а также результаты собственных наблюдений позволили Г. П. Гельмерсену, возглавлявшему Ученый комитет корпуса горных инженеров, опубликовать в «Горном журнале» в 1841 г. первую обзорную геологическую карту Европейской России в масштабе 60 верст в дюйме (1 : 2 520 000).

В 1840—1841 гг. крупнейший английский геолог Р. И. Мурчисон совершил большую экспедицию по территории Европейской России и Урала. В результате этих исследований он обосновал пермскую систему, выделение которой было подготовлено работами Д. И. Соколова (1842), подтвердил существование Центрального девонского поля, о котором ранее писал Г. П. Гельмерсен, и опубликовал в 1845 г. на английском языке большую работу, содержащую региональное описание геологии Европейской части России и Уральских гор. Первый том, снабженный геологической картой, посвящен геологическому описанию, данному в стратиграфической последовательности. Второй том, написанный в основном спутниками Р. И. Мурчисона русским палеонтологом А. А. Кейзерлингом и французским палеонтологом Ф. Е. Вернейлем, содержит палеонтологическое описание.

В 1849 г. работа Мурчисона вышла в русском переводе А. Д. Озерского, который внес много дополнений и в текст, и в карту, показал участие русских геологов в изучении фауны.

Работа Р. И. Мурчисона вместе с вышеупомянутой картой Г. П. Гельмерсена явилась той исходной геологической основой, на которой развивались в дальнейшем геологические исследования на рассматриваемой территории во второй половине XIX века.

В 50—70-е годы, вплоть до образования Геологического комитета в 1882 г., геологические исследования проводились многими учеными, опубликовавшими геологические описания значительных территорий центральной России, в основном в границах тех или иных губерний или уездов.

В Московской губернии эти исследования проводили Г. Е. Щуровский (1867), Г. А. Траутшольд (1872а, 1872б), в Тверской — И. И. Бок (1871), И. И. Лагузен (1871), П. В. Еремеев (1871), А. Ю. Дитмар (1871), в Смоленской — Фельдман (1855), А. Ю. Дитмар (1873), в Костромской и Ярославской — П. Пикторский (1866, 1867), Г. Е. Щуровский (1867), К. О. Милашевич (1881), в Рязанской — Г. Д. Романовский (1854, 1857а), Н. П. Барбот-де-Марни (1872), в Калужской — Г. Е. Щуровский (1867), в Тульской — П. В. Еремеев (1853), во Владимирской — А. А. Крылов (1881). Опубликованные этими исследователями работы обычно содержали мелкомасштабные геологические карты обследованной территории с описанием фактического материала (обнажений) и развитых здесь пород в стратиграфической последовательности.

В 50-х годах для решения вопросов водоснабжения Москвы и выяснения характера угленосности на участке между Москвой и Тулой было проведено бурение скважин (близ Серпухова, Подольска и в Москве), обосновавших представление о геологическом строении значительной части центральных областей Европейской России. Скважина в Подольске глубиной 232 м прошла юрские отложения, а также весь разрез каменноугольных отложений и вскрыла на глубину 18 м девон-

ские породы. Результаты бурения были опубликованы в ряде статей Г. Д. Романовского (18576, 1860, 1863) и Г. Е. Щуровского (1866а).

В 1876 г. по инициативе Г. П. Гельмерсена на территории Подмосковного бассейна была начата крупномасштабная геологическая съемка, которую проводили А. О. Струве, И. И. Лагузен, А. А. Краснопольский и А. Игнатьев. Съемка завершилась изданием в 1881 г. геологической карты южной части Подмосковного бассейна в масштабе 4 версты в дюйме (Струве, 1881).

Наряду с региональными геологическими исследованиями в этот период были проведены специальные работы по изучению отдельных вопросов геологии центральных районов России. К ним относятся работы Г. Д. Романовского — о Подмосковном каменноугольном бассейне (1854, 1861) и верхнем девоне Подмосковья (1864), Г. П. Гельмерсена — о девонских отложениях средней России (1856), Г. А. Траутшольда — о стратиграфии юрских и меловых отложений. Большое значение имели работы К. Ф. Рулье (Rouiller, 1844, 1846, 1847 и др.), крупного русского геолога, палеонтолога и зоолога, описавшего юрские ископаемые Подмосковья и заложившего прочную основу стратиграфического изучения юрских отложений средней России. К концу этого периода относится появление первых работ по стратиграфии юрских отложений Подмосковья С. Н. Никитина (1880, 1881).

В 1882 г. в Петербурге был создан Геологический комитет. Роль этого учреждения в изучении геологического строения и общем развитии геологических знаний в России чрезвычайно велика: со времени его организации начинается новый период в геологическом изучении нашей страны. Первая и основная задача, которую поставил перед собой Геологический комитет, — проведение региональной геологической съемки территории Европейской России в масштабе 10 верст в дюйме.

Уже в 1884 г. вышло описание 56 листа геологической карты Европейской России, составленного С. Н. Никитиным. Позже им были опубликованы геологические карты 71 (1885а) и 57 листов (1890б), площадь которых вместе с 56 листом охватывает почти всю центральную и северо-восточную части рассматриваемой территории. С. Н. Никитиным много сделано для выяснения стратиграфии и характера распространения подмосковного карбона, юры и мела (1883б, 1886а, 1888, 1890а), им была сопоставлена стратиграфия русской юры с юрой Западной Европы и дано описание фауны аммонитов среднерусской юры. Впервые этим исследователем была использована применительно к центральному району Русской платформы теория древнего материкового оледенения, разработанная П. А. Кропоткиным главным образом для Финляндии, и восстановлено положение границы материкового оледенения на Русской равнине (1885б). С. Н. Никитиным сделаны правильные выводы о большой древности рельефа рассматриваемой территории.

Из листов 10-верстной карты, площадь которых попадает в пределы описываемой в настоящем томе территории, кроме листов, снятых С. Н. Никитиным, в дореволюционное время были изданы еще только два — 72 и 73. Съемка первого из них была произведена Н. М. Сибирцевым (1896), а второго Н. А. Богословским (1906). Эти листы захватывают восточную и юго-восточную части рассматриваемой территории и входят в ее пределы своими западными половинами. На протяжении многих лет геологические исследования на площади 43 листа (Тверская и Смоленская губернии) проводил В. Г. Хименков (1910, 1912, 1913, 1914, 1915).

В конце XIX века в Центральных районах работала экспедиция для исследования источников главнейших рек Европейской России, гидрогеологическими исследованиями которой руководил С. Н. Никитин.

Эти работы содержали подробное описание фактического материала и сопровождалось геологическими картами 10-верстного масштаба (Никитин, Наливкин, 1896; Никитин, 1899 и др.).

Большой вклад в изучение геологии описываемых областей внесли работы Комиссии по исследованию фосфоритов, проводившиеся под руководством Я. В. Самойлова и А. Д. Архангельского в период с 1908 по 1915 г. На описываемой территории фосфоритоносные отложения изучал в основном А. П. Иванов, который опубликовал ряд работ (1909, 1910, 1911, 1912, 1913, 1914, 1915а, б), содержащих геологическое описание значительных площадей в пределах Костромской, Рязанской, Московской, Тверской, Ярославской, Калужской и Смоленской губерний.

Кроме перечисленных исследователей изучением геологии Центральных областей в описываемый период занимались и многие другие крупные ученые, труды которых до настоящего времени не потеряли своего значения. Среди них Н. Н. Боголюбов, проводивший на протяжении многих лет исследования в Калужской губернии и некоторых других районах (1899а, б, 1903, 1904а, б и др.), М. М. Пригоровский, опубликовавший ряд работ по геологии южной части Московской и Рязанской губерний (1909, 1911 и др.), К. Д. Глинка, описавший четвертичные отложения северо-западной части описываемой территории (1901, 1902, 1904 и др.), А. Н. Розанов, изучавший юрские отложения Подмосквья (1909, 1912).

Большое значение для создания современных представлений о стратиграфии девонских отложений рассматриваемых областей имели исследования П. Н. Венюкова (1884, 1886), каменноугольных отложений — А. О. Струве (1886), А. П. Иванова (1910), К. И. Лисицына (1911), пермских и триасовых отложений — В. П. Амалицкого (1886, 1892), Н. Н. Яковлева (1916а, б), мезозойских и четвертичных образований — А. П. Павлова (1894, 1900) и Н. И. Криштафовича (1893).

К концу дореволюционного этапа геологического изучения рассматриваемой территории были сформулированы общие представления о ее геологическом строении, установлены и в общих чертах описаны все известные здесь в настоящее время геологические системы (кроме додевонских, палеогеновых и неогеновых отложений), для большинства систем заложены основы уже близкого к современному стратиграфического расчленения, изучена ископаемая фауна.

Послереволюционный этап. После Великой Октябрьской социалистической революции началась новая эпоха в геологическом изучении нашей страны. Геологические исследования на территории центра Европейской части СССР были возобновлены в первые же годы существования Советской власти. В 1918 г. было организовано Московское отделение Геологического комитета, преобразованное впоследствии в Московский геологоразведочный трест, а затем — в Московское геологическое управление (ныне Геологическое управление центральных районов). С тех пор и до настоящего времени этой организации принадлежит ведущая роль в изучении геологического строения территории центральных областей Европейской части СССР.

В первые годы Советской власти геологические исследования проводились в очень ограниченном объеме, носили региональный характер и по своему характеру являлись продолжением геологических исследований предреволюционных лет. С начала 20-х годов были возобновлены 10-верстные геологические съемки. Почти вся западная часть территории (лист 43) была охвачена съемками В. Г. Хименкова (1923, 1934); на северо-западе (лист 42) съемку вели Д. В. Соколов (1925), А. Н. Давыдова и А. И. Москвитин (1939), а на самой западной окраи-

не (восточная часть листа 28) А. М. Жирмунский (1932) и А. А. Алейников. Юго-западная часть территории (восточная четверть листа 29 и лист 44) снималась Г. Ф. Мирчинком в 1933 г., А. М. Жирмунским (1928, 1931 г.), С. А. Добровым и А. Э. Константинович (1936). Вновь была покрыта 10-верстной геологической съемкой площадь 56 листа (Сомов, 1939; Козлова, 1939) и частично 57 листа (Е. А. Молдавская); при этом были значительно уточнены ранее составленные С. Н. Никитиным (1884, 18906) геологические карты этих листов. На северо-востоке 10-верстные съемки проводились на площади 70 (Люткевич, 1939), 89 (Кром, 1934) и 88 (Зоричева, 1941) листов, которые входят в пределы рассматриваемой территории лишь небольшими участками. На востоке территории, в пределах снятого еще Н. М. Сибирцевым (1896) 72 листа, производили 10-верстные съемки Е. А. Молдавская (1933а), М. С. Швецов (1933) и З. М. Старостина (1934). В южной части рассматриваемой территории, площадь которой полностью обнимает 58 лист, 10-верстную съемку в этот период проводили М. С. Швецов (1932), А. П. Иванов и Е. А. Иванова (1936), Н. А. Преображенский (1933), М. М. Пригоровский.

В результате перечисленных выше работ описываемая территория полностью была заснята в 10-верстном масштабе. Долгое время, а для северных и северо-восточных районов почти до настоящего времени, эти работы являлись основным материалом, на котором базировались представления о геологии рассматриваемой территории.

Почти одновременно с 10-верстными съемками начали проводиться детальные геологические съемки на территории Подмосковского угольного бассейна, в окрестностях Москвы и других крупных городов.

В пределах южного крыла Подмосковского бассейна крупномасштабные съемки производились М. М. Пригоровским и М. А. Леонтьевой (Тульская область), А. В. Симоновым, А. Г. Фомичевым и П. А. Герасимовым (юго-запад Рязанской области), М. П. Цукановым и В. И. Ечеистойой (юго-восток Рязанской области) и др.

На западном крыле Подмосковского бассейна детальные геологические съемки были сосредоточены преимущественно в центральной и восточной частях Смоленской, в юго-западной части Калининской и на западе Калужской областей. Съемка проводилась здесь В. М. Вересовой, Д. И. Погуляевым, Н. И. Ворониным, П. П. Дрожжевой, Е. М. Великовской, Н. С. Ильиной, Н. Е. Ковалевым, В. Н. Козловой, Д. М. Коненковым, Н. В. Кулясовой, А. В. Костюкевич-Тизенгаузенем, Н. В. Сапрыкиной, Д. Н. Тарасовым, Е. Я. Шабловским, Е. В. Шанцером, Д. Н. Утехиным и др.

Систематические крупномасштабные геологические съемки в Подмосковье были начаты в 1929 г. под руководством Б. М. Даньшина геологами Московского геологоразведочного треста А. Н. Сокольской, М. В. Шмидт, Е. А. Ивановой, М. А. Недошвиной, А. Э. Константинович, П. А. Герасимовым, А. В. Симоновым, Н. В. Сапрыкиной и др. Съемки эти проводились без глубокого бурения, поэтому обоснованность материалов, полученных в результате этих работ, в особенности по дочетвертичным отложениям была недостаточной.

Детальные геологические съемки в этот период были проведены также в долине р. Волги, главным образом в районе от г. Калинина до г. Рыбинска, а также в районах, прилегающих к крупным промышленным центрам, таким как Ярославль, Иваново и т. п. (С. А. Добров, А. Г. Завидонова, Ю. К. Зограф, А. В. Иванов, А. Э. Константинович, В. В. Попов, Н. В. Родионов, А. С. Рябченков, А. И. Сокольская, Е. Д. Сомкина, Н. В. Сапрыкина, М. В. Шмидт и др.).

В 1931—1936 гг. Б. М. Данышиным были обобщены материалы полстных детальных съемок Москвы и ее окрестностей. В 1935 г. В. С. Яблоковым и С. М. Россовой была составлена сводка по дочетвертичным породам южного крыла Подмосковского бассейна.

Значительно меньше полевых исследований проводилось в то время в северной и в особенности в северо-восточной частях описываемой территории. Кроме работ, связанных с 10-верстной геологической съемкой, в этот период здесь были проведены исследования Д. И. Гордеевым (1929а, 1929б), М. И. Соколовым (1925, 1929) и др.

Накопившиеся в результате геологических работ материалы послужили основой для составления в течение этого периода ряда сводных геологических описаний. В первую очередь к ним следует отнести изданную в 1932—1934 гг. серию «Геология и полезные ископаемые районов Московской области», включающую около 80 очерков, каждый из которых содержит описание геологического строения и полезных ископаемых одного из районов Московской области. Авторами очерков являлись Б. М. Данышин, С. А. Добров, П. В. Дорофеев, В. А. Жуков, А. Г. Завидонова, Е. А. Иванова, Ю. П. Карпинский, А. Э. Константинович, Н. И. Николаев, Р. М. Пистрак, Н. В. Сапрыкина, А. Н. Сокольская, С. А. Хакман, В. Г. Хименков, М. С. Швецов, М. В. Шмидт, В. С. Яблоков и др.

Описанию геологического строения различных участков Московской области посвящены также многочисленные работы В. Г. Хименкова (1924, 1925, 1926 и др.), а также статьи М. С. Швецова (1928, 1931), С. А. Доброва (1932) и др. Геологическое описание территории г. Москвы сделано Б. М. Данышиным (1934). Сводное геологическое описание района г. Тулы дано А. П. Ивановым и Е. А. Ивановой (1929).

В течение этого периода составлены сводные геологические описания ряда областей: по геологии и полезным ископаемым Западной области (Жирмунский, 1930; Погуляев, 1935), по геологическому строению Московской (Данышин, 1936), Калининской (Москвитин, 1939а) и Ивановской промышленных областей (Гордеев, 1931).

Фактический материал, полученный в результате геологических исследований, послужил основанием для большого числа работ, посвященных решению некоторых вопросов стратиграфии. Так, для разработки стратиграфии девонских отложений Центральных областей наибольшее значение в этот период имели работы Д. В. Наливкина (1923, 1925, 1930, 1937 и др.), который заново переработал материалы по фауне среднерусского девона и дал возрастное расчленение последнего, внося значительные уточнения в стратиграфическую схему П. Н. Венюкова. Большие работы по изучению девонских отложений Главного и Центрального девонских полей были проведены Р. Ф. Геккером (1933, 1934 и др.). Следует также упомянуть работы Б. М. Данышина о данково-лебединских отложениях (1937б), А. Д. Архангельского (1922, 1924), предложившего название «семилуцкий горизонт» и выделившего щигровский горизонт.

Еще больше в этот период было сделано по изучению каменноугольных отложений, особенно нижнего карбона. Основную роль среди этих исследований сыграли работы М. С. Швецова (1922, 1925, 1927 и др.), который еще в 1922 г. убедительно доказал неудовлетворительность стратиграфической схемы А. О. Струве и, в частности, предложил окончательно отделить серпуховский ярус от нижележащей толщи «продуктусового яруса». В 1932 г. М. С. Швецов (1932) обосновал и предложил новую стратиграфическую схему для нижнего и среднего карбона Подмосковского бассейна. В последующие годы стратиграфическая схема нижнего карбона, по М. С. Швецову, получила подтверж-

дение других исследователей, а в 1951 г. она была признана эталонной для всей Европейской части СССР.

Для создания современной стратиграфической схемы среднего и верхнего карбона наибольшее значение имели исследования А. П. Иванова в Московской и смежных областях, стратиграфические результаты которых были опубликованы им в 1926 г. Он впервые подробно описал выделенные по петрографическим и палеонтологическим признакам верейский, каширский, подольский и мячковский горизонты московского яруса, в верхнекаменноугольных отложениях он выделил тегулиферовый и омфалотроховый горизонты. Отдельные вопросы стратиграфии каменноугольных отложений рассматривались также в работах Б. М. Даньшина (1936), З. А. Богдановой (1929, 1932), Т. Г. Сарычевой (1928, 1933а, б и др.), В. Г. Хименкова (1927, 1934), А. Э. Ульмера (1938), В. С. Яблокова (1929) и многих других.

Описанию пермских и триасовых отложений было посвящено сравнительно небольшое число работ. К ним относятся исследования И. И. Крома (1932, 1937а, б и др.), Е. М. Люткевича (1938), А. Н. Мазаровича (1934, 1939а, б), Ф. М. Кузьмина (1933) и некоторые другие.

Изучением стратиграфии юрских и меловых отложений рассматриваемой территории в 20—30-е годы занимались С. А. Добров (1922, 1929 и др.), Н. Т. Зонов (1937а, б, в и др.), Е. В. Милановский (1926) и А. Н. Розанов (1922 и др.).

Особенно много по сравнению с дореволюционным периодом было сделано в области изучения четвертичных отложений. Работами А. П. Павлова (1922, 1936), Г. Ф. Мирчинка (1928, 1930 и др.), А. М. Жирмунского (1929 и др.), Б. М. Даньшина (1933б и др.) и других геологов была разработана довольно детально стратиграфия четвертичных отложений центра Европейской части СССР, установлено наличие здесь следов не менее трех оледенений, намечены границы распространения этих оледенений и произведено их сопоставление с ледниковыми эпохами Западной Европы. К концу 30-х годов появились работы И. П. Герасимова и К. К. Маркова (1939), А. И. Москвитина (1936а, 1939б), в которых были даны новые более детализированные стратиграфические схемы, послужившие основой создания современных стратиграфических схем четвертичных отложений Центральных районов.

В различных местах описываемой территории было изучено большое количество разрезов межледниковых отложений, положивших начало палеоботаническому обоснованию стратиграфических схем (Доктуровский, 1923, 1937 и др.; Жирмунский, 1931; Костюкевич-Тизенгаузен, 1932; Соколов, 1936; Сукачев, 1928 и др.). Результаты палеоботанических исследований обобщены В. Н. Сукачевым (1938) в работе по истории растительности СССР в плейстоцене.

В это же время были заложены основы геоморфологического изучения рассматриваемой территории. Большую роль в этом сыграли геоморфологи Московского университета во главе с А. А. Борзовым.

Логическим завершением всех геологических работ, проведенных в течение рассматриваемого периода и в предшествующее ему время, явилось создание сводной мелкомасштабной геологической карты СССР. Еще в 1922 г. А. Д. Архангельским были составлены московская и ярославская ее части, в 1933—1934 гг. они были пересоставлены Е. М. Великовской, Н. Л. Кудрявцевой и А. А. Балтийской под общей редакцией А. Д. Архангельского. К концу этого периода было закончено составление и вышло в свет первое издание этой сводки по рассматриваемой территории (Б. П. Асаткин и В. А. Котлуков, Б. М. Даньшин, А. А. Балтийская и Е. М. Великовская, М. П. Казаков).

В заключение обзора основных геологических работ довоенного периода следует сказать, что в 1940 г. было окончено бурение Боевской скважины в г. Москве, впервые вскрывшей на этой территории породы кристаллического фундамента и положившей начало изучению глубоких горизонтов Московской синеклизы.

В период Великой Отечественной войны (1941—1945 гг.) полевые исследования в пределах рассматриваемой территории почти не проводились. В течение этого времени выполнялся ряд сводных камеральных работ, связанных главным образом с военными нуждами. Одной из таких крупных работ было составление полистной комплексной сводки, охватившей большую часть рассматриваемой территории, кроме крайних северных и северо-восточных ее районов. В составлении данной сводки участвовал большой коллектив геологов ГУЦР — Д. Н. Утехин, Е. М. Пирогова, А. В. Симонов, И. Е. Малярова, А. Э. Константинович, С. А. Добров, П. А. Герасимов, В. Н. Козлова, М. А. Недошивина, Л. А. Юшко, Н. Г. Комиссаров, Н. А. Молгачева, Т. Г. Тимохина, Н. А. Титова, Я. А. Сырковашина и др. Общее руководство работой осуществлял Д. В. Соколов.

Вскоре после окончания Великой Отечественной войны Геологическим управлением центральных районов (ГУЦР) была начата систематическая полистная государственная среднемасштабная геологическая съемка, сопровождавшаяся бурением картировочных скважин и в ряде случаев специальными геофизическими (электроразведочными) работами. Эта съемка положила начало качественно новому этапу изучения территории с оценкой перспектив ее на полезные ископаемые. Съемка велась по единой методике под руководством А. В. Симонова, И. Н. Леоненко, Е. М. Пироговой, С. М. Шика, принимали участие в методическом руководстве этими работами также П. А. Герасимов, В. И. Ечеистова, М. И. Лопатников, Д. Н. Утехин, С. Л. Бреслав и др.

В 1954 г. Всесоюзным гидрогеологическим трестом была начата полистная комплексная геологическая гидрогеологическая средне- и крупномасштабная съемка в Мещерской низменности, задачей которой было получение материалов для разработки ирригационных мероприятий по осушению Мещеры.

К концу 50-х годов вся южная часть рассматриваемой территории, включающая Подмосковский каменноугольный бассейн, Мещеру и прилегающие к ним районы Подмосковья, была покрыта среднемасштабной геологической съемкой. В геологической съемке этой площади принимали участие: И. Н. Леоненко, Д. Н. Утехин, В. И. Ечеистова, С. М. Шик, Е. Я. Уманская, З. И. Деева, М. П. Цуканов, Е. Е. Соколова, Е. К. Евтехова, И. П. Апполонова, С. Л. Бреслав, Б. А. Яковлев, М. И. Лопатников, Г. С. Третьяков, Т. И. Столярова, С. Я. Гоффеншефер, М. Е. Меркулова, Е. Я. Уманская, А. А. Семенов, В. А. Головкин, С. И. Гольц, Б. М. Кордун, А. А. Смурова, Е. А. Балашкова, Н. Л. Кудрявцева и др.

В 60-е годы интенсивные геологосъемочные работы велись в северной, восточной и северо-восточной частях рассматриваемой территории. В Московской, Калининской, Ярославской, Ивановской, Владимирской и Костромской областях в этих съемках принимали участие геологи Г. В. Абрамов, С. В. Алехин, И. П. Апполонова, Н. Г. Бородин, С. Я. Гоффеншефер, В. В. Дашевский, П. А. Дворцов, В. К. Кузнецов, О. Н. Лаврович, Г. Ф. Симонова, Т. И. Столярова, А. А. Семенов, Л. Т. Семененко, Н. И. Строк, И. И. Шипилов, Е. А. Шулешкина, А. И. Цукурова, П. А. Большакова, С. И. Гольц, А. И. Евсеенков, Б. М. Кордун, И. Н. Лобачев, В. Р. Лозовский, А. А. Медем, А. А. Кириченко, А. Г. Олферьев, Т. Н. Штыхалюк и др.

К 1969 г. практически вся рассматриваемая территория, кроме нескольких очень небольших ее участков, была покрыта геологической съемкой среднего масштаба.

Следует сказать, что в процессе геологосъемочных работ был получен большой палеонтологический материал, изучение которого позволило установить для многих горизонтов этой территории руководящие микрофаунистические комплексы: для девонских и каменноугольных отложений это сделано главным образом Р. Б. Самойловой, Е. В. Фоминой, Р. Ф. Смирновой; для пермских и триасовых — Е. М. Мишиной и Г. Н. Чернышевой; для юрских и меловых Е. В. Фоминой, Е. Я. Уманской и Л. И. Кратенко. Широко применялись также палинологические исследования, в процессе которых были уточнены руководящие спорово-пыльцевые комплексы девонских и каменноугольных (Л. А. Юшко, Н. И. Умнова, В. Т. Умнова, М. Ф. Заварзина), верхнепермских и нижнетриасовых (М. К. Кюнтцель), юрских и меловых (И. А. Добруцкая, В. В. Филиппова, Л. А. Юшко, В. И. Кочетова) отложений. Решающее значение для датирования неогеновых и четвертичных отложений имели спорово-пыльцевые исследования, проводившиеся М. А. Недошивиной, А. А. Гузман, М. Н. Валуевой, В. В. Писаревой и др. Литологические и минералогические исследования производились И. Д. Зхусом, Л. С. Гомберг, Ф. И. Красновской, М. И. Великановой и др.

Рассматриваемая территория вследствие развития на большей части ее сплошного покрова четвертичных отложений значительной мощности характеризуется чрезвычайно слабой обнаженностью, а часто и полным отсутствием выходов на поверхность дочетвертичных пород. Однако большой объем картировочного бурения, сопровождавшего геологическую съемку, а также использование данных скважин, пробуренных до проведения геологической съемки, позволили существенно уточнить распространение ряда горизонтов, установить границу распространения продуктивных каменноугольных отложений, для северо-востока (Костромская область) впервые расчленить широко распространенные здесь триасовые отложения, а для северо-запада впервые произвести расчленение фаменских отложений, палеонтологически доказать присутствие в Московской, Рязанской, Смоленской и Костромской областях неогеновых отложений. Много новых данных получено по стратиграфии четвертичных отложений, а также о рельефе подстилающей их поверхности.

Кроме полистных геологической и гидрогеологической съемок в течение послевоенного периода в разных частях рассматриваемой территории проводились структурно-геологические съемки разного масштаба, имевшие целью выявить структурные формы, благоприятные для постановки поискового бурения на нефть и газ или пригодные для использования в качестве подземных газохранилищ. В этих работах участвовали геологи О. Н. Иванов, И. В. Кузнецов, О. И. Кузьмин, А. В. Кацман, Е. И. Нефедова, Н. В. Панова, А. А. Чаадаева, Г. А. Гладышева, В. П. Козлов, В. В. Белов, В. П. Ступаков, Я. Я. Шапиро и др. В результате проведенных исследований по различным горизонтам каменноугольных, пермских и мезозойских отложений был выявлен и приблизительно околонтурен целый ряд поднятий.

Начало изучению глубинной геологии рассматриваемой территории было положено уже упоминавшейся Боевской скважиной, законченной перед Великой Отечественной войной. В течение первого послевоенного десятилетия (1946—1955 гг.) на территории рассматриваемых областей и в непосредственной близости от них было пройдено около 25 опорных и глубоких структурных скважин, а после небольшого перерыва начиная с 1959 г. ГУЦР был пробурен еще ряд глубоких скважин (рис. 2,

табл. 1). В результате всех этих работ на описываемой территории было более или менее равномерно освещено строение палеозоя, протерозоя и архея. Большой материал по строению глубоких горизонтов некоторых участков был получен в процессе работ, проводившихся в связи с поисками структур для подземных газохранилищ (А. Н. Дианов, А. М. Мастерков, М. А. Смиляр и др.).

В первое послевоенное пятилетие (1946—1950 гг.) было по существу положено начало планомерного изучения рассматриваемой терри-

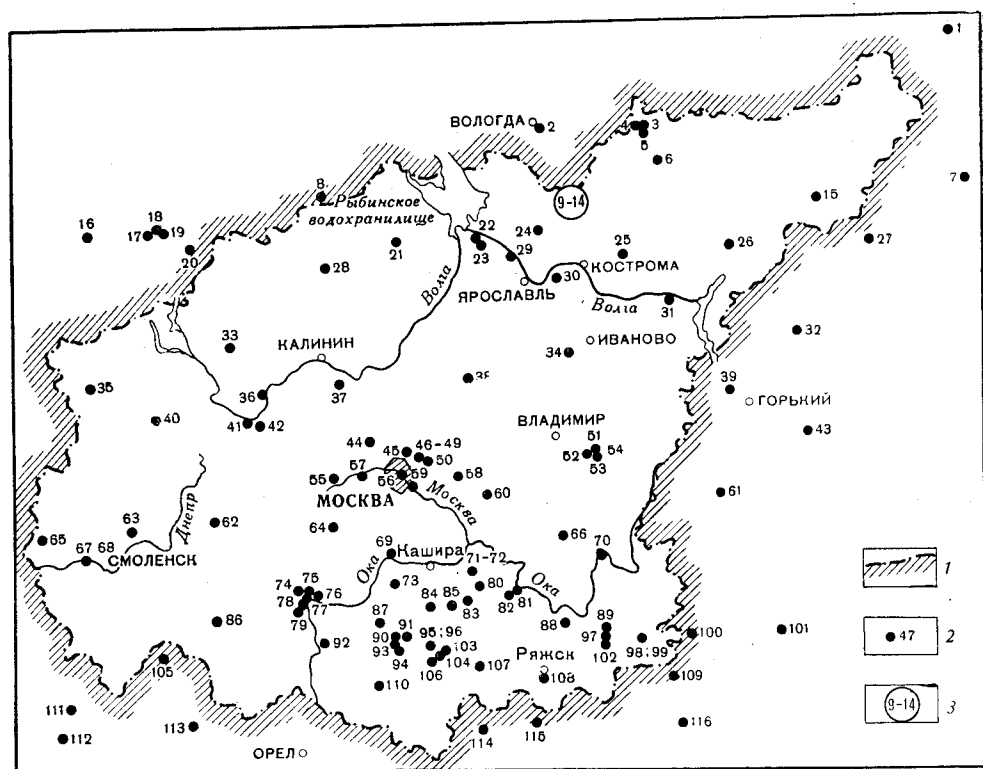


Рис. 2. Схема расположения глубоких скважин (см. табл. 1)

1 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе «Геология СССР»; 2 — местоположение скважины и ее номер; 3 — местоположение группы скважин

тории геофизическими методами. Вначале геофизические исследования проводились главным образом на территории Московской, Тульской и Калужской областей и представлены были в основном электроразведочными работами методом ВЭЗ, наземными магниторазведочными работами и в очень небольшой степени гравиметрическими съемками. В это время (1947 г.) были проведены первые аэромагнитные съемки и в небольшом объеме сейсморазведочные работы.

В 50-е годы объем геофизических исследований резко возрос. В это время проводились преимущественно магнитометрические и гравиметрические съемки. На основе этих материалов было проведено районирование магнитных и гравитационных полей, выполнено сопоставление его результатов с данными бурения и сейсморазведки. Сводка и геологическая интерпретация результатов среднемасштабной аэромагнитной съемки на всей рассматриваемой территории была проведена В. Н. Зандером и др.

Таблица 1

Перечень скважин, приведенных на рис. 2
(по материалам К. Ю. Волкова, Ю. Т. Кузьменко, Б. А. Яковлева)

№ на рисунке	Название скважин	Абсолютная отметка устья скважины, м	Глубина, м	Возраст пород на забое	Годы бурения
61	Алагырская (Балахониха)	170,28	1370	A	1949—1951
39	Балахининская	75,6	1775	A	1947—1949
86	Барятинская	211,15	777	Pt ₁ k	1947—1949
103	Бобриковская	197,25	942,1	A	1963
56	Боенская (Старобоенская) 1 (г. Москва)	141	1675	A	1929—1940
64	Боровская р-1	∞200	1314	Pt ₃ R ₃ ?	1947—1949
20	Валдайская р-2	∞198,33	1671	Pt ₃ R ₃	1948—1949
85	Веневская	136,5	1157	Pt ₁ mh	1960—1962
2	Вологодская	114,52	2236,6	Pt ₂ pv ₁ ?	1949—1951
62	Вяземская	245,4	1257,75	A	1960—1961
107	Горловская	179,5	937,4	Pt ₂	1960—1961
84	Гурьевская	174	1008,4	D ₂ pr	1964—1964
24	Даниловская	157			1967—1968
114	Данковская	157,54	724,7	Pt ₂	1962
73	Домнинская (Алексинская)	197,16	1251,5	A	1962—1963
55	Дороховская	127,6	821	D ₃ p	1959—1960
71	Зарайская 1-р	125	1300	Pt ₃ p	1952
72	Зарайская 5-р	116	1166	Pt ₃ p	1957
80	Зарайская 112 500	182	1145	D ₂ pr	1963—1964
82	Захаровская 30-р	199,49	2104	Pt ₂ kv	1960—1961
57	Звенигородская	169,9	900,2	D ₃ r	1961—1963
100	Зубовополянская	119,1	1536,3	A	1951
42	Зубцовская (Дзержинская) р-1	∞192	1444,5	A	1949
41	Зубцовская р-2	190,53	1424	A	1949
54	Ивановская (Болотская)	164,25	1100	D ₂ s	1941—1943
98	Каверинская р-1	132,3	2444	Pt ₃ kv	1951—1953
77	Калужская (Плетеневская) р-1-бис	145	1055,69	A	1947—1949
78	Калужская (Воротынская) 2	164,5	1063,85	A	1948—1949
75	Калужская (Метихинская) р-3	151,3	1041	A	1949—1949
76	Калужская р-4	147	1081,5	A	1948—1949
74	Калужская (Якшуновская) 5	135	1057,9	A	1949—1950
79	Калужская (Шамординская) 6	—	1054,9	A	1950
59	Капотнинская	127	1170	D ₂ mr	
70	Касимовская	124	1105,1	D ₂ nr ₁	1965—1966
111	Костюковичская	148,8	517,35	Pt ₃ R ₃	1948—1949
7	Котельническая	124,97	1923	A	1948—1949
92	Краинская	137,7	886,7	A	1962—1963
21	Краснохолмская	156,73	1393,3	O ₂	1963—1964
17	Крестцовская 1-р	63,87	1759,2	A	1952—1953
18	Крестцовская 2-р	67,76	1835,5	Pt ₂ ?	1951—1953
19	Крестцовская 3-р	87,43	1247,5	Pt ₃ vd	1952—1953
33	Кувшиновская	230,21	1305	Pt ₃ pv ₂	1962—1963
83	Ливадийская	128,65	1051,4	D ₃ pr	1963—1963
43	Лысковская	68,59	1531,87	A	1950—1951
14	Любимская р-1	142,9	2100	O ₁ v	1951—1952
13	Любимская р-2	101	967	D ₃ ev—lv	1954—1954
11	Любимская Л-1	109	2260,3	Pt ₃ vd	1964—1965
9	Любимская Л-2	116,5	2915	Pt ₃ pv ₂	1964—1966
10	Любимская Л-3	106,5	3304	Pt ₃ R ₃ ?	1965—1966
12	Любимская Л-4	111,25	3205	Pt ₃ R ₃	1966—1968
26	Макарьевская 1	100	2930	A	1963—1964
28	Максатихинская	135,41	1896,3	A?	1963—1963
50	Монинская	131,4	1000	D ₃ p	1963—1964
109	Морсовская	112,39	1754	Pt ₃ pp ₁	1948—1950
88	Мосоловская	124,7	1665	Pt ₃ vr	1947—1950
45	Мытищинская	150,09	1204	D ₂ pr	1961—1962

Продолжение табл. 1

№ на рисунке	Название скважин	Абсолютная отметка устья скважины, м	Глубина, м	Возраст пород на забое	Годы бурения
30	Некрасовская (Малосольская)	104,59	2798,5	Pt ₃ vl?	1962—1964
40	Нелидовская	191,6	1335,85	A	1959—1960
53	Непейцинская 1	165,49	1580	A	1949—1951
52	Непейцинская 2	162,35	1660	A	1950—1951
51	Непейцинская р-3	155,93	1659	A	1951—1952
95	Новомосковская 102 800	203,72	970,6	Pt ₃	1958—1959
96	Новомосковская 102 801	210,37	981,2	Pt ₂	1959
87	Обидимская	155,33	1010	Pt ₃	1964—1965
1	Опаринская	152,7	2237,15	A	1961—1962
58	Павловопосадская	∞132			1966
38	Переславль-Залесская	208,66	2195,9	A	1961—1962
8	Пестовская	147	1612,6	A	1950
91	Петелинская	191,96	959,4	A	1962—1963
116	Пичаевская	163,5	698,7	D ₃ p	1963
113	Полужская площадь (Выгоничи, № 55)	144	503	A	1960—1961
110	Плавская	160,41	720,11	Pt ₁	1947—1948
44	Поваровская	220,03	1779,8	Pt ₁ mh	1950—1951
37	Редкинская	132,7	1753	A	1948—1950
31	Решминская	117,63	2786	A?	1962—1963
105	Рогнединская площадь, № 9	178,48	720	Pt ₁ ?	1958—1959
65	Руднянская				1967
22	Рыбинская 5-р	104,65	2039	Cm ₁ ln	1963—1964
23	Рыбинская Р-2	125	2813	Pt ₂	1967
108	Ряжская	128,25	1033,71	Pt ₁	1949—1950
81	Рязанская 4	132,15	1146,3	Pt ₃ pv ₁	1957
99	Сборнинская (Цнинская)	110,9	617,12	Dml—p	1934—1937
69	Серпуховская	169,5	1314,8	Pt ₁	1950
67	Смоленская 1	174,16	1239,05	Pt ₁	1959—1960
68	Смоленская 2	171,3	1129,05	Pt ₁	1960—1961
106	Смородинская 2	230,2	944,2	Pt ₂	1950—1951
104	Смородинская 3	229,8	923,5	Pt ₂	1950—1951
4	Солигаличская р-1	143,7	2408	Pt ₃ R ₃	1942—1952
5	Солигаличская р-3	135,7	2079	Pf ₃ rd	1949—1952
3	Солигаличская 2				1967
97	Сомовская 113 600	119,88	1222	D ₂ pr	1964
89	Сомовская (Строевская) 114 300	112,1	1340,9	Pt ₃	1964—1965
102	Сомовская (Славинская) 114 301	135,2	1282,2	Pt ₃	1965
36	Старицкая	204?	1554	A	1951
16	Старорусская	∞20	964	A	1946—1946
112	Стругово-Будская	150,3	587,5	A	1961—1962
25	Судиславская	150,1	2833	Pt ₃ vd	1965—1967
32	Сухобезводная	140	1062	C ₂ b	1958—1959
34	Оболсуновская	115,95	645	C ₂	1959—1960
101	Токмовская	144,33	954,6	A	1948—1948
35	Торопецкая	183,64	1276,8	Pt ₃ R ₃	1964—1965
94	Тульская (Мясоедовская) 2	∞230	938,6	A	1948—1949
90	Тульская (Новобасовская) р-3	239,8	1002,25	A	1949—1950
93	Тульская (Яснополянская) р-4	224,8	967	Pt ₃ vl?	1949—1950
66	Тумская	∞120	102,8	A?	1962—1963
29	Тутаевская	131,37	1169,25	D ₃ fr	1965—1966
115	Чаплыгинская	131,8	860	Pt ₁	1962—1962
27	Черкушинская	105	1250	C ₁ v	1959—1960
6	Чухломская	157	2603	Pt ₃ vd	1964—1966
15	Шарьинская	114,3	2604,8	Pt ₃ rd	1950—1951
60	Шатурская	149,52	1563,2	Pt ₃ rd?	1961—1963
46	Щелковская 7-р	151,93	1387	A	1959—1960
47	Щелковская 10-р	147,83	1498	A	1961—1962
48	Щелковская 22-р	149,2	1572,7	A	1960
49	Щелковская 60-р	153,84	1189,2	A	1964
63	Ярцевская	211,75	1046,3	A	1966—1967

60-е годы характеризуются широким развитием геофизических работ в связи с поисками нефтяных и газовых месторождений. За этот период большая часть территории была покрыта точечным зондированием КМПВ и пересечена рядом сейсмических профилей КМПВ вкрест простирания структур, выполнен большой объем сейсморазведочных работ МОВ для картирования структуры осадочных отложений, значительная часть территории покрыта электроразведкой ТТ и ЗСМ.

Результаты региональных геофизических исследований и данные глубокого бурения позволили по-новому представить тектоническое строение Московской синеклизы, определить простирание основных тектонических элементов, получить данные о мощности осадочного комплекса, высказать предположение о блоковом строении кристаллического фундамента.

Значительный фактический материал по геологии рассматриваемой территории был получен в результате работ, связанных с поисками и разведкой различных видов полезных ископаемых, возобновившихся сразу же после окончания Великой Отечественной войны. Наибольший геологический материал дали работы, связанные с поисками и разведкой бурого угля на территории Подмосковского каменноугольного бассейна. Изучение керна разведочных и поисковых скважин позволило произвести детальное стратиграфическое расчленение визейских отложений этой территории, провести сопоставление их разрезов, изучить фациальный состав и палеогеографические условия времени их накопления. Много данных главным образом по литологии и строению карбонатных толщ каменноугольных отложений было получено в результате поисково-разведочных работ на известняки, доломиты, пески и песчано-гравийный материал.

Очень ценный геологический материал был получен в результате обработки громадного количества буровых на воду скважин, пройденных на описываемой площади в послевоенные, в особенности в 60-е годы. Это помогло установить мощность четвертичных отложений, распространение, мощность и глубины залегания литологических толщ до четвертичных отложений и т. д.

В послевоенные годы был проведен большой объем инженерно-геологических исследований, в первую очередь связанных с восстановлением разрушенных и затопленных во время войны шахт Подмосковского бассейна. Много инженерно-геологических изысканий было проведено на территории Москвы и ее окрестностей, в создании которых принимали участие В. П. Касаткина, Н. А. Княгиничева, Е. В. Власова, Б. Э. Урбан, И. Р. Кутателадзе и др.

Большой геологический материал был получен при инженерно-геологических изысканиях, проводившихся в бассейнах рек Верхней Волги и Оки. В комплекс изысканий входили также и инженерно-геологические съемки, охватившие значительные участки долин Волги, Оки и их притоков (Н. И. Сакьянов, В. Г. Хименков, А. А. Лазарев, Б. Д. Леонов, Ц. Я. Мирская, Ю. В. Малиновский, А. В. Лопатникова и др.). В результате этих съемок были впервые на данных участках детально закартированы террасы р. Волги.

Относительно небольшой по объему, но чрезвычайно важный по геологическому значению материал был собран в процессе различных тематических исследований, проводившихся с целью решения тех или иных преимущественно стратиграфических вопросов. Так, описания выходов данково-лебедевских отложений были произведены В. Г. Махлаевым, средне- и верхнекаменноугольных отложений — И. В. Хворовой; многочисленные разрезы юрских и меловых отложений за многие годы полевых исследований описаны и изучены П. А. Герасимовым, а четвер-

тичных отложений — А. И. Москвитиним, В. П. Гричуком, Н. С. Чеботаревой и др.

Из приведенного обзора основных видов геологических работ, проводившихся после окончания Великой Отечественной войны, видно, что в течение этого периода шло чрезвычайно интенсивное накопление фактического материала о геологическом строении рассматриваемой территории, что вызвало появление большого числа сводных работ.

В 1948 г. коллективом авторов (А. А. Бакиров, П. А. Герасимов, С. А. Добров, Е. И. Иванова, А. Э. Константинович, А. С. Корина, В. Н. Крестовников, В. И. Лучицкий, Г. Ф. Мирчинк, А. В. Симонов, Е. В. Шанцер, М. С. Швецов и др. под общей редакцией М. С. Швецова, С. А. Хакмана и В. С. Яблокова) была составлена сводка по геологическому строению описываемой территории.

До сих пор это одна из наиболее полных и наиболее важных работ по геологии центральных областей Европейской части СССР.

В 1951 г. ВНИИгаз опубликовал сборник «К геологии центральных областей Русской платформы», содержащий предварительные итоги обработки материалов опорного бурения. Ряд сводок по геологическому строению центральных областей Русской платформы в связи с проблемой их нефтегазоносности были опубликованы в это время А. А. Бакировым (1948б, 1951 г.).

Материалы по геологии центральных районов Русской платформы, полученные в результате первого этапа опорного бурения, были обобщены в двух больших монографиях: в работе П. Г. Суворова и др. «Центральные области Русской платформы» (1957) и в работе С. Н. Нечитайло и др. «Геологическое строение центральных областей Русской платформы в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности» (1957).

В 1962 г. в серии томов «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР» вышла из печати монография, посвященная описанию Подмосковского бассейна и других месторождений угля центральных и восточных областей Европейской части РСФСР (под редакцией В. А. Котлукова, К. Ю. Волкова, Г. И. Лугового, А. Т. Бобрышева, В. Г. Виноградова, В. С. Огаркова и А. В. Симонова). В этой книге впервые дана всесторонняя характеристика Подмосковского бассейна — история его исследования и разведки, геологического строения, угленосности и т. д.

В 1966 г. был опубликован первый том многотомного издания «Гидрогеология СССР», в котором описывается почти вся территория, рассматриваемая в настоящей работе (кроме Ивановской и Костромской областей). В разделах «Геологическое строение» (С. М. Шик) и «Тектоника» (К. Ю. Волков) этой работы дано довольно полное обобщение результатов всех основных проведенных к тому времени геологических исследований на площади Центральных областей и отражен современный уровень знаний о геологическом строении рассматриваемой территории.

В той или иной степени новые данные по геологии Центральных областей, полученные в послевоенное время, нашли отражение в ряде сводных работ, рассматривающих геологию Русской платформы в целом. К их числу относятся: «Атлас литолого-фациальных карт Русской платформы» (1953), «Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления» (том 1, 1960; том 2, 1961), «История геологического развития Русской платформы и ее обрамления» (1964); работы В. В. Белоусова (1944), А. Б. Ронова (1949), А. П. Виноградова (1960) и др.

Геологический материал, полученный по территории Центральных районов в послевоенный период, послужил основой для многочисленных работ по отдельным вопросам геологии этой территории. Строение кристаллического фундамента было освещено в работах А. А. Бакирова (1954а, б), Э. Э. Фотиади (1947), В. Н. Зандера и др. (1967), В. Н. Троицкого и др. В них были рассмотрены основные черты погребенного рельефа кристаллического фундамента, глубины его залегания, общие представления о его возрасте, структуре и вещественном составе.

Проблемам стратиграфии и сопоставления древнейших осадочных толщ залегающих на кристаллическом фундаменте под палеонтологически охарактеризованными кембрийскими отложениями, посвящены работы Е. М. Люткевича (1952), Б. С. Соколова (1952, 1953), Д. Н. Утехина (1958), Н. С. Шатского (1952а, б).

Описания нижнепалеозойских отложений, вскрытых глубокими скважинами, содержатся в работах Т. Н. Алиховой (1960), Л. М. Бириной (1954), А. Г. Завидоновой (1951), З. П. Ивановой (1957 и др.), А. В. Копелиович (1950, 1951), Р. М. Пистрак (1953), Р. М. Пистрак и др. (1951) и др. Этими исследованиями с полной достоверностью установлены для рассматриваемой территории фаунистически охарактеризованные отложения ордовикской и кембрийской систем.

Большое количество работ было посвящено в этот период описанию девонских отложений. Наиболее значительной из них является составленная коллективом сотрудников ВНИГНИ во главе с М. Ф. Филипповой монография «Девонские отложения центральных областей Русской платформы» (1958). Большой вклад в разработку стратиграфии девонских отложений внесен многолетними исследованиями А. И. Ляшенко (1959 и др.), выделившим в составе этих отложений ряд новых горизонтов и давшим монографическое описание брахиопод девона Русской платформы. Девонские отложения центральной части Русской платформы описываются по материалам опорного бурения также в работах Р. М. Пистрак (1950б), Н. Н. Тихоновича (1948, 1951), М. И. Толстихиной (1952а, б и др.). В северной части Московской синеклизы они описываются в ряде работ Л. М. Бириной (1952, 1957 и др.), а южной части — в работе С. В. Тихомирова (1953).

Большое внимание многих исследователей в течение рассматриваемого периода привлекали пограничные слои девонских и каменноугольных отложений в связи с вопросом о границе между этими системами. Этот вопрос дискутировался в работах Л. М. Бириной (1948а, 1949б), Р. Б. Самойловой (1954), В. А. Чижовой (1962), Л. П. Гроздиловой (1959) и др.

В работе коллектива авторов ВНИГНИ во главе с Н. С. Ильиной «Каменноугольные отложения центральных областей Русской платформы» (1958) обобщен богатый фактический материал по каменноугольным отложениям, полученный при бурении глубоких скважин. Вопросы стратиграфии, фаций и палеогеографии карбона Центральных областей в целом рассматривались также и Л. М. Бириной (1949а).

Основная масса исследований по каменноугольным отложениям касается нижнего отдела, стратиграфии которого посвящены работы Л. М. Бириной (1953а), И. Е. Заниной (1956б), В. М. Познера (1951), Д. М. Раузер-Черноусовой (1948а, б), А. Э. Ульмера (1946), М. С. Швецова (1952, 1954) и др. Впервые на южном крыле Подмосковского бассейна выделены угленосные отложения радаевского горизонта (Умнова и др., 1960). Итоги изучения строения угольных пластов и вещества углей Подмосковского бассейна изложены в «Атласе углей Подмосковского бассейна» (1962).

Значительно меньшее количество работ посвящено средне- и верхнекаменноугольным отложениям. Из них наиболее значительной является работа Е. А. Ивановой и И. В. Хворовой «Стратиграфия среднего и верхнего карбона западной части Московской синеклизы» (1955). Кроме того, для разработки стратиграфии среднего карбона имеют большое значение работы Д. М. Раузер-Черноусовой, Е. А. Рейтлингер и др. (1954), М. В. Хворовой (1953), М. С. Швецова (1952) и др.

Отдельные вопросы стратиграфии и литологии каменноугольных отложений, условий их образования и угленосности рассматриваются в работах К. Ю. Волкова (1957), И. Д. Зхуса (1954, 1955 и др.), В. А. Котлукова (1956 и др.), А. С. Корженевской; В. М. Познера (1964), Е. А. Рейтлингер (1959), К. К. Рождественской (1960), Р. Б. Самойловой, Р. Ф. Смирновой и Е. Ф. Фоминой (1954), Д. Н. Утехина (1960), В. Ф. Шульги (1956, 1958), В. С. Яблокова (1957, 1967) и многих других.

Сводка материалов по пермским отложениям, полученных опорными скважинами, была произведена А. А. Бакировым (1949), Т. В. Макаровой (1957). Стратиграфическое описание пермских отложений центральной части Русской платформы дано Д. Л. Степановым и И. Н. Форш (1966). Фундаментальный труд о татарском ярусе центральных и восточных областей Русской платформы, являющийся результатом многолетних исследований, опубликован В. И. Игнатьевым (1963). Описание фауны остракод татарского яруса Русской платформы произведено Н. И. Кашеваровой (1950), остракод верхнепермских отложений — З. Д. Белоусовой (1962), по фауне остракод татарские отложения Костромской области были расчленены Е. М. Мишиной (1965б).

Стратиграфия триасовых отложений освещена в работах Д. Л. Фрухт (1958), В. И. Игнатьева (1956а), Е. М. Мишиной (1965а), В. Р. Лозовского (1965). Палинологическая характеристика верхнепермских и нижнетриасовых отложений восточной части Костромской области дана М. К. Кюнтцель (1965).

Из работ рассматриваемого периода, посвященных описанию юрских и меловых отложений Центральных областей, наиболее значительными являются труды П. А. Герасимова, Н. Т. Сазонова и И. Г. Сазоновой (Герасимов, 1955а, б, 1957, 1960а, б, 1962 и др., Сазонов, 1951, 1953а, б, 1957 и др., Сазонова, 1954, 1956, 1958 и др.). Отдельные вопросы стратиграфии юрских отложений рассматривались также в работах А. Н. Волковой (1952), Н. П. Михайлова (1957, 1966 и др.). В работах К. И. Кузнецовой (1965), Е. В. Мятлюк (1961), Е. Я. Уманской (1965) и других приводятся данные о микрофауне юрских отложений (фораминиферы), а в статьях Н. А. Болховитиной (1951, 1953 и др.), Н. А. Добруцкой и В. В. Филипповой (1965) охарактеризованы спорово-пыльцевые комплексы меловых, преимущественно нижнемеловых отложений.

Единственной сводкой по верхнемеловым отложениям Центральных районов явилась работа О. В. Флеровой и А. Д. Гуровой (1958).

Сведения о палеогеновых и неогеновых отложениях освещены в работах Б. И. Даньшина (1947), Ю. А. Петроковича (1947), А. И. Москвитина (1965, 1966 и др.), М. С. Махлиной (1966), Ю. И. Иосифовой (1966, 1967, 1969), И. Н. Салова (1958), Р. А. Ильховского (1962) и др.

Очень много внимания в послевоенный период уделялось четвертичным отложениям, которым по сравнению с другими системами посвящено наибольшее количество работ. Сводкой всех имевшихся к тому времени материалов по верхнему плейстоцену Европейской части СССР явилась монография А. И. Москвитина «Вюрмская эпоха (неоплейсто-

цен) в Европейской части СССР» (1950), в которой им обосновывается существование в верхнем плейстоцене двух оледенений. Несколько работ А. И. Москвитина (1946, 1961а и др.) посвящены обоснованию самостоятельности московского оледенения, в ряде исследований им разработана схема стратиграфии четвертичных отложений Европейской части СССР (1957, 1965, 1967 и др.).

Большое значение для разработки стратиграфии четвертичных отложений рассматриваемой территории имели работы С. М. Шика (1957, 1958а, 1958б, 1959 и др.). Палеоботаническому обоснованию расчленения четвертичных отложений этой территории посвящен также ряд работ В. П. Гричука (1946, 1950, 1960, 1961а, б и др.). Вопросы уточнения границ распространения московского и валдайского ледников, а также стратиграфия четвертичных отложений области их распространения рассмотрены в работах Н. С. Чеботаревой (1948б, 1949, 1953б, 1959, 1962, 1967 и др.). Важное значение в развитии знаний о стратиграфии четвертичных отложений рассматриваемой территории имеет монография «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины» (1961), написанная коллективом авторов во главе с К. К. Марковым. Отдельные вопросы четвертичной геологии и геоморфологии описываемой территории рассматриваются также в работах А. А. Асеева (1954, 1959 и др.), С. Л. Бреслава (1960, 1967), С. М. Гольца (1963, 1967 и др.), И. Н. Лобачева (1965), М. И. Лопатникова и С. М. Шика (1962, 1963), В. А. Новского (1945), Г. В. Обидиентовой (1948, 1962 и др.), А. С. Рябченкова (1961а, б), И. Н. Салова (1954, 1962), А. И. Спиридонова (1950, 1957 и др.), В. Н. Сукачева и др. (1958, 1961, 1962, 1965 и др.), К. А. Ушко (1959) и многих других.

Тектоническая структура всей или значительной части рассматриваемой территории была описана В. А. Жуковым (1945), А. А. Бакировым (1951), Е. А. Кудиновой (1961), К. Ю. Волковым, Д. Н. Утехиным, Б. А. Яковлевым и др. Структура осадочного чехла в Подмосковном бассейне рассмотрена в работах К. Ю. Волкова (1956), М. И. Грайзера (1951, 1956а), Д. Н. Утехина (1944) и др. Материалы по тектонике Центральных районов содержатся также в ряде сводных работ (Мирчинк, Бакиров, 1951; Пистрак, 1950а; Соболевская, 1951; Шатский, 1946; Фотиади, 1958 и др.).

Подводя итог сказанному, можно сделать следующие выводы. В течение длительного дореволюционного этапа геологического изучения центральных областей Европейской части СССР было установлено развитие здесь, кроме повсеместно залегающих с поверхности четвертичных пород, отложений девонской, каменноугольной, пермской, триасовой, юрской и меловой систем. Для девонской, каменноугольной, юрской и меловой систем были разработаны основы их стратиграфического расчленения; для четвертичных отложений установлен ледниковый генезис большей их части. В общих чертах выявлен характер распространения этих систем, составлены первые обзорные геологические карты и начаты систематические мелкомасштабные геологические съемки.

Период от Октябрьской революции до начала Великой Отечественной войны явился временем завершения мелкомасштабной геологической съемки, начала крупно- и среднемасштабных геологических съемок на отдельных, наиболее важных в промышленном отношении, участках территории и начала интенсивных геологоразведочных и инженерно-геологических работ.

Широкий размах геологические исследования получили в послевоенное время. Главными видами геологических работ этого периода явились систематическая среднемасштабная геологическая съемка, завершенная к настоящему времени практически на всей рассматриваемой

территории, изучение глубинной геологии с помощью глубоких опорных, структурно-картировочных и поисковых на нефть скважин, а также широкого комплекса геофизических работ, поисково-разведочные работы на различные виды минерального сырья, в первую очередь на бурый уголь в пределах Подмосковского каменноугольного бассейна. В результате этих работ были получены новые данные о строении и распространении архейских, ниже-, средне- и верхнепротерозойских, кембрийских и ордовикских отложений, значительно уточнились представления о стратиграфии, палеогеографии и условиях образования отложений отдельных горизонтов и толщ среднего и нижнего карбона и девона, а также пермских, мезозойских и четвертичных отложений. В итоге геофизических исследований и бурения глубоких скважин выявлены основные черты тектонического строения фундамента платформы, протерозойских и древнепалеозойских отложений. Наиболее полно изучена рассматриваемая территория в границах Подмосковского каменноугольного бассейна.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

РЕЛЬЕФ

Юго-западная половина описываемой территории занята Валдайской, Смоленско-Московской и Среднерусской возвышенностями (рис. 3), северо-восточная ее половина — низменная. Вдоль Волги и слева от нее расположены Верхневолжская, Костромская (1) и Унженская (2) низины¹. В бассейне Оки находятся Балахнинская (3), Нерльско-Клязьминская (4) и Мещерская низины. Наиболее рельефно выделяется далеко отходящая на северо-восток Смоленско-Московская возвышенность, переходящая в Клинско-Дмитровскую гряду (5) и заканчивающаяся плато Юрьевского Ополя (6). У восточных границ Верхневолжской низины располагается Угличско-Даниловская возвышенность (7).

Костромская и Унженская низины разделяются Галичско-Чухломской возвышенностью (8). Вдоль северных границ Костромской области протягиваются отроги Северных Увалов. Между Нерльско-Клязьминской и Балахнинской низинами вклиниваются северная окраина Окско-Цнинского плато (9). Последнее ограничивает с востока Мещерскую низину, которая южнее долины р. Оки незаметно сливается с Тамбовской равниной.

Валдайская возвышенность — самая высокая, со сложным ледниковым рельефом, слабо переработанным эрозией. В пределах возвышенности выделяются отдельные гряды и массивы, разделенные понижениями (см. рис. 3): Ревеницкие горы (10), с преобладающими абс. высотами 250—260 м и максимальной отметкой на горе Каменник — 321 м, Осташковская (11) и Торопецкие гряды, которые к западу теряются среди заболоченной и залесенной Западно-Двинской низины (13). Последняя на севере сливается с обширным Озерным краем, протягивающимся широкой (до 60—70 км) дугообразной полосой от Онежского озера на запад-юго-запад через Калининскую и Смоленскую области в Белоруссию и Прибалтику. В Калининской области Озерный край с юго-востока окаймляется Вышневолоцкой грядой (14) со средними абс. высотами до 260 м и максимальными более 300 м. На этой гряде, на междуречье Цны (бассейн Мсты) и Поведи (бассейн Тверцы) у д. Репище, находится высшая точка Валдайской возвышенности и всего описываемого региона, имеющая абс. высоту 347 м. К востоку от Вышневолоцкой гряды озерный холмисто-моренный ландшафт западной части Валдайской возвышенности сменяется высокими холмистыми массивами, почти без озер и болот и с более спокойными очертаниями поверхности. На левобережье Волги к юго-востоку от Вышневолоцкой гряды находятся Свиные (16) и Ильи горы (17).

По правобережью Волги тянется Приволжская гряда (15), западнее которой находится возвышенность Оковский Лес (18), поднимающаяся над уровнем моря до 341 м. Оковский Лес является соединительным звеном между Валдайской и Смоленско-Московской возвышенно-

¹ Цифры в скобках соответствуют номерам орографических элементов на рис. 3.

стями. На востоке Валдайская возвышенность ограничивается Торжковской грядой (19), за которой простирается Верхневолжская низина.

Смоленско-Московская возвышенность распадается на ряд отдельных грядообразных и платообразных моренных массивов, значительно переработанных эрозией. С юго-запада на северо-восток выделяются: Бельско-Духовщинское плато (20), Сычевско-Вяземские (21) и Гжатско-Можайские (22) гряды и Волоколамская возвышенность (23). Самые

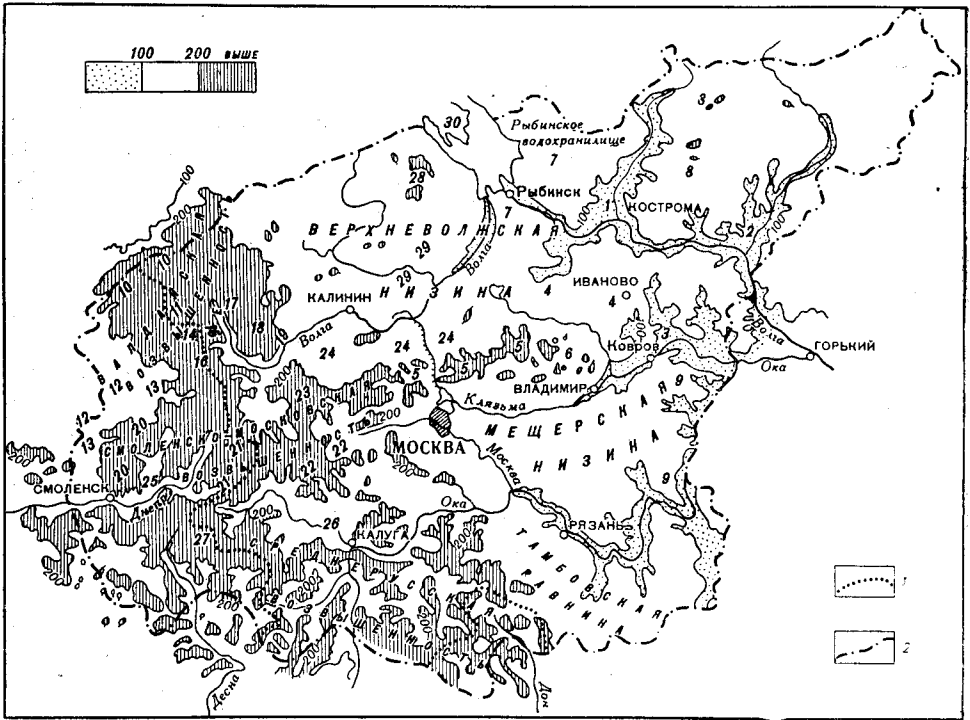


Рис. 3. Орогидрографическая схема центра Европейской части СССР

1 — главные водоразделы; 2 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе. Цифрами обозначены номера орографических элементов

высокие из них — Сычевско-Вяземские гряды. Их максимальные абс. высоты достигают 300—320 м, при средних высотах междуречий всей Смоленско-Московской возвышенности 220—240 м.

Восточнее меридиана г. Клина начинается Клинско-Дмитровская гряда, резко асимметричная, с более крутым сильно расчлененным северным склоном, на гребне которого абс. высоты доходят до 280—285 м. С востока к Клинско-Дмитровской возвышенности примыкает плато Юрьевского Ополя, отличающееся плоской поверхностью водоразделов, густой сетью долин, балок и оврагов и всем обликом природного ландшафта, напоминающего степи.

К югу от Смоленско-Московской и Клинско-Дмитровской возвышенностей расположены небольшие Верхнеднепровская (25) и Угринская (26) низины с преобладающими абс. высотами от 175 до 200 м и долина р. Оки ниже устья р. Протвы. Еще южнее располагается Среднерусская возвышенность. На стыке ее со Смоленско-Московской возвышенностью находится плоская или слегка волнистая равнина с абс. высотами 250—270 м. Это так называемый Ельнинский Узел (27).

Среднерусская возвышенность входит в пределы описываемой территории своей северной частью. Водоразделы ее лежат на абс. высотах в среднем 240—260 м, достигая 310 м на междуречье Плавы (бассейн Упы) и Черни (бассейн Зуши). Волнистая равнина Среднерусской возвышенности прорезана глубокими (до 100—150 м) и широкими речными долинами, хорошо разработанными, с большим количеством притоков и, впадающими в них многочисленными балками и аврагами.

Возвышенности северо-восточной половины территории располагаются полосами среди низменных равнин и состоят из отдельных моренных холмов и массивов. Таковы возвышенности: Угличско-Даниловская — между долиной Волги на западе и озерами Плещеево и Неро — на востоке (у д. Тархов Холм эта возвышенность имеет максимальную абс. высоту 294 м) и Галичско-Чухломская — на водоразделе рек Костромы и Унжи. В северной части последние высокие и массивные моренные холмы (с абс. высотой до 294 м и относительной до 35—40 м) расчленены глубокими оврагами и промоинами. В западинах моренного рельефа лежат Галичское и Чухломское озера.

Низменности северо-восточной половины территории плоские, довольно однообразные, на больших пространствах нередко заболоченные. Верхневолжская низина в южной части, где она называется Волго-Шошинской (24) и Волго-Дубнинской, наиболее понижена и почти сплошь заболочена. Северная часть Верхневолжской низины, занимающая левобережье Волги от Калинина до Рыбинска, отличается более разнообразным рельефом. Здесь преобладают моренные и озерно-ледниковые равнины с абс. высотами междуречий 140—160 м, среди которых четко выделяются моренные возвышенности. Такова возвышенность Бежецкий Верх (28), или Сонковская, с максимальной абс. высотой 268 м и моренные гряды: Медведицкая и Горицкая (29). Северо-восточная часть Верхневолжской низины переходит в Молого-Шекснинскую (30) низину, в настоящее время почти полностью занятую Рыбинским водохранилищем. Ниже по Волге располагаются Костромская и Унжинская низины. Это довольно изолированные плоские и заболоченные поверхности с абс. высотами междуречий около 100 м, а у долины р. Волги до 70 м.

Междуречье Волги и Клязьмы представляет собой холмистую моренную равнину, пересеченную широкими и плоскими задровыми понижениями, отличается незначительными амплитудами высот и средней абс. высотой водоразделов 170—180 м. К долине р. Клязьмы поверхность междуречья переходит в Нерльско-Клязьминскую низину, которая за Клязьмой сливается с Мещерской низиной. Обе низины принадлежат к типу полесий. Их обширные плоские пространства сильно заболочены, залесены, а среди песчаных холмов, грив и гряд разбросаны многочисленные озера. Относительное превышение водоразделов над уровнем рек не более 10—15 м, а средние абс. высоты колеблются около 120—130 м, уменьшаясь к долине Оки до 80 м. Мещерская низина с востока замкнута невысоким, меридионально расположенным Окско-Цнинским плато, на котором абс. высоты увеличиваются до 160—180 м. Плоские водоразделы его по большей части распаханы, реже покрыты лесом.

ГИДРОГРАФИЯ

По территории центральных областей Европейской части Союза протекают реки, принадлежащие бассейнам Каспийского, Балтийского, Черного и Азовского морей. Линия главного водораздела пролегает не всегда через самые высокие точки междуречий. Нередко верховья рек противоположных систем лежат в общем понижении. Так, в пони-

жении, занятом болотом Клёцово, находятся истоки Днепра, Обши (из системы Западной Двины) и Осуги (из системы р. Волги). Реки Дон и Шат (из системы р. Оки) берут начало в одной заболоченной низине, почти полностью заполненной искусственным водохранилищем (Иванозеро). Особенно расплывчаты водоразделы: окско-клязьминский на Мещерской низине, волжско-клязьминский — на равнине в Ивановской области, волжско-межинский — на юго-западе Калининской области и др. Наиболее четки границы между речными бассейнами на Среднерусской возвышенности. Преобладающая часть территории описываемого региона занята бассейном р. Волги и бассейном одного из ее главных притоков — р. Оки.

Исток р. **Волги** находится на Валдайской возвышенности близ д. Волгино-Верховье, на абс. высоте 228 м. В виде небольшой речки Волга доходит до цепочки верхневолжских озер: Малый и Большой Верхит, Стерж, Вселуг, Пено и Волго. До г. Зубцова Волга пересекает Валдайскую возвышенность, в пределах которой как она сама, так и ее наиболее значительные притоки: Селижаровка — слева и Молодой Туд — справа отличаются неравномерностью падения продольного профиля русла и неразработанностью долин. Общее падение Волги до Зубцова составляет около 78 м. До г. Ржева она проходит 32 порога. Наиболее известен из них Бенский (ниже устья р. Селижаровки). Пороги и быстрины чередуются с озеровидными расширениями, в которых течение реки замедляется, а некоторые притоки, не доходя до Волги, теряются в болотах. У г. Ржева падение Волги составляет в межень 32 см/км, а скорость течения 2—3 м/сек. Ниже г. Зубцова Волга вступает в Верхневолжскую низину и протекает по ней до Рыбинского водохранилища, имея падение от 150 до 102 м абс. высоты. У г. Калинина падение реки составляет 14 см/км, а скорость течения 0,2—0,3 м/сек. На Верхневолжской низине Волга принимает в себя справа реки Шошу, Ламу, Сестру, Дубну, Юхоть и Которосль, слева — Тверцу, Медведицу и др.

Низовья Шоши и Ламы, расположенные в Волго-Шошинской низине, затоплены Верхневолжским водохранилищем (Московским морем), разделяющимся на Ивановское, Волжское и Шошинский плесы. Ниже Волга протекает в узкой, но разработанной долине, очертания которой изменились в связи с сооружениями Большой Волги. Помимо Волжского моря, которое каналом им. Москвы соединяется с р. Москвой, на территории Центральных областей в системе этих сооружений созданы Угличское, Рыбинское и Горьковское водохранилища. Рыбинское водохранилище площадью 4580 км² расположено в Молого-Шекснинской низине. Ниже Рыбинска Волга сначала пересекает Угличско-Даниловскую возвышенность, затем между Ярославлем и Костромой проходит Костромскую низину, представляющую собой озеровидное расширение долины. В этом отрезке Волга принимает слева один из главных притоков — р. Кострому. Ниже г. Костромы Волга снова пересекает возвышенность — Галичско-Чухломскую, а несколько выше устья р. Унжи — другого главного левого притока — вступает в Унжинскую низину. На всем своем протяжении в Костромской и Ивановской областях Волга имеет хорошо разработанную долину: узкую, с высокими, часто крутыми склонами в области возвышенностей и широкую, с плоскими и низкими берегами — в Костромской и Унжинской низинах. С сооружением Горьковской ГЭС и заполнением Горьковского водохранилища очертания долины и характер реки сильно изменились. Теперь нет уже резкого чередования широких плесов с быстринами, мелями и перекатами, которое наблюдалось прежде, когда естественный меженный уровень Волги снижался от г. Рыбинска до выхода Волги за пределы описываемого района от 83 до 69 м абс. высоты. В настоящее время сток вод регу-

лируется плотинами, обеспечивающими постоянство уровня и расход воды.

Реки Унжа, Кострома, Ветлуга и другие левые притоки Волги ниже Рыбинского водохранилища многоводны. Они текут с севера на юг из лесных районов Костромской области, имеют быстрое течение и почти все используются для сплава леса.

Ниже г. Рыбинска до устья р. Оки у г. Горького Волга принимает справа множество небольших речек с глубоко врезынными долинами и крутым падением.

Самый большой приток Волги на территории Центральных областей и второй (после Камы) по величине в волжской системе — р. **Ока**. Ее бассейн в этих областях занимает почти половину всей площади бассейна Волги. Река Ока входит в пределы описываемого региона с юга у устья р. Зуши. Верхняя часть ее бассейна до г. Серпухова лежит на Среднерусской возвышенности. Ее долина там глубоко врезынна. Сеть ее притоков сильно разветвляется, дополняясь многочисленными балками и оврагами. Наиболее крупные притоки р. Оки на Среднерусской возвышенности — Жиздра и Угра — впадают в нее слева. Наиболее значительные из правых притоков — Упа и Осетр. Глубина вреза окской долины достигает там 100 м и более, что при наличии на междуречьях покрова рыхлых суглинков способствует интенсивному развитию эрозии. Меженный уровень Оки от устья Зуши до г. Серпухова снижается от 132 до 108 м абс. высоты.

Несколько выше г. Серпухова и у этого города в Оку слева впадают два больших притока — Протва и Нара. Отсюда окская долина сильно расширяется и становится резко асимметричной. Ее пониженное левобережье орошается Лопасней, Каширкой и одним из самых больших притоков — р. Москвой.

Ниже устья р. Москвы Ока вступает в Мещерскую низину, в которой сразу изменяется весь облик и реки, и ее долины. Русло становится сильно извилистым, с многочисленными старицами. Широкая сильно заболоченная пойма незаметно сливается с широкими, также часто заболоченными террасами и низменными междуречными равнинами Мещеры. Как у самой Оки, так и у ее левых притоков Пры, Гуся, Колпи, Ушны и других течение медленное, падение не превышает 3—5 см/км. Правые притоки — Ранова, Пара и Мокша с Цной, орошающие Окско-Донскую равнину, отличаются от левых большей скоростью течения и лучше оформленными долинами.

По Мещерской низине протекает и второй (после р. Москвы) крупный приток Оки — Клязьма. Она начинается на Клинско-Дмитровской гряде, за пределы которой выходит уже в своих верховьях. Ниже Клязьминского водохранилища река принимает целый ряд притоков. Наиболее значительные из них — Нерль, Уводь, Теза и Лух — впадают в Клязьму слева и являются главными речными системами Ивановской области. Правые притоки Клязьмы — реки Поля, Судогда и др., протекают по Мещерской низине во Владимирской области.

Большая часть территории Смоленской области принадлежит бассейну **Днепра**. От истока до г. Дорогобужа Днепр протекает в неглубоко врезынной долине, имеет, как и большинство рек моренных областей, неравномерное падение и разную скорость течения. Несколько ниже Дорогобужа Днепр принимает справа р. Вопь и вступает в Верхнеднепровскую низину, где имеет широкую долину и извилистое русло. Затем, пройдя в районе г. Смоленска по очень узкой долине, Днепр выходит в низину, общую с низиной бассейна р. Межи, и снова расширяет свою долину.

Из больших притоков Днепра следует назвать Десну, которая начинается с возвышенности Ельнинский Узел. На описываемой территории расположена только самая верхняя часть бассейна этой реки, занимающая юг Смоленской и Калужской областей.

Небольшая западная часть Калининской области относится к бассейну **Западной Двины**. Она начинается на Валдайской возвышенности из оз. Охват. Ниже г. Западная Двина река протекает по обширной заболоченной низине бассейна р. Межи — своего большого левого притока — и в 15 км за г. Велиж вступает в пределы Белоруссии. На территории Калининской области Западная Двина (и ее притоки) является типичной рекой ледниковых ландшафтов. Она часто течет через озера и болота, использует ледниковые ложбины, между моренными холмами и только местами имеет, кроме поймы, и надпойменные террасы.

Река **Дон** рассматриваемым областям принадлежит только своим верховьем. Истоком реки является Иван-озеро в Тульской области. Как и все реки Среднерусской возвышенности, р. Дон даже в начале своего течения имеет глубокую долину со склонами, изрезанными оврагами.

Озера на описываемой территории размещены неравномерно. Большая часть их находится в Калининской и Смоленской областях в Озерном крае и принадлежит в основном к типу ледниковых. Озера расположены там одиночно или группами и цепочками, соединяясь друг с другом протоками. Отмечается приуроченность многих из них к древним погребенным долинам. Значительны по размерам озера Верхневолжской низины: Верстово, Великое, Плещеево (Переславское), Неро (Ростовское). Эти озера представляют собой остатки обширных бассейнов талых ледниковых вод. К такому же типу относятся и многочисленные озера Мещеры: Святое, Великое, Гусевский Пруд и др. Ледникового происхождения озера Галичское и Чухломское в Костромской области. Они лежат среди высоких моренных холмов в глубоких понижениях. Встречаются в разных частях описываемого района (в Мещерской низине, на Среднерусской возвышенности и в других местах) и карстовые озера, обычно небольшие по размерам, но глубокие.

Болота наиболее широко распространены на низменных равнинах Смоленской и Калининской областей (Жарковско-Свитский Мох, Васильевский Мох, болота Волго-Шошинской и Волго-Дубнинской низин и т. д.), в Мещерской низине во Владимирской и Рязанской областях (Шатурские и Гусевские болота, Туголесский Мох и др.), на Унженской и Костромской низинах и др. Заболоченные участки приурочены к озерно-ледниковым (на западе) и аллювиально-флювиогляциальным (в Мещере) равнинам. В северных и западных районах образованию болот способствует сравнительно большое количество осадков при небольшом испарении.

Режим рек и озер отличается несколькими характерными чертами. Зимой, когда все реки и озера замерзают, они имеют самый низкий уровень и минимальный расход воды. К вскрытию льда в марте, а на севере Костромской области — даже в апреле, расход воды увеличивается до максимума и держится на высоком уровне до схода снегового покрова. Затем начинается быстрый спад уровня и расхода воды и с июня по август включительно устанавливается меженный уровень с расходом, несколько превышающим зимний. В октябре — ноябре наблюдается второй подъем уровня рек, значительно меньший весеннего.

В зависимости от климатических особенностей отдельных частей описываемой территории наблюдаются некоторые различия в режиме рек и расходах воды. Так, Днепр и Западная Двина замерзают в первой декаде декабря, реки Дон, Волга, Ока, Москва, Цна и другие на

юго-востоке региона — в последних числах ноября, а реки Кострома, Нея, Ветлуга и Унжа оказываются подо льдом уже в середине ноября. Амплитуда колебания уровня рек возрастает с северо-запада на юго-восток. В том же направлении заметно уменьшается расход воды.

Питание рек и озер происходит в основном за счет атмосферных осадков. Доля питания грунтовыми водами увеличивается с северо-запада на юго-восток, особенно к Среднерусской возвышенности, где уменьшается количество осадков и увеличивается испарение.

КЛИМАТ

Несмотря на значительную разницу по широте (около 7°) и долготе (более $16,5^\circ$) крайних частей описываемой территории, ее климат вследствие равнинности рельефа изменяется мало. В целом он характеризуется как умеренно континентальный с увеличением континентальности в отношении температуры с юго-запада на северо-восток и в отношении осадков с северо-запада на юго-восток.

Средняя годовая температура изменяется от $4,4-4,8^\circ$ на западе (Смоленск) и юго-западе (Рославль) до $1,8^\circ$ на севере Костромской области (Солигалич, с. Пыщуг). Средняя температура января понижается с запада на восток от $-8,5^\circ$ (Смоленск) до $-13,3^\circ$ (с. Пыщуг). Средние температуры июля увеличиваются с севера на юг от 17° (Бологое) до 20° (Ряжск). Характерно, что январские изотермы проходят по территории Центральных областей почти в меридиональном, а июльские — почти в широтном направлении. Амплитуда между средними температурами января и июля на западе не превышает 26° , а на востоке она превосходит 30° .

Зима на рассматриваемой территории начинается с конца ноября — начала декабря. Средняя суточная температура переходит через 0° в северных областях в конце октября, а в южных — в конце первой декады ноября. Холодное время года с суточными температурами от -5° и ниже продолжается на большей части описываемой территории до второй половины марта, а на севере — до второй декады мая.

В зимнее время Центральные области находятся под влиянием европейско-азиатского антициклона, несущего обычно безветренную морозную погоду, когда температура падает до $25-30^\circ$, а на севере и особенно на северо-востоке до $-40-45^\circ$ ниже нуля. В г. Солигаличе был отмечен мороз до 53° . В то же время нередки вторжения атлантических циклонов, вызывающие внезапные оттепели (до $+4-+5^\circ$) и сопровождающиеся обильными снегопадами.

Весна приходит в конце марта — начале апреля. Средняя суточная температура переходит через 0° на юго-западе в первых числах апреля, на севере и северо-востоке 7—10 апреля, но морозы до -5° , -10° случаются и в мае и даже в июне. К концу апреля на всей территории Центральных областей полностью сходит снеговой покров. С мая, после перехода средней суточной температуры через $+5^\circ$, начинается вегетационный период. Весна отличается неустойчивостью погоды и частой сменой направления ветра. Нередко в пределы Центральных областей вторгаются арктические волны воздуха, являясь причиной «возвратов холодов».

Летний период характеризуется довольно устойчивым состоянием погоды, с температурой $10-12^\circ$ ночью и $18-20^\circ$ днем. Иногда в июньские и июльские дни температура поднимается до $28-30^\circ$, а в отдельные дни доходит до $35-37^\circ$ даже на севере района.

Переход к осени происходит медленно. В первую половину октября средняя суточная температура не поднимается уже выше $+5^\circ$. В это

время заканчивается вегетационный период. Первые заморозки начинаются чаще всего с конца сентября (в Солигаличе даже с первой декады этого месяца). Средняя продолжительность безморозного периода на юго-западе достигает 145—150 дней, на северо-востоке не более 115—125 дней (в Солигаличе только 91 день).

В начале ноября на севере и в конце этого месяца на юге ложится снеговой покров.

Распределение осадков на описываемой территории подчеркивает увеличение континентальности климата с запада на восток. В Калининской, Смоленской и Калужской областях в течение года выпадает 600—650 мм и более в год, в Ярославской и Костромской областях — до 550—600 мм, а в Рязанской и Тульской областях — около 500 мм, снижаясь в Рязке до 470 мм, а в Ефремове до 430 мм. Только одна треть годового количества осадков на территории Центральных областей выпадает в холодное время года (с ноября по март включительно), причем минимум приходится на февраль — март. Все остальное количество приходится на теплое время года (с апреля по октябрь включительно), особенно на летние месяцы. В это время осадки выпадают в виде дождей, часто ливневых, грозовых, с градом, а изредка и снегом. Такие дожди в южных безлесных областях и на Юрьевском Ополье вызывают образование оврагов и эрозию почвы в размерах, близких к хозяйственному бедствию. Осенние дожди длительные, тихие, обложные. Уже с начала ноября на большей части территории, а в северных областях даже с конца октября появляется пока еще неустойчивый снеговой покров. Окончательно снеговой покров устанавливается лишь с конца ноября. Высота его в северных и западных областях около 50—60 см, а в южных и юго-восточных — 35—40 см. Осадков в виде снега от общего годового количества выпадает не более 25—30%. Число дней со снегом на северо-востоке — 165, на юге и юго-западе — до 120. Сходит снеговой покров на юго-западе в конце марта, на северо-востоке — в середине апреля и обычно в короткое время.

Характерной особенностью климата Центральных областей является большое непостоянство погоды во все времена года, связанное с проникновением атлантических циклонов и арктических воздушных масс.

ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНЫЙ ПОКРОВ

Территория Центральных районов лежит в зоне лесов и подзолистых почв. Почвы формируются на моренных и покровных суглинках, на аллювиальных и флювиогляциальных песках. Наиболее распространены глинистые и суглинистые сильно оподзоленные почвы. Они покрывают большую часть Калининской, Ярославской, Ивановской и Костромской областей, где растут темнохвойные южнотаежного типа леса с преобладанием сосны и особенно ели, но и со значительным участием лиственных пород: березы, осины и др. В Костромском Заволжье и в Заунженской части Ивановской области эти леса благодаря участию в них лиственницы и пихты имеют облик сибирской тайги. В Макарьевском районе когда-то произрастали целые рощи корабельной лиственницы. Из всех областей Центрального района Костромская область самая залесенная. Леса занимают 62% ее площади, а на востоке лесистость доходит до 70%. При этом преобладают высококачественные строевые сорта леса. Сходны с ними леса и приволжской северо-восточной части Ивановской области. К западу, в Ярославской области и заволжской части Калининской области, а также на низменностях северного Подмосковья в составе лесов южнотаежного типа лиственные деревья, особенно береза и осина, образуют значительную примесь, а на вырубленных участках — полностью заменяют хвойные деревья. Среди лесов на

низменных заболоченных флювиогляциальных равнинах, где при близком залегании подпочвенных вод формируются подзолистые (с глеевым горизонтом) и торфяно-болотные почвы, леса имеют угнетенный вид, часто заменяются осинником и чередуются с болотами: травянистыми, осоковыми и сфагновыми.

К югу леса южнотаежного типа постепенно сменяются смешанными. В зону их распространения входят: южная часть Калининской и Ярославской областей, Смоленская, Московская и Владимирская области. Преобладают почвы дерново-подзолистые. В зависимости от состава материнских пород и условий микрорельефа они различны по механическому составу и степени оподзоливания. Вследствие этого основной тип растительного покрова — леса — изменяют свой состав и общий характер. Так, на холмистых моренных равнинах, где преобладают тяжелые разновидности суглинистых сильно оподзоленных почв, леса почти полностью состоят из мелколиственных пород. На зандровых равнинах, хорошо дренируемых реками, в составе лесов хвойные деревья, особенно ель, играют значительную роль, а на равнинах с многочисленными песчаными озовыми и камовыми холмами, где преобладают песчаные и супесчаные подзолистые почвы, смешанные леса часто чередуются с хвойными лесами. Чистые сосновые боры обычно располагаются вдоль крупных речных долин: по Волге, Днепру и большим их притокам и при этом чаще всего на вторых надпойменных террасах, из-за чего эти террасы нередко и называются боровыми. В зоне смешанных лесов в отдельных районах, где подпочвенные лёссовидные суглинки способствуют формированию легких слабооподзоленных почв, в лесах заметно увеличивается участие широколиственных пород: дуба, липы, клена, вяза, ясеня. Однако следует отметить, что все эти районы обычно истари заселены, леса в них сведены и территория распахана и занята посевами зерновых культур, льна, картофеля и кормовых трав. В Калининской области к таким районам относятся: Торжокско-Лихославльский, Бежецкий и Калининско-Калзяинский, в Смоленской — Ярцевско-Духовщинский и Смоленский, в Ярославской — Переславский, в Московской — междуречье Москвы и Оки.

Еще южнее на Среднерусской возвышенности смешанные леса полностью сменяются лиственными. В зоне их расположена Калужская область и северные части Тульской и Рязанской. Здесь дерново-подзолистые (слабо- и среднеоподзоленные) суглинистые почвы чередуются с серыми лесными почвами. Леса сохранились более или менее значительными массивами лишь в заокской части Калужской области и в Мещерском крае. На большей же части площади этих областей леса вырублены. Лишь вдоль долин рек Жиздры, Ресеты, Угры, Упы и других располагаются лесные полосы — так называемые засеки. В составе их, помимо обычных мелколистных пород — березы, ольхи, осины и других, большое участие принимают дуб и липа, придающие этим лесам вид парков. Водораздельные же пространства Среднерусской возвышенности почти сплошь распаханы.

Самые южные части Тульской и Рязанской областей находятся в лесостепной зоне, где на глинистых и суглинистых дерново-подзолистых почвах, сменяющихся местами плодородными серыми лесными землями и черноземовидными почвами, раскинулись поля, засеянные пшеницей, рожью, овсом, ячменем и другими зерновыми культурами. Леса в виде упомянутых выше засек встречаются только по речным долинам и широким балкам. В целом это густозаселенный и безлесный район.

Зональное распространение различных типов почв и растительности в Центральных областях нарушается аazonальными почвенно-раститель-

ными ландшафтами. К такому прежде всего следует отнести так называемые полесья и ополья. Полесья представляют собой обширные обычно сильно заболоченные зандровые равнины, которые расположены среди моренных равнин, покрытых смешанными лесами. Почти сплошной покров песчаных отложений, на которых формируются песчаные подзолистые почвы, обуславливает широкое распространение хвойных лесов, особенно разного типа сосновых боров (беломошников, долгомошников, сухих боров и т. д.).

К типу полесий относятся Мещерская и Верхневолжская низины, низины в бассейне р. Жиздры (Жиздринское полесье), в бассейне р. Межи на севере Смоленской области и др.

В противоположность полесьям ополья занимают возвышенные, расчлененные (а следовательно, хорошо дренируемые) районы, где материнской породой для почв являются легкие лёссовидные суглинки. На них формируются плодородные «серые лесные земли» почвы, содержащие гумуса до 10%, т. е. вдвое больше, чем подзолистые. Такие почвы разбросаны в зоне подзолистых почв и лесов отдельными островками и резко выделяются всем обликом своего природного ландшафта. На этих островках междуречья совсем безлесны, повсеместно распаханы (почему и называются опольями), леса узкими полосками вытягиваются лишь вдоль рек. Они состоят из дуба, липы, орешника и мелколистных пород деревьев. Наиболее обширно по занимаемой площади Юрьевское Ополье во Владимирской области. Известны также Касимовское Ополье в Рязанской и Мещевское — в Калужской областях. Следует подчеркнуть постоянное соседство опольев с полесьями.

Азональными почвами и растительными сообществами являются также болотные и аллювиальные почвы широких долин Волги, Унжи, Костромы, Оки, Москвы, Клязьмы, Луха, Уводи, Цны, Мокши и других больших рек. На поймах рек развиваются заливные луга, на террасах и придолинных склонах — суходольные луга.

ОСНОВНЫЕ ЭКОНОМИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ И ПУТИ СООБЩЕНИЯ

По размерам занимаемой площади район, охватывающий Центральные области, невелик, его территория равна 422,6 тыс. км² и составляет всего 1,9% от всей площади СССР¹. Но это самый населенный район страны. Здесь живет более 22,7 млн. человек, т. е. 10% всего населения СССР. Только в столице сосредоточено 6507 тыс. человек (с городскими поселениями, подчиненными Моссовету). Численность населения в других административных областных центрах составляет (в тыс. чел.): Ярославль — 498; Иваново — 407; Тула — 377; Калинин — 318; Рязань — 311; Владимир — 211; Кострома — 209; Смоленск — 196; Калуга — 179.

Всего в пределах региона насчитывается около 170 городов, из них более 60 городов областного подчинения. Численность городского населения в 2,5 раза превышает численность сельского.

В экономическом отношении описываемый район является одним из самых мощных в стране, он отличается развитием многоотраслевого машиностроения, химической, текстильной и других видов промышленности в сочетании с интенсивным сельским хозяйством.

Промышленный облик района сложился издавна в процессе исторического развития на базе привозного сырья и топлива, так как природные ресурсы самого района невелики.

¹ Сведения о размерах площади и численности населения даны по состоянию на 1 июля 1967 г.

Самое большое богатство недр составляет бурый уголь Подмоскownого бассейна. На обширных Верхневолжской, Мещерской, Нерльско-Клязьминской и других низинах (в том числе по Волге, Оке, Днепру и их притокам) разбросаны месторождения торфа. В Тульской области имеются залежи железа, гипса, соли, в Московской, Рязанской, Смоленской — фосфоритов и стекольных песков. Разнообразны и практически имеются во всех областях месторождения строительных материалов: песков, глин, известняка и др.

Ведущая роль в промышленности принадлежит машиностроению. Здесь сосредоточены заводы общесоюзного значения. Широко развита металлообрабатывающая промышленность. На втором месте по значению в экономике региона стоит химическая промышленность, представленная разнообразными отраслями. Исключительно большое развитие имеет текстильная промышленность.

Топливо-энергетическое хозяйство района связано с бурым углем и торфом, служащими базой для целого ряда ГРЭС. Важнейшие ГРЭС находятся в Москве и в Конакове. Они работают на природном газе. Гидроэлектростанции построены на Волге: у Иванькова, Углича и Рыбинска. Электроэнергией Центральные области снабжаются также по линии единой энергетической системы электропередач от крупных гидроэлектростанций Поволжья (Горьковской, Куйбышевской, Волгоградской). Энергетические ресурсы региона дополняются подачей природного газа по газопроводам из Ставропольского и Краснодарского краев и по линии Саратов — Москва.

Сельское хозяйство Центрального экономического района, призванное в первую очередь обеспечить продуктами питания огромное количество городского населения, имеет ряд отличительных черт. Сельскохозяйственные земли составляют половину всей территории региона, из них $\frac{2}{3}$ находятся под пашней, значительная доля полей занята посевами зерновых культур, особенно ржи, овса и ячменя (на западе). Высок удельный вес картофеля, посевы которого занимают около 12% всей посевной площади, и овощей. Из технических культур наибольшее значение имеет лен-долгунец. Развивающееся животноводство влечет за собой расширение посевов кормовых трав и увеличение площадей под выгоны и сенокосы, которые занимают более 15% всей сельскохозяйственной площади. В целом развитие сельского хозяйства Центрального экономического района основной своей целью имеет полностью удовлетворить потребность населения продуктами питания и в основном обеспечить сырьем льняную, пищевую, деревообрабатывающую и другие отрасли промышленности.

Главное значение в межрайонных связях Центра имеют железные дороги. От Москвы лучами расходятся одиннадцать железнодорожных линий, на значительном расстоянии они электрифицированы. Основной водной магистралью описываемой площади является Волга. Каналом имени Москвы она соединена с р. Москвой. Мариинская система, созданная еще в XIX веке и в настоящее время реконструированная, а также Северодвинская, Вышневолоцкая и Тихвинская водные системы и Беломорско-Балтийский канал соединяют Волгу, а через нее и Московский порт с Белым и Балтийским морями. Сооружение целого ряда водохранилищ на р. Волге: Верхневолжского, Угличского, Рыбинского, Горьковского и на отдельных притоках Волги, Оки, Москвы позволило не только в большей степени использовать водные пути, но и решить проблему водоснабжения Москвы. Соединение Волги и Дона обеспечило выход водного пути по Волге в Азовское и Черное моря и, таким образом, сделало Москву портом пяти морей. Большое значение имеют шоссейные и благоустроенные грунтовые межрайонные и межобластные дороги.

Глава III

СТРАТИГРАФИЯ

Описываемая в настоящем томе территория расположена в центральной части Русской (Восточно-Европейской) платформы и охватывает южную часть Московской синеклизы, часть северного склона Воронежской антеклизы и западного склона Токмовского свода и северную часть разделяющего их Пачелмского (Рязано-Саратовского) прогиба. Кристаллический фундамент, залегающий на глубине от 500 до 5000 м, имеет сложное блоковое строение; он сложен преимущественно архейскими суперкрупными образованиями — различными плагиогнейсами, часто мигматизированными и измененными процессами метасоматоза. Подчиненное значение имеют суперкрупные образования нижнего протерозоя — гнейсовидные биотитовые сланцы, микроамфиболиты и железистые кварциты, а также основные и кислые интрузии (преимущественно протерозойского возраста).

Наиболее древние осадочные отложения, имеющие рифейский возраст, сохранились только в наиболее глубоких впадинах (авлакогенах: Оршанском, Валдайско-Солигаличском, Подмосковном и Пачелмском); мощность их, видимо, достигает 3000 м. Значительно более широко развиты отложения вендского комплекса, отсутствующие только на юге, на склонах Воронежской антеклизы и Токмовского свода.

Кембрийская и ордовикская системы распространены только в северной части описываемой территории, девонская система — повсеместно, а каменноугольная система — почти повсеместно. Пермь и триас сохранились только на северо-востоке, в наиболее погруженной части Московской синеклизы, а юрские и меловые отложения распространены очень широко, но на юге и западе сильно разрушены последующей эрозией.

Прибрежно-морские и континентальные отложения конца палеогена и неогена сохранились на отдельных, небольших по площади участках, а четвертичные отложения, представленные сложным комплексом ледниковых, водноледниковых, аллювиальных, озерно-болотных и эоловых отложений, распространены практически повсеместно.

АРХЕЙ, НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Дорифейские образования центральной части Русской платформы представляют собой сложный комплекс метаморфических и интрузивных пород различного происхождения и возраста, измененных наложенными на них вторичными процессами. Они слагают три структурных этажа: нижний — архейский¹ и два верхних, относимых к нижнему про-

¹ По данным абсолютной геохронологии все плагиогнейсы Русской платформы имеют абсолютный возраст менее 2600 млн. лет (верхний рубеж архея по шкале 1964 г.). Однако М. М. Веселовская относит широко распространенные на Русской платформе и в других местах плагиогнейсы к архею, а метаморфические кварцево-биотитовые сланцы — к нижнему протерозою.—Прим. ред.

терозою, и образуют кристаллический фундамент платформы. Иотнийские образования верхнего, а, по Б. М. Келлеру, К. О. Кратцу и А. Н. Нелову, (1968), среднего, протерозоя в рассматриваемом районе не встречаются. На размытой поверхности пород кристаллического фундамента залегают слабо, но закономерно измененные рифейские и вендские, а также более молодые осадочные породы.

Как уже отмечалось, глубины залегания кристаллического фундамента колеблются примерно от 500 м на выступах до 4500 м и более во впадинах. Его погребенная поверхность имеет сложный рельеф. Породы архея и нижнего протерозоя сложно дислоцированы. Для архея обычные углы падения 70—80, иногда 90°, простираение преимущественно приближается к широтному. Углы падения нижнепротерозойских пород 45—80°, простираение северо-западное, переходящее в меридиональное, иногда северо-восточное. Породы кристаллического фундамента повсеместно изменены процессами древнего выветривания.

Первые соображения о строении кристаллического фундамента центральной части Русской платформы были высказаны в работах А. П. Карпинского (1919) и А. Д. Архангельского (1923). Однако изучение дорифейских пород рассматриваемого района фактически началось только в 1940 г., после окончания бурения скважины в Москве на территории старой бойни. Вскрытые скважиной мигматизированные плагиогнейсы были изучены В. И. Лучицким и Ю. И. Половинкиной (1940), которые установили первичноосадочное происхождение этих пород и отнесли их к архею ввиду большого сходства с породами тетерево-бугской свиты Украины. Позже эти же породы были изучены А. Н. Заварицким и В. П. Батуриным (1951).

Много данных о дорифейских образованиях рассматриваемого района было получено в конце 40-х — начале 50-х годов. В этот период в рассматриваемом районе породы кристаллического фундамента были вскрыты скважинами в Редкине, Поваровке, Зубцове, Старице, Непейцине, Барятине, Калуге, Серпухове, Новобасове, Мясоедове, Плавске, Рязске и в непосредственной близости от границ района — в Невеле, Старой Руссе, Крестцах, Пестове, Горьком (рис. 4). При этом, кроме в различной степени мигматизированных архейских плагиогнейсов, были обнаружены как первичноосадочные, так и изверженные породы протерозойского возраста. Данные по некоторым из этих скважин опубликованы М. М. Веселовской и А. Г. Завидоной (1952), Е. Г. Буровой (1953), Р. Л. Винарской (1953); материалы по всем скважинам обобщены А. И. Педашенко и М. М. Веселовской (1958). М. М. Веселовской, Д. Н. Утехиным и С. М. Сухановой (1959), а также А. И. Педашенко (1959).

В 50-е годы по центральной части Русской платформы был составлен ряд карт рельефа и геологического возраста кристаллического фундамента (Фотиади, 1947; Вardanянц, 1958—1966; Гафаров, 1963; Троицкий, Гардасников, 1966; Зандер, Кратц и др., 1967).

Важные дополнительные сведения о дорифейских породах в конце 50-х и в 60-е годы были получены в результате глубокого бурения. По материалам скважин, пробуренных в Решме, Макарьеве, Рыбинске, Переславле-Залесском, Щелкове, Максатихе, Нелидове, Смоленске, Вязьме, Туме, Веневе, Горлове, Бобрик-Горе, Петелине, Данкове, было уточнено представление об известных ранее типах пород и обнаружены некоторые совершенно новые породы (габбро и нориты в Переславле-Залесском и Щелкове, доломитовые мраморы и флогопитовые сланцы в Рыбинске, роговообманковые гранит-порфиры в Данкове. Данные по некоторым из этих скважин были обобщены М. М. Веселовской (1963) и С. Н. Тихомировым (1966).

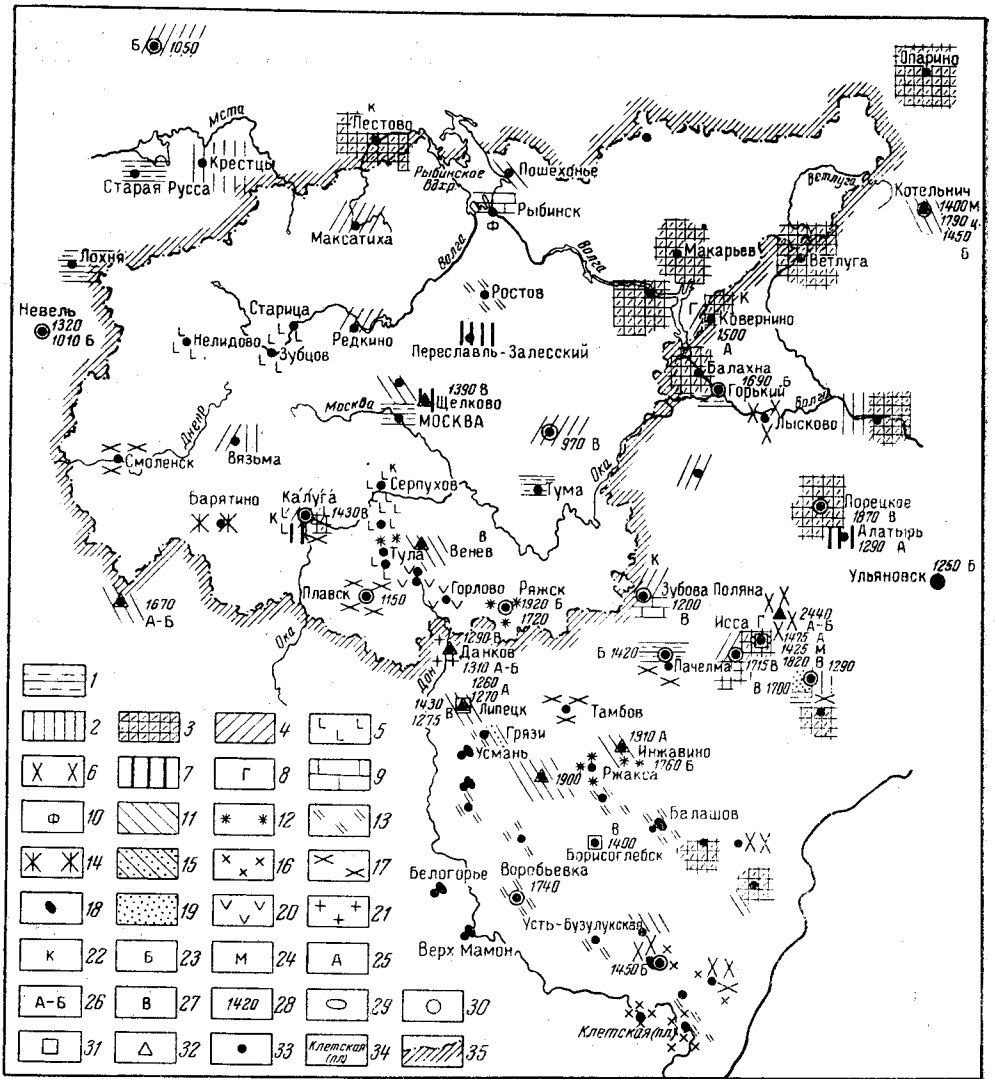


Рис. 4. Схема расположения скважин, вскрывших кристаллический фундамент, с указанием петрографического состава и абсолютного возраста пород. Составила М. М. Веселовская, 1968 г.

Петрографический состав вскрытых пород. Архей: 1 — гранат-сидерит-корднерит-биотитовые плагиогнейсы; 2 — гиперстеновые плагиогнейсы; 3 — амфиболовые плагиогнейсы и амфиболиты, иногда с диопсидом; 4 — биотитовые плагиогнейсы; 5 — мигматиты; 6 — серые граниты; 7 — габбро с гиперстеном, чарнокитизированные нориты, чарнокиты; 8 — породы, включающие гранат. Архей (?) или ладжская формация; 9 — доломитовые мраморы; 10 — мусковит-флогопитовые сланцы. Нижний протерозой: 11 — гнейсовидные сланцы и микроамфиболиты — аналоги метабазитов Украины и михайловской серии КМА; 12 — гранодиориты и диориты; 13 — кварц-биотитовые, турмалиновые, тремолит-актинолитовые сланцы — аналоги курской серии КМА; 14 — джеплинты — аналоги железорудной свиты КМА и Кривого Рога; 15 — кварцито-песчаники, переходящие в сланцы; 16 — серые турмалиновые граниты; 17 — розовые и красные метасоматические граниты — аналоги днепровско-токовских гранитов Украины; 18 — основные и ультраосновные породы, секущие сланцы курской серии КМА. Верхний протерозой: 19 — кварцито-песчаники, серицитовые и хлоритовые сланцы; 20 — сенинты с щелочным амфиболом неясного возраста; 21 — роговообманковые порфиры и гранит-порфиры неясного возраста; 22 — катаклаз и милонитизация.

Абсолютный возраст вскрытых пород, определенный калий-аргоновым методом: 23 — определенным сделаны по биотиту; 24 — то же, по микроклину; 25 — то же, по амфиболу; 26 — то же, по амфибол-биотитовой фракции; 27 — то же, по валовой пробе; 28 — цифры около скважин означают данные абсолютного возраста (в млн. лет). 29 — данные А. Я. Крылова (1959); 30 — данные А. П. Виноградова; А. И. Тугаринова и др. (1960); 31 — данные Н. П. Семененко и др. (1967); 32 — данные М. А. Гаррис и Д. В. Постникова (1964—1968). Объединение двух или трех знаков означает, что порода исследована разными авторами.

33 — местоположение скважин; 34 — площади с группой скважин; 35 — граница территории, рассматриваемой в данном томе

В течение 60-х годов получено много сведений по определению абсолютного возраста пород кристаллического фундамента центральной части Русской платформы калий-аргоновым методом (Виноградов и др., 1960; Семененко и др., 1967; Гаррис и др., 1966, 1969). Однако для большинства пород в связи с их изменением процессами вторичной микроклинизации (калиевый метасоматоз) возраст оказался сильно «омоложенным».

В основу принятого в настоящее время стратиграфического подразделения дорифейских образований центральной части Русской платформы положено три принципа: 1) выделение крупных комплексов первичноосадочных пород, принадлежащих к различным структурным этажам, 2) подразделение пород на основе данных абсолютного возраста, 3) формационный анализ.

Выделение комплексов первичноосадочных пород, принадлежащих к различным структурным этажам, обусловлено тем, что формирование и преобразование пород различных структурных этажей разделено значительными перерывами, эпохами диастрофизма, поэтому различна и степень изменения слагающих их пород. При этом увеличение степени метаморфизации пород от более молодых к более древним происходит скачкообразно: в каждом структурном этаже породы изменены преимущественно в условиях одной или двух фаций регионального метаморфизма. Для архея характерно присутствие пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой или гранулитовой фаций регионального метаморфизма, причем, как пишет В. С. Соболев и др. (1966 г.), «все выходы образований гранулитовой фации и большей частью амфиболитовой фации (т. е. соответствующие наибольшим температурам) относятся на территории СССР к архейскому фундаменту Русской и Сибирской платформы». В нижнем протерозое широко распространены породы фации зеленых сланцев регионального метаморфизма (Судовиков, 1964).

При использовании данных по абсолютному возрасту (табл. 2, см. рис. 4) учитывалось, какие именно породы исследованы и не подверглись ли они вторичной микроклинизации, затрудняющей установление их возраста калий-аргоновым методом.

При расчленении дорифейских образований был использован также формационный анализ, т. е. выделение согласно классификации Ю. А. Кузнецова (1964) главных типов магматических формаций и выявление их приуроченности к основным структурам земной коры.

Среди крупных комплексов метаморфических первичноосадочных образований центральной части Русской платформы выделяются:

1) суперкрупные образования архейского возраста — древнейшие осадочные и вулканогенно-осадочные породы, превращенные при региональном метаморфизме в различные плаггиогнейсы. Кроме плаггиогнейсов, выделяются породы, измененные при ультраметаморфизме — мигматиты, субстрат которых образовался в архее, но переработан в архее или в нижнем протерозое. С археем связаны, но в центральной части Русской платформы крайне редко встречаются габбро, нориты и древнейшие граниты;

2) аналоги михайловской серий КМА¹ и метабазитов нижнего протерозоя Украины;

3) аналоги курской серии нижнего протерозоя КМА — метаморфические сланцы и железистые кварциты.

С протерозоем связаны серые роговообманковые порфиры и гранит-порфиры, гранодиориты и другие, а также розовые метасоматические граниты.

¹ В настоящее время многие исследователи относят михайловскую серию КМА к верхнему архею (Леоненко и др., 1967).

Абсолютный возраст дорифейских образований Русской платформы
(по данным калий-аргонового метода)

№ образца	Место взятия и № скважины	Глубина взятия, м	Порода	Что анализировалось	Возраст, млн. лет	Первоисточник
Породы архейского цикла метаморфизма и магматизма						
1929	Ново-Мусамбайская площадь (Татария)	1705,5—1720,9	Плагинейс амфибол-биотитовый	Амфибол-биотитовая фракция	2195	М. А. Гаррис и др., 1966
4261	Прудовская площадь, 1	1558,6	Кварцевый диорит	Биотит-амфиболовая фракция	2440	М. А. Гаррис и др., 1969
Те же породы, омоложенные под влиянием наложенных процессов калиевого метасоматоза						
V—19	Порецкая, 1	1453—1455	Амфибол-биотитовый плагинейс	Валовая проба	1870*	А. П. Виноградов и др., 1960
1	Исса, 1	1047—1049	Амфиболовый плагинейс	То же	1820*	А. Я. Крылов (Старик, Крылов и др., 1961)
3а	Там же	1068,5—1068,95	То же	Микроклин	1425	Н. П. Семенов и др., 1967
3б	Там же	1068,5—1068,95	То же	Амфибол	1475	Там же
V-2	Танеевка, 1	1057—1058	Амфибол-биотитовый плагинейс	Валовая проба	1715	А. П. Виноградов и др., 1960
V-23	Горький, 2	1708—1710	Гранат-силлиманит-биотитовый плагинейс	Биотит	1690	А. П. Виноградов и др., 1960
V-82	Зубова Поляна, 1	1529—1536	Биотитовый плагинейс микроклинизированный	Валовая проба	1200	Там же
V-17	Красноозерская, 4	1834—1835	То же	Валовая проба	1420	"
V-15	Невель, 1	920	"	Биотит	1010	"
V-100	Там же	935	"	"	1320	"
V-21	Поповка, 1	340,1—340,5	"	"	1050	"
V-28	Ульяновск, 1	1951	"	"	1240	"
5	Ковернино (Тонкино), 1		Амфиболовый плагинейс	Амфибол	1500	Н. П. Семенов и др., 1967
4375	Юлово-Ишим, 1	1630	Гиперстеновый плагинейс	Валовая проба	1290	М. А. Гаррис, 1969
4248	Щелково, 7/4	1372—1387	Норит	То же	1390	Там же
1	Алатырь, 1	1478—1482	Габбро	Амфибол	1290	Н. П. Семенов и др., 1967
V—11	Непейцино, 1	1612—1620	Биотитовый плагинейс	Валовая проба	970	М. А. Гаррис и др., 1969

Породы нижнепротерозойского цикла метаморфизма и магматизма (аналоги метабазитов Криворожья и михайловской серии КМА и прорывающие их породы), иногда измененные калиевым метасоматозом

4277	Токаревка, 1	511,0	Гнейсовидный сланец	Слюда	1900	М. А. Гаррис и др., 1969 Там же
4269	Инжавино, 1	952,5	Биотит-амфиболовый гнейсо-видный сланец	Амфибол-биотитовая фракция	1810	
4354	Инжавино, 1	951—952,1	Гранит, прорывающий сланцы	Биотит	1760	М. А. Гаррис и др., 1969 Там же
4348	Ряжск, 1	1030	Гранит	"	1920	
V—4	Ряжск, 1	1032,6—1032,9	"	"	1720	А. П. Виноградов и др., 1969 М. А. Гаррис и др., 1969
4346	Котельнич, 1	1905—1907	Гнейсовидный сланец	"	1790	

Те же породы, омоложенные под влиянием наложенных процессов калиевого метасоматоза

4275	Ширковка, 7	520,0	Амфиболовый гнейсовидный сланец	Амфибол-биотитовая фракция	1670	М. А. Гаррис и др., 1969 Там же
4243	Липецк, 1/60	510—511	Актинолитит	Валовая проба	1430	
1	Там же	510—511	"	Амфибол	1270	Н. П. Семенов и др., 1967 Там же
2	"	510—511	"	"	1260	
4456	Венев, 1	1149	Микроамфиболит	Валовая проба	1640	М. А. Гаррис и др., 1969

Породы нижнепротерозойского цикла метаморфизма и магматизма (аналоги курской серии и прорывающие их породы), иногда измененные калиевым метасоматозом

V—20	Воробьевка, 86	183—187,6	Кварцево-биотитовый сланец	Валовая проба	1740	А. П. Виноградов и др., 1960 А. П. Виноградов и др., 1960
V—46	Калуга, 4	1075,8—1075,6	Гранит розовый (прожилки)	То же	1430	
V—105	Плавск, 1	717,7—718,6	Гранит розовый	Валовая проба	1150	А. П. Виноградов и др., 1960 М. А. Гаррис и др., 1969
4356	Данков, 1	717,3	Гранит-порфир	Амфибол-биотитовая фракция	1310	
4355	Там же	717,3	То же	Микроклин	1290	Там же

Породы верхнепротерозойского цикла метаморфизма

13	Юлово-Ишим, 1	1061,8	Кварцито-песчаник	Валовая проба	1700**	А. П. Виноградов и др., 1960
----	---------------	--------	-------------------	---------------	--------	------------------------------

* Возраст, по-видимому, занижен в связи с тем, что анализировалась валовая проба.

** Возраст, вероятно, завышен в связи с присутствием в породе обломочных зерен калиевого полевого шпата, происходящего из более древних пород.

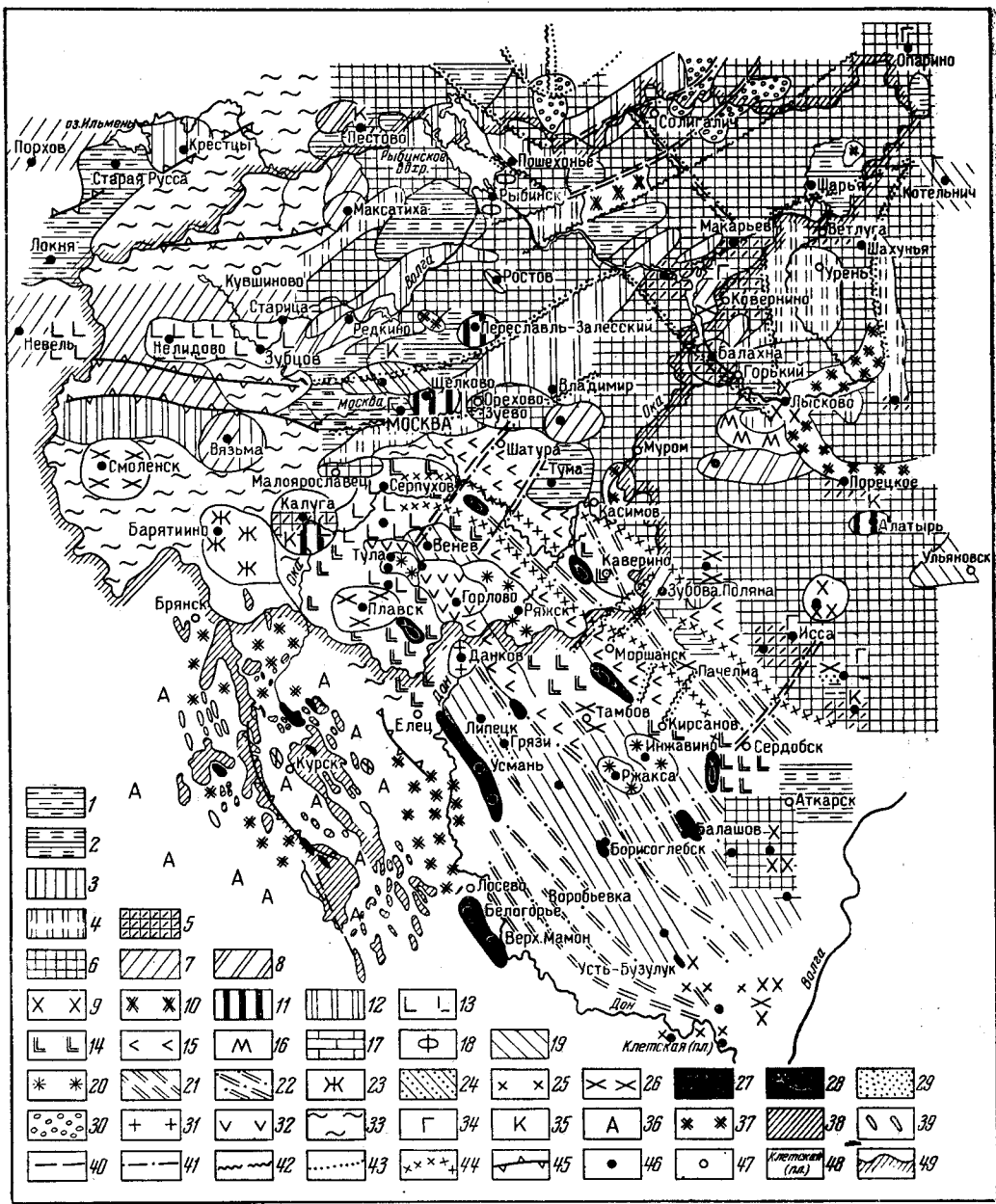


Рис. 5. Схематическая геологическая карта кристаллического фундамента центральной части Русской платформы (со снятием рифея и более молодых отложений). Составила М. М. Веселовская, 1969 г.

Архей: 1 — гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовые плаггиогнейсы; 2 — то же, по географическим данным; 3 — гиперстеновые плаггиогнейсы в единичных скважинах; 4 — то же, по геофизическим данным; 5 — амфиболовые, биотит-амфиболовые плаггиогнейсы, иногда с диопсидом, амфиболиты; 6 — то же, по геофизическим данным, возможно, также амфиболовые гнейсовидные сланцы и микроамфиболиты нижнего протерозоя; 7 — биотитовые плаггиогнейсы; 8 — то же, по геофизическим данным; 9 — граниты (аналоги кироваградско-житомирских) в единичных скважинах; 10 — то же (или нижнепротерозойские граниты), по геофизическим данным; 11 — габбро с гиперстеном, чарнокитизированные нориты, чарнокиты в единичных скважинах; 12 — основные породы неясного возраста, по геофизическим данным; 13 — мигматиты разных гранитов (субстрат архейский); 14 — то же, по геофизическим данным; 15 — различные плаггиогнейсы и амфиболиты, по геофизическим данным; 16 — кварц-магнетит-пироксеновые гнейсы архея или нижнего протерозоя (точнее не определенные), оконтурены по геофизическим данным. **Архей (?) или ладожская формация:** 17 — доломитовые мраморы; 18 — мусковит-флогопитовые и флогопитовые сланцы. **Нижний протерозой (аналоги метабазитов Украины и михайловской серии КМА):** 19 — гнейсовидные сланцы и микроамфиболиты; 20 — роговообманковые гранодиориты (в скважине в Инжавине, секущие

Как уже указывалось, первичноосадочные породы иотния, относимого к среднему (верхнему?) протерозою, в пределах рассматриваемого района неизвестны, но обнаружены несколько восточнее, в пределах Токмовского свода.

Распространение различных комплексов пород архея и нижнего протерозоя схематично показано на рис. 5. Границы геологических контуров в большинстве случаев соответствуют линиям резкой смены характера физических полей — полосам линейных магнитных аномалий и гравитационным ступеням, которые обычно отождествляются с разломами в теле кристаллического фундамента.

СУПЕРКРУСТАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ АРХЕЙСКОГО ВОЗРАСТА

Суперкрустальные образования архейского возраста, соответствующие, по-видимому, тетерево-бугской свите и свите амфибол-биотитовых плагиогнейсов Украины, обоянской серии Воронежского массива, а также ботнической и свионийской формациям Балтийского щита (табл. 3) широко развиты среди дорифейских образований рассматриваемой территории (см. рис. 5). Мощность их в рассматриваемом районе неизвестна, на Украине и в Фенноскандии мощность аналогичных образований достигает нескольких километров (на Балтийском щите — выше 12 000 м).

В центральных районах Европейской части СССР архей представлен различными плагиогнейсами, среди которых по степени метаморфизма выделяются породы, измененные в условиях гранулитовой фации (гиперстен-биотитовые и гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовые плагиогнейсы) и породы, измененные в условиях амфиболитовой фации (амфибол-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы). Определения абсолютного возраста для этих пород (см. табл. 2) обычно дают заниженные данные (от 970 до 1870 млн. лет) в связи с омоложением под влиянием наложенных процессов калиевого метасоматоза; на территории Татарии (Ново-Мусамбайская площадь) для аналогичных пород получен абсолютный возраст 2197 млн. лет. Условно к суперкрустальным образованиям архейского возраста относятся также доломитовые мраморы и флогопитовые сланцы, вскрытые в г. Рыбинске, хотя не исключена возможность, что они принадлежат уже к нижнему протерозою и соответствуют ладожской формации Балтийского щита.

Богатые глиноземом плагиогнейсы архейского структурного этажа являются первичноглинистыми образованиями. Данные химических анализов (табл. 4) подтверждают их осадочное происхождение, так как ни

гнейсовидные сланцы и залегающие среди них). **Нижний протерозой (аналоги курской серии КМА):** 21 — кварц-биотитовые, турмалиновые, актинолит-тремолитовые сланцы; 22 — то же, по геофизическим данным; 23 — джеспилиты; 24 — кварцито-песчаники, переходящие в сланцы; 25 — серые турмалиновые граниты (в Абрамовской скв. 21, секущие сланцы и залегающие среди них); 26 — розовые и красные метасоматические граниты; 27 — основные и ультраосновные породы; 28 — то же, по геофизическим данным. **Верхний протерозой:** 29 — кварцито-песчаники, серицитовые и хлоритовые сланцы; 30 — то же, по геофизическим данным; 31 — роговообманковые порфиры и гранит-порфиры неясного возраста; 32 — сенинты с щелочным амфиболом неясного возраста; 33 — архей и протерозой нерасчлененные; 34 — присутствие граната в разных породах; 35 — катаклаз и милонитизация. *Данные по территории Курской магнитной аномалии (по В. Д. Полищук, Ю. С. Зайцев, Л. А. Варданянц);* 36 — биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы; 37 — граниты и гранодиориты архея и нижнего протерозоя; 38 — нижнепротерозойские породы первичноосадочные и вулканогенно-осадочные нерасчлененные; 39 — магнетитовые оруденения. **Разломы:** 40 — выделенные по данным сейсморазведки; 41 — то же, по данным электроразведки; 42 — то же, по данным гравиметрии; 43 — то же, по данным магнитометрии; 44 — бортовые разломы Пачелмского авлакогена; 45 — разломы на юго-восточном и южном склоне Балтийского щита. 46 — скважины, вскрывшие кристаллический фундамент; 47 — некоторые из глубоких скважин; 48 — площади с группой скважин; 49 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе. При составлении карты были использованы материалы В. Н. Троицкого, В. В. Гордасникова, О. П. Шермет (1966—1968), Р. С. Красовицкой, М. Е. Сопко и Е. Ф. Сопко (1967 г.), М. И. Островского, В. Д. Полищук, Ю. С. Зайцева, Л. А. Варданянца, Ю. Т. Кузьменко и др.

Схема стратиграфии дорифейских образований центральной

Сопоставление дорифейской истории развития Украинского кристаллического массива и Финляндии (по Ю. Ир. Половинкиной, 1950, с сокращениями)

		Украинский массив	Финляндия	
Нижнепротерозойский тектономагматический цикл	Посторогенные этапы	Овручские песчаники и кварцевые порфиры Посторогенные интрузии: уманьский комплекс серых гранитов, коростенский комплекс габбро, лабрадоритов, рапакави и других гранитов и связанная с ними чарнокитизация	Посторогенная интрузийная группа	Дайки оливинового диабазы Формация интрузийных песчанников Сатакунты, базальная (подстилающая) формация Посткинематические интрузии: граниты рапакиви
	Синорогенные этапы	Позднеорогенные метасоматические граниты: днепровско-токовский и осиницкий комплексы гранитов и связанная с ними мигматизация и чарнокитизация Синорогенные интрузии: гранодиориты р. Соби и др. Раннеорогенные интрузии: второй плагиигранит	Второй орогенный цикл (карелиды)	Мигматизация и гранитизация Складчатость Позднекинематические интрузии: посткарельские микроклиновые граниты Синкинематические интрузии: гранодиориты и другие породы серии хапаранда
	Доорогенные этапы	Ультраосновные интрузии Суперкрустальная серия: криворожская свита сланцев, железистых кварцитов и песчаников, метаморфизованная спилитовая формация (?)		Офиолитовые ультраосновные интрузии Суперкрустальные породы лопарской и гранулитовой формаций Лапландии Суперкрустальные породы в северной Финляндии. Ладожская (?) калевийская и ятулийская формации восточной Финляндии

Таблица 3

части Русской платформы и некоторых других регионов

Центральная часть Русской платформы (по М. М. Веселовской)			
Циклы, этапы и данные определений абсолютного возраста	Дорифейские образования, их распространение и генезис	Преобладающие фации регионального метаморфизма	Важнейшие минералы и минеральные ассоциации (Тернер, Ферхуген, 1961)
<p>Посторогенные этапы. Абс. возраст 1700 млн. лет (Виноградов и др., 1960) и 1200 млн. лет (Magnusson, 1966)</p>	<p>Юлово-ишимские кварцито-песчаники и серицит-хлоритовые сланцы (в рассматриваемом районе не установлены) Посторогенные интрузии не установлены</p>	<p>Кварц-альбит-хлорит-мусковитовая субфация фаций зеленых сланцев</p>	<p>Кварц, альбит, хлорит, мусковит (серицит), пиррофиллит</p>
<p style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">Второй нижнепротерозойский тектономагматический цикл</p>	<p>Синорогенные этапы. Абс. возраст 1150—1450 млн. лет (Виноградов и др. 1960)</p> <p>Позднеорогенные и метасоматические микроклиновые граниты и связанная с ними мигматизация и чарнокитизация — розовые и красные граниты и гранито-гнейсы Плавска, Смоленска, прожилки гранитного состава в Невеле, Локно, Калуге, Домнине и др., кварцевые сиениты и сиенит-диориты Горловки, Бобрик-Горы и Петелино (?)</p> <p>В рассматриваемом районе синорогенные интрузии не установлены</p> <p>Раннеорогенные интрузии не установлены</p>		
	<p>Доорогенные этапы. Абс. возраст 1740 млн. лет (Виноградов и др., 1960)</p> <p>Ультраосновные интрузии Усмани, Шукавки и др. (в рассматриваемом районе не установлены)</p> <p>Суперкрустальная серия: железистые кварциты и сланцы Баятинской, воробьевкинской свита кварц-биотитовых, актинолит-тремолит- и турмалин-биотитовых сланцев в скважинах восточного склона Воронежского массива в Воробьевке и др. Кварц-биотитовые сланцы в Ростове</p>	<p>Кварц-альбит-эпидот-биотитовая субфация зеленых сланцев</p>	<p>Кварц, альбит, биотит, минералы группы эпидота, амфиболы актинолит-тремолитового ряда</p>

		Сопоставление дорифейской истории развития Украинского кристаллического массива и Финляндия (по Ю. Ир. Половинкиной, 1960, с сокращениями)	
		Украинский массив	Финляндия
Нижнепротерозойский тектономагматический цикл	Доорогенные этапы		
	Синорогенные этапы	<p>Посторогенных интрузий не установлено</p> <p>Синорогенные интрузии: кировоградский комплекс гранитов и связанные с ними мигматиты</p> <p>Раннеорогенные интрузии: первый саксаганский плагногранит и его мигматиты</p>	<p>Посткинематические (интраторогенные) интрузии: граниты Онас, Бодом, Ова и другие в южной Финляндии</p> <p>Позднекинематические интрузии: мигматизирующие микроклиновые граниты</p>
Архейский тектономагматический цикл	Доорогенные этапы	<p>Интрузии ультраосновных и основных пород</p> <p>Суперкрупная гнейсовая серия: тетерево-бугская свита, свита амфибол-плагноклазовых и биотит-плагноклазовых гнейсов, свита биотит-плагноклазовых и пироксен-плагноклазовых гнейсов</p>	<p>Синкинематические интрузии: гранодиориты и связанные с ними породы свекофенид юго-западной Финляндии, гнейсовые куполы в карелидах и большие ареолы гнейсовидных гранитов восточной Финляндии</p> <p>Суперкрупные породы ботнийской и свинийской формаций юго-западной Финляндии и Похьянмаа. Суперкрупные породы Саво (?). Остатки предкарельских суперкрупных пород в больших ареалах гнейсовидных гранитов восточной Финляндии</p>
	Синорогенные этапы		<p>Мигматизация и гранитизация</p> <p>Складчатость</p>
		Второй орогенный цикл (карелиды)	Первый орогенный цикл (свекофениды)

* Согласно М. М. Веселовской возраст плагниогнейсов архея омоложен в связи с вторичной микрскли

Продолжение табл. 3

Центральная часть Русской платформы (по М. М. Веселовской)			
Циклы, этапы и данные определений абсолютного возраста	Дорифейские образования, их распространение и генезис	Преобладающие фации регионального метаморфизма	Важнейшие минералы и минеральные ассоциации (Тернер, Ферхуген, 1961)
Первый нижнепротерозойский тектономагматический цикл	Синорогенные этапы. Абс. возраст 1750—1920 млн. лет (Гаррис, 1969 г.)	Посторогенные интрузии не установлены. Синорогенные интрузии: граниты и гранодиориты Рязска, Инжавина, Ржаксы, Мясоедова (?)	
	Доорогенные этапы. Абс. возраст 1810—1920 млн. лет Гаррис, 1969 г.	Суперкрустальная серия: гнейсовые сланцы Поваровки, микроамфиболиты Венева, Котельнича, метаморфические песчаники, переходящие в сланцы, Пошехонья	Эпидот-амфиболитовая фация Альбит, эпидот, минералы группы амфибола
Архейский тектономагматический цикл	Синорогенные этапы. Абс. возраст 2440 млн. лет (Гаррис, 1969)	Посторогенные интрузии не установлены Синорогенные интрузии: плагиоклазовые граниты и их мигматиты в Лыскове, Прудах (в рассматриваемом районе не установлены)	
	Доорогенные этапы. Абс. возраст 2150 млн. лет* (Гаррис и др., 1966)	Габбро с гиперстеном в Переславле-Залесском, нориты в Щелкове. Суперкрустальная гнейсовая серия: доломитовые мраморы и мусковит-флогопитовые сланцы Рыбинска (?). Гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовые плагиогнейсы в Москве, Туме, Локно, Старой Руссе, биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы в Макарьеве, Решме, Редкине, Невеле, Нелидове, Зубцове, Старице, Максатихе, Домнине, Калуге и др., гиперстен-биотитовые плагиогнейсы в Вязьме и Крестцах	Амфиболитовая и гранулитовая фации Обыкновенная зеленая роговая обманка, плагиоклаз, (диопсид, кварц), кварц-пертит, гранат-плагиоклаз или силлиманит или плагиоклаз, гиперстен, гранат (кварц-пертит)

низацией. — Прим. ред.

Химический состав пород кристаллического

		Архейские образования, гранитизированные в конце архея или протерозоя					
		Микроклинизированный гранат-биотитовый плагиогнейс	Микроклинизированный биотитовый плагиогнейс	Мигматит	Мигматит	Гранит	Микроклинизированный гранит
Местонахождение, глубина отбора пробы, м	Локно	Невель		Новобасово	Серпухов	Прудовская	
	526,75—527,35	901—905	927—931,26	999,9—1002,25	1310—1314,8	1550—1558,6	
SiO ₂	58,35	71,00	67,02	72,78	70,00	64,45	72,65
TiO ₂	0,48	0,26	0,59	0,12	0,09	0,51	0,47
Al ₂ O ₃	17,94	14,31	15,40	14,62	14,16	19,38	12,31
Fe ₂ O ₃	8,10	2,74	1,61	0,64	0,36	0,88	3,12
FeO	0,73	0,85	2,55	Следы	0,76	1,19	0,79
MnO	0,01	0,015	0,03	0,02	0,04	0,12	0,06
MgO	1,54	1,70	3,10	1,23	1,40	1,32	0,64
CaO	0,92	0,66	0,66	1,03	2,48	4,33	1,14
Na ₂ O	0,60	0,61	0,73	4,04	5,64	5,34	2,39
K ₂ O	6,85	5,18	5,18	4,76	4,20	1,48	5,58
P ₂ O ₅	Следы	Следы	Следы	0,22	0,31	0,13	0,09
SO ₃	Нет	Не обн.	Нет	—	Не опр.	—	—
S	Не опр.	„	Не опр.	0,05	0,15	—	—
Cl	0,28	0,30	0,30	Не опр.	Не опр.	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,83	—	—	—
П.п.п.	3,79	3,29	2,64	—	0,31	0,67	0,56
Сумма	99,59	100,91	99,81	100,34	99,90	99,80	99,80
H ₂ O ⁻	1,27	1,07	1,27	0,17	—	0,06	0,04

Таблица 4

фундамента центральной части Русской платформы

Нижний протерозой					Нижний протерозой			Рифей—нижний протерозой	
Аналоги метабазитов		Аналоги курской серии			Гранит	Микроклинизированный гранит	Кварцевый диорит	Кора выветривания	
Гнейсовидные сланцы	Микроамфиболиты	Железистые кварциты	Переслаивание хлоритового сланца и кварцита	Переслаивание хлоритового сланца и доломита				краснобурая	белая
Поваровка		Барятинская			Ряжск	Мясоедово	Воротынец	Невель	
1775,6—1777,8	1772,6—1775,6	763,92—764,3	775,5	767,7	1030—1033,7	937—938,6	1050—1058		
62,95	53,18	45,85	50,80	39,43	72,12	73,80	70,97	59,72	67,02
0,17	0,15	Следы	0,08	0,10	0,10	0,02	0,3	Не опр.	0,59
19,42	14,76	0,34	2,92	4,12	15,65	14,79	14,36	14,64	15,40
2,94	6,61	51,12	23,09	34,64	0,77	0,20	0,94	17,43	1,61
0,54	4,46	Следы	16,24	3,92	1,42	0,28	0,77	Не опр.	2,55
0,07	0,13	0,12	0,20	0,32	0,03	—	0,06	Не опр.	0,03
0,70	6,70	0,40	1,60	4,74	0,83	0,72	1,44	1,85	3,10
2,80	7,56	0,73	0,39	3,22	2,45	1,12	3,56	1,53	0,86
4,63	3,48	Не опр.	Не опр.	Не опр.	5,17	2,57	4,95	Не опр.	0,73
3,32	2,28	"	"	"	1,50	6,88	1,93	"	5,18
Нет	Следы	Не опр.	0,2	0,70	0,12	—	0,14	"	Следы
0,79	0,29	Следы	0,3	0,14	0,03	—	—	3,14	Не опр.
Не опр.	Не опр.	"	0,3	0,14	—	—	0,03	"	"
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,30
—	—	Следы	—	—	0,16	—	0,15	—	—
0,53	0,78	1,12	2,33	8,4	0,10	0,20	—	6,43	2,64
98,86	100,38	—	—	—	100,45	100,58	99,60	—	100,01
0,32	0,06	0,05	0,96	1,18	—	0,00	0,69	2,81	1,27

одна магматическая порода не имеет столь высокого содержания глинозема. Бiotитовые плаггиогнейсы являются первичнопесчаными породами, доказательством чего служит присутствие blastopсаммитовой структуры в этих породах, вскрытых в Максатихе, Калуге и др. В биотитовых и амфибол-биотитовых плаггиогнейсах наблюдается первичная слоистость, хорошо различимая на фото зерна, снятого А. И. Педашенко (1959). Первичноосадочное происхождение доломитовых мраморов Рыбинской скважины не вызывает сомнения. Богатые амфиболом плаггиогнейсы являются первичноэффузивными и эффузивно-осадочными породами. В них в Ветлуге и Глазове наблюдаются округлые образования, — возможно, бывшие миндалины, сложенные пренитом. Состав их близок к составу вулканогенных пород, например туфов венда.

Исходным материалом для гиперстеновых плаггиогнейсов являлись, вероятнее всего, «основные вулканиты — аналоги спилит-диабазовых формаций палеозоя, в архейском цикле путем прогрессивного регионального метаморфизма превращенные в гиперстен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы» (Половинкина, 1967).

Охарактеризованные здесь плаггиогнейсы единообразны на всей Русской платформе, и еще В. И. Лучицким и Ю. И. Половинкиной (1940) было установлено, что высокоглиноземистые плаггиогнейсы, вскрытые скважинами в Москве, сходны с подобными плаггиогнейсами Побужья.

Породы архея в связи с проявлениями ультраметаморфизма часто превращены в мигматиты. Согласно Ю. А. Кузнецову (1964) среди архейских образований выделяются формация мигматитов пород, измененных в условиях гранулитовой фации, и формация мигматитов пород, измененных в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма. По материалам Русской платформы можно судить, что мигматиты пород, образовавшихся в условиях гранулитовой фации, видимо, ранее находившиеся в замковых частях синклиналей, в настоящее время располагаются в приразломных прогибах (древнейшие, сквозные разломы), например, гранат-кордиерит-силлиманит-биотитовые плаггиогнейсы и их мигматиты в Московском прогибе (скважина в Москве), на ограничивающем Валдайско-Крестовский прогиб Локновском поднятии (скважина в Локне) и в прибортовой части Пачелмского прогиба (скважины в Туме, Красноозерской, Юлово-Ишиме, а также гиперстеновые плаггиогнейсы в Валдайско-Крестовском прогибе (скважина в Крестцах).

Формация мигматитов пород, образовавшихся в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма, повсеместно широко развита среди архейских геосинклинальных образований центральной части Русской платформы.

По данным Ю. И. Половинкиной (1967) ультраметаморфические образования (как и интрузивные граниты) приурочены к мегаструктурам воздымания — к геосинклинальным частям складчатых областей Украинского кристаллического щита. Аналогичная закономерность наблюдается и для центральной части Русской платформы.

Обращает внимание распространение первичнопесчаных пород, превращенных в биотитовые плаггиогнейсы и их мигматиты, на северо-западном склоне Московской синеклизы и тяготение первичноэффузивных и эффузивно-осадочных образований, превращенных в амфиболовые плаггиогнейсы и их мигматиты, к Токмовскому выступу и северо-восточной части Московской синеклизы. Предположительно, такое распространение древнейших пород связано с тем, что в архее существовали эвгеосинклинали и миогеосинклинали. Эвгеосинклинальная область намечается на востоке и северо-востоке Русской платформы, именно там, где

широко развиты эффузивно-осадочные образования, превращенные в амфиболовые платиогнейсы и амфиболиты, миогеосинклинали — на северо-западе.

**ПОРОДЫ, ИЗМЕНЕННЫЕ В УСЛОВИЯХ ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ
РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА, И ИХ МИГМАТИТЫ**

Эти породы имеют довольно ограниченное распространение. Они вскрыты скважинами на юго-восточном склоне Балтийского щита, непосредственно северо-западнее границы рассматриваемого района (Локно, Старая Русса, Крестцы), и на южном склоне Московской синеклизы (Москва, Тула, Вязьма). По геофизическим данным можно предполагать, что аналогичные породы развиты также к юго-западу от г. Рыбинска, в районе Ярославля и Шарьи и в некоторых других местах (см. рис. 5).

Для рассматриваемых пород характерна следующая парагенетическая ассоциация минералов: кварц — пертит — гранат (плаггиоклаз — силлиманит) или плаггиоклаз — гиперстен — гранат (кварц — пертит) и др.¹.

Среди архейских суперкристалльных образований, измененных в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма, преобладают высокоглиноземистые (гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовые) платиогнейсы, значительно более ограничено распространение гиперстенных (?) платиогнейсов.

Высокоглиноземистые платиогнейсы. Породы этого типа известны по Локнинской скв. 1, где на глубине 526—530 м вскрыты сильно выветрелые темно-серые гранат-кордиерит-силлиманит (?) - биотитовые платиогнейсы с отдельными участками мясо-красного цвета, сложенными преимущественно микроклином.

Под микроскопом видно, что зерна кварца (20—35%), микроклина (20—40%) и изредка граната (5—6%), размером 0,2—4 мм, погружены в основную массу, сложенную гидроокислами железа и глинистыми минералами. Последние замещают плаггиоклаз (30—35%). В зернах микроклина наблюдаются пертитовые вростки, замещенные вторичными минералами, и иногда «остатки» зерен плаггиоклаза. Плеохроирующий от светло-желтого до зелено-бурого биотит (7—8%), а также гранат в значительной степени замещены гидроокислами железа. Среди вторичных компонентов встречается тальк — продукт вторичного изменения кордиерита и силлиманита (?).

Участки мясо-красного цвета сложены крупными (до 5 мм) зернами микроклина (50%) с решетчатой структурой (иногда с пойкилитовыми вростками кварца) и кварцем с волнистым угасанием (35%). Более крупные зерна его разбиты трещинами, выполненными каолинитом. Участки между зернами названных минералов (15%) сложены глинистыми минералами, по-видимому, замещающими плаггиоклаз. Данные химического анализа пород, вскрытых скважиной в Локно, приведены в табл. 4.

Сходные породы вскрыты в Старорусской скв. 1 в интервале 920,4—942 м.

Старобоенской скв. 1 в Москве в интервале 1646—1677 м вскрыты биотит-кордиерит-силлиманитовые и гранат-биотитовые платиогнейсы, которые «интродуцированы магмой красного гранита». Они подробно описаны в работах В. И. Лучицкого и Ю. И. Половинкиной (1940), А. Н. Заварицкого и В. П. Батурина (1951). Подобные же гранат-био-

¹ Парагенезисы минералов даны согласно Тернеру и Ферхугену (1961).

титовые и силлиманит-биотитовые плагиогнейсы, пересеченные жилами плагиоклаза, обнаружены А. И. Педашенко (1959) в Горьковской скважине.

Тумская скв. 1 на глубине 1595—1603 м вскрыла гранат-биотитовые плагиогнейсы. По И. М. Симановичу (устное сообщение), плагиогнейсы неравномернозернистые, с порфиробластами граната (10—15%) в виде неправильных лапчатых зерен размером 0,5—5 м. Большая часть породы сложена кварцем (60—70%), размер зерен которого колеблется от 0,05 до 0,5 мм. В нем отмечаются включения рутила, а также мельчайшие зернышки гематита, которые образуют цепочки и пересекают некоторые зерна кварца. Плагиоклаз (10—15%) присутствует в виде зерен размером 0,5—3 мм. Состав его кислый (показатель преломления ниже канадского бальзама). Хотя он изменен серицитизацией, хорошо различимы полисинтетические двойники. Наблюдаются игольчатые включения силлиманита. Биотит (1—2%), плеохроирующий в бурых тонах, обычно развивается вдоль контуров зерен граната. Встречаются отдельные зерна рутила. Порода в значительной степени катаклазирована; особенно сильно в результате давления изменены зерна плагиоклаза.

Гиперстеновые (?) плагиогнейсы. Скв. 1 в Вязме на глубине 1255—1257 м вскрыты измененные древним выветриванием пироксен-амфибол-биотитовые плагиогнейсы и биотитовые плагиогнейсы с жилками кварц-полевошпатового состава. Структура пород лепидогранобластовая, переходящая в цементную и бластокатакластическую. Текстура параллельная, размер зерен от 0,02 до 1 мм.

Главными минералами являются плагиоклаз (40%) и микроклин (20%); последний встречается иногда в виде более крупных, чем другие, зерен. У микроклина резко выражена решетчатая структура. Плагиоклаз большей частью замещен серицитом. Кварц (10%) встречается в виде зерен с волнистым угасанием, неправильной формы. У биотита (15%) цвет и плеохроизм изменяются от зеленого до желтоватого. В верхней части разреза встречаются зерна частично замещенного карбонатом амфибола? (7%); здесь присутствовал, по-видимому, и гиперстен (8%), о чем можно судить лишь по форме скоплений зерен целиком замещающего его карбоната.

За пределами рассматриваемого района гиперстеновые плагиогнейсы встречены в Крестцах, а также в Юлово-Ишиме (скв. 1) и Сундыре (скв. 1).

ПОРОДЫ, ИЗМЕНЕННЫЕ В УСЛОВИЯХ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА, И ИХ МИГМАТИТЫ

Эти породы, представленные амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, амфибол-биотитовыми и биотитовыми плагиогнейсами, развиты значительно шире, чем описанные выше породы гранулитовой фации. Они вскрыты скважинами в Решме, Макарьеве, Невеле, Нелидове, Старице, Зубове, Максатихе, Редкине, Непейцине, Калуге, Серпухове, Домнине, Новобасове и, по геофизическим данным, преобладают среди дорифейских образований рассматриваемого района (см. рис. 5). Устойчивой ассоциацией минералов здесь является обыкновенная зеленая роговая обманка — плагиоклаз (диопсид — кварц), роговая обманка — плагиоклаз — эпидот (кварц — биотит) и кварц — микроклин — плагиоклаз — биотит (мусковит — эпидот) и др.

Биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы. Особенно широко распространены эти породы на территории Костромской области. В Решминской скв. 1 на глубине 2764—2774 м вскрыты чередую-

щиеся более темные амфибол-биотитовые и более светлые биотитовые плагиогнейсы с единичными зернами амфибола, пересеченные розовыми жилами кварц-калиевополевошпатового состава. Структура породы гранобластовая, переходящая в лепидогранобластовую, размер зерен 0,15—0,8 мм. Текстура параллельная. Плаггиоклаз (40%) представлен зернами таблитчатой и неправильной формы с полисинтетическими двойниками, микроклин (17%) присутствует в виде неправильной формы зерен и иногда в интерстициях между зернами других минералов. В породе встречается кварц (25%) двух генераций; в виде мелких зерен и линзовидных образований — явно вторичный. Амфибол (8%) представлен обыкновенной зеленой роговой обманкой и большей частью сильно изменен в связи с вторичной хлоритизацией. У биотита (10%) цвет и плеохроизм изменяются от зеленого до зелено-бурого. Встречаются единичные зерна апатита и рудных минералов.

Макарьевская скв. 2 на глубине 2910—2930 м вскрыла породы, очень сходные с рещинскими. Более темные амфиболовые плагиогнейсы чередуются с более светлыми биотит-амфиболовыми; там же встречаются жилы розового микроклина. На отдельных участках породы милонитизированы.

Характерные амфиболовые плагиогнейсы с гранобластовой структурой встречены на глубине 2924,4—2925,25 м. Размер зерен у них колеблется от 0,15 до 1 мм. Основным минералом, слагающим породу, является обыкновенная роговая обманка (65—70%). Цвет и плеохроизм ее изменяются от желтовато-зеленого до зеленого и голубовато-зеленого, зерна имеют неправильную, реже правильную форму. Характерно обилие сфена (6%). Светлые компоненты распределены неравномерно, микроклин встречается редко (3—5%), кварц — главным образом в виде пойкилитовых вростков в другие минералы. Плаггиоклаз содержится в виде зерен неправильной или таблитчатой формы (15%). В состав породы входят также рудный минерал (1%), из вторичных — серицит и хлорит.

Милонит биотит-амфиболового плагиогнейса вскрыт скважиной на глубине 2928,1—2928,5 м. Структура породы лепидогранобластовая, переходящая в милонитовую, текстура параллельная. Порода состоит из крупных (0,2—0,6 мм) со сглаженными углами зерен микроклина (40%) и плаггиоклаза (20%), погруженных в основную массу из мельчайших (порядка 0,01 мм) зерен кварца и листочков биотита (5—7%), плеохроирующего от буро-зеленого до зеленовато-желтого. Кварц также присутствует в виде крупных (до 1 мм) линзовидных скоплений (20%) и часто имеет мозаичную структуру. Встречаются деформированные зерна обыкновенной роговой обманки (7—8%). В породе содержится апатит (1%) и рудный минерал (1%).

Биотит-амфиболовые плагиогнейсы и амфиболиты широко распространены к востоку от рассматриваемого района; они встречены и детально описаны в Танеевке, Иссе, Порецкой, Опарине Ветлуге и к северу от изученной территории в Пестове.

Биотит-амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы с диопсидом (3—7%) и эпидотом описаны М. М. Веселовской и А. Г. Завидоновой (1952) из разреза Якшуновской скв. 5 в районе Калуги (1045—1057 м). В отдельных скважинах в районе Калуги (скв. 42 на глуб. 987—996 м, скв. 37 — на глуб. 962—967 м) обнаружены мигматиты амфибол-биотитовых плагиогнейсов, чередующиеся с биотитовыми плагиогнейсами с бласто-псаммитовой структурой.

Биотитовые плагиогнейсы. Эти породы имеют широкое распространение на северо-западе Русской платформы.

Невельская скв. 1 на глубине 910—936 м встретила измененные древним выветриванием серые биотитовые плагиогнейсы, пересеченные розовыми жилами, сложенными микроклином и кварцем. Структура гнейсовой части породы лепидогранобластовая, размер зерен 0,2—1 мм, текстура параллельная. Главным компонентом породы является плагиоклаз (40%), сильно измененный серицитизацией (а по жилам и трещинам в нем распространен каолинит). Микроклин содержится в подчиненном количестве (15%). Форма зерен его неправильная, хорошо различима решетчатая структура. У кварца резко выражено волнистое угасание. Он содержится в породе в виде отдельных неправильных зерен (30%) и в виде пойкилитовых и мирмекитовых вростков в другие минералы. Биотит (15%), иногда частично замещенный мусковитом, встречается в виде пластинок. Цвет и плеохроизм его изменяются от зеленого до светло-желтого. Встречаются единичные зерна циркона, апатита, эпидота и выделения гидроокислов железа.

Розовые жилы сложены крупными (до 3 мм) зернами микроклина с ленточным пертитом (65—75%). В микроклине иногда встречаются пойкилитовые вростки кварца, листочки биотита, зерна измененного плагиоклаза, а также зерна микроклина с другой оптической ориентировкой размером 0,05—0,2 мм. Микроклинизация сопровождается выделением зерен эпидота и мусковита. Результаты химического анализа пород, вскрытых Невельской скважиной, приведены в табл. 4. Для них характерно высокое содержание K_2O .

Нелидовская скв. 1 вскрыла на глубине 1309—1334 м розовато-серые биотитовые плагиогнейсы (гранито-гнейсы?), вторично микроклинизированные и измененные древним выветриванием. Порода пересечена жилами розового и белого цвета. Хорошо различима параллельная текстура. Структура гранобластовая. Зерна плагиоклаза — олигоклаза (0,5—0,8 мм) почти полностью замещены крупными чешуйками серицита, а в верхней части — каолинита. Полисинтетические двойники в плагиоклазах почти не различимы. Микроклин очень свежий, в нем хорошо видна решетчатая структура. Он встречается в виде значительно более крупных (1—2 мм) зерен, иногда облекающих зерна плагиоклаза. Кварц обнаружен в виде отдельных неправильных зерен, а часто в виде линзовидных послойных скоплений. У биотита цвет и плеохроизм изменяется от буро-зеленого до светло-желтого. В микроклинизированных участках состав породы следующий: кварца 21%, плагиоклаза 24%, микроклина 55%, биотита 1%, в немикроклинизированных: кварца 17%, плагиоклаза 54%, микроклина 26%, биотита 3%, циркона, апатита и рудного минерала 1%.

Аналогичные породы вскрыты Старицкой (Лединковской) скв. 1 на глубине 1548 м и скважиной близ с. Бологое (2824—2844 м).

Редкинская скв. 1 прошла с глубины 1728 м до 1738 м по серым биотитовым плагиогнейсам, не подвергшимся вторичной микроклинизации (по данным А. В. Копелиовича). Структура их лепидобластовая, местами порфиروبластовая, текстура параллельная. Характерно присутствие крупных (0,5—3 мм) зерен или скоплений зерен измененного плагиоклаза (40—50%). Зерна плагиоклаза неправильные или вытянутой формы, со сглаженными углами, с чешуйками серицита. Иногда двойники плагиоклаза деформированы. Биотит (20—25%) оливково-зеленый, изменяющийся до светло-желтовато-зеленого, встречается в виде отдельных листочков или прослоев. Кварц (25—20%) иногда вместе с мусковитом и карбонатом образует вытянутые участки или прослои из зерен размером 0,05—0,1 мм, иногда до 0,5 мм. Рудный минерал представлен пиритом.

Зубцовская скв. 1 на глубине 1400—1418 м вскрыла измененные древним выветриванием зеленовато-серые биотитовые плагиогнейсы (гранито-гнейсы?) с розовыми зернами калиевого полевого шпата. Структура гранобластовая. Обнаружены зерна кварца с волнистым угасанием (20—30%), иногда с мозаичной структурой или выделения его в виде пойкилитовых вростков. Биотит (10—15%) встречается в виде листочков. Цвет и плеохроизм его изменяются от светло-бурого до буро-коричневого. Калиевый полевой шпат (18—25%) представлен микроклином со слабо выраженной решетчатой структурой. В нем наблюдаются тончайшие полоски струйчатого пертита. Плагиоклаз (20%) почти нацело замещен серицитом и каолинитом; в нем наблюдаются включения микроклина размером 0,2 мм. Аксессуары минералы представлены зональным цирконом, а также гематитом. Встречаются зерна кальцита.

Непейцинской скв. 1 на глубине 1640—1660 м вскрыты биотитовые плагиогнейсы, в значительной степени микроклинизированные. Скважина не вышла из зоны коры древнего выветривания. Текстура полосчатая; полосы, сложенные биотитом (5%) и плагиоклазом (30%), чередуются с полосами, сложенными микроклином (24%) и кварцем (40%). Последний встречается или в виде отдельных зерен, или слгаает линзовидные образования. Размер зерен колеблется от 0,2 до 0,4 мм. Участки, сложенные плагиоклазом и биотитом, обогащены также зернами апатита (1%) и гематита? (1%). Плагиоклаз изменен и замещен серицитом и отчасти хлоритом. Биотит также хлоритизирован.

Несколько особняком среди других биотитовых плагиогнейсов стоят образования, вскрытые скв. 1 в Максатихе, на глубине 1872—1884 м. Структура их blastopсаммитовая, участками гранобластовая или гетеробластовая. Текстура параллельная. Размер зерен 0,05—1,2 мм. Зерна плагиоклаза и микроклина (в разных соотношениях) имеют несколько округленные ограничения. Кварц с волнистым угасанием (20—25%) окружает зерна полевых шпатов, играя роль цемента, или образует самостоятельные округленной формы скопления и участки с мозаичной структурой. Биотит (15—20%) играет роль цемента и в виде пластинок облекает зерна полевых шпатов и округлые выделения кварца. Цвет и плеохроизм его изменяются от зеленого до светло-желтого. Встречаются единичные зерна циркона и апатит, образующий иногда скопления (1%), рудный минерал (1%) и лейкоксен (1%). В верхней части разреза светлые компоненты породы как бы отпрепарированы выветриванием, и blastopсаммитовая структура выделяется яснее.

Мигматиты биотитовых плагиогнейсов образуют, по-видимому, значительное «поле» в районе между Серпуховым и Тулой, а также в районе Калуги. Они вскрыты скв. 1 в Серпухове на глубине 1307—1314 м, скв. 1 в Домнине на глубине 1243—1251 м, скв. 3 в Новобасове Тульской области на глубине 983—1001 м. В керне наблюдается чередование серых и розовых участков, а под микроскопом обнаруживается сочетание лепидобластовой и гранобластовой структур. Часто структура гетеробластовая, текстура параллельная, размер зерен колеблется от 0,15 до 5 мм. Гнейсовая часть обогащена биотитом (12—18%) в виде листочков, иногда сильно смятых и замещенных хлоритом и гидроокислами железа. Цвет и плеохроизм его изменяются от светло-желтого до зеленовато-коричневого. Зерна плагиоклаза (30—45%) тонкосдвойникованы, иногда с изогнутыми двойниками, нередко серицитизированы. Микроклин (5—15%) встречается в виде таблитчатых или неправильных зерен. В нем обнаруживаются тонкие пертитовые вростки. Кварц (25—36%) встречается в виде зерен неправильной формы с волнистым угасанием. В породах Домнинской скважины обнаружены идиоморфные зерна

кварца (аплитовая структура). В виде отдельных зерен присутствуют апатит и циркон.

Иньецирующая составляющая мигматитов представлена в Домнинской скважине жилой, сложенной кварцем (85%) и частично полевыми шпатами (15%), микроклином, плагиоклазом и единичными пластинками биотита. У кварца резко выражено волнистое угасание, иногда обнаруживается мозаичная структура. Он испещрен трещинами. В Серпухове и Новобасове обнаружены крупные (до 6—10 мм) зерна микроклина (70—80%) с неясно выраженной решетчатой структурой, промежутики между которыми заполнены мелкими (0,1—0,2 мм) зернами микроклина (с хорошо выраженной решетчатой структурой), кварца, биотита и измененного плагиоклаза. Кварц также встречается в виде отдельных более крупных зерен. Результаты химических анализов пород по Серпуховской и Новобасовской скважинам приведены в табл. 4.

Подобные же образования описаны М. М. Веселовской и А. Г. Завидоной (1952) в районе г. Калуги из разрезов Воротынской скв. (глуб. 1062—1064 м) и Калужской скв. 4 (глуб. 1065 м). Они встречены и в Шамординской скв. 6. В многочисленных скважинах, пробуренных в последнее время в районе Калуги, породы кристаллического фундамента детально не описаны. Почти все они представлены мигматитами биотитовых плагиогнейсов или гранито-гнейсами (скважины 15, 25, 27, 29, 31, 35 и др.).

КАРБОНАТНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ, ИЗМЕНЕННЫЕ В УСЛОВИЯХ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА

Особое место среди других типов пород архея занимают первично-осадочные карбонатные образования, измененные в условиях контактового метаморфизма в биметасоматические скарны. Они предположительно отнесены к архею или к аналогам ладожской формации. Эти породы вскрыты Рыбинской скв. 2 на глубине 2648—2780 м и представлены чередующимися по разрезу доломитовыми мраморами, двуслюдяными тремолит-доломитовыми сланцами, мусковит-кальцитовыми сланцами, двуслюдяными мусковит-флогопитовыми и флогопитовыми сланцами; встречен прослоечек микрокварцита (мощностью 10 см). Все породы (кроме микрокварцита) довольно равномерно распределены по разрезу. Доломитовые мраморы (но без флогопита) встречены еще в Zubовополянской скв. 1 (Веселовская, 1956). Мраморы доломитовые характеризуются гранобластовой структурой. Основная масса породы (75—90%) сложена зернами доломита размером от 0,2 до 1,2 мм; встречаются двойники, параллельно короткой диагонали. В породе содержатся единичные листочки флогопита и брусит. В нижних интервалах присутствует вторичный кварц с мозаичной структурой в виде скопленных размером 0,5—2 мм (до 20%). Химический анализ пород с глубины 2704—2707 м дал следующие результаты: н. о. — 7,34; Fe₂O₃ — не обн.; FeO — 0,40; MnO — 0,01; CaO — 27,98; MgO — 19,71; CO₂ — 43,47; SO₃ — 0,05; п. п. п. — 43,62.

Двуслюдяные тремолит-доломитовые сланцы обладают лепидогранобластовой структурой размером зерен 0,1—1 мм. Все зерна ориентированы параллельно сланцеватости. Основная масса породы состоит из мусковита (в виде пластинок правильной формы) и флогопита, слабо окрашенного в зеленовато-буроватые тона, менее отчетливо пластинчатого, чем мусковит, с очень малым углом оптических осей. Присутствуют зерна доломита (10—15%) правильной и неправильной формы и тремолит (10%) в виде крупных зерен порядка 0,8—1,3 мм. Встречаются линзы и участки вторичного кварца и включения микроклина

(3%), Аксессуарными минералами являются рутил (2%), часто в виде коленчатых двойников и апатит (1%), в единичных случаях бесцветный турмалин. Химический анализ пород с глубины 2749—2764 м дал следующие результаты: н. о. — 29,05; Fe_2O_3 — 0,01; FeO — 0,36; MnO — 0,03; CaO — 21,63; MgO — 13,84; CO_2 — 32,10; SO_3 — 0,06; п. п. п. — 32,40.

Мусковит-кальцитовые сланцы — породы с лепидогранобластовой структурой. Мусковит и кальцит содержатся в примерно равных соотношениях. Мусковит образует пластинки правильной формы. В зернах кальцита обнаружены характерные двойники, параллельные длиной диагонали или сторонам ромбоэдра. Как и во всех других породах, в сланцах встречается пирит в виде правильных кубиков (1%). Присутствие кальцита подтверждено данными химического анализа: н. о. — 52,76; Fe_2O_3 — 0,01; FeO — 0,07; MnO — 0,02; CaO — 20,96; MgO — 3,64; CO_2 — 19,95; SO_3 — 0,11; п. п. п. — 21,98.

Флогопитовые сланцы обладают лепидобластовой структурой. Флогопит составляет основную массу породы (88%). Он слабо окрашен в светло-бурый и зеленовато-бурый цвет, редкие бесцветные пластинки мусковита (6%) выделяются среди листочков флогопита. Встречаются зерна кварца (2%) и карбоната (2%), а также пирит (2%).

Микрокварцит состоит из мельчайших (0,02—0,05 мм) зерен кварца и редко альбита. В связи с мелкокостью зерен трудно судить о проценте содержания последнего. Встречаются пластинки мусковита (5%).

Среди доломитовых мраморов Рыбинской скважины встречено округлое проблематичное образование.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ АРХЕЙСКОГО ВОЗРАСТА

С плагииогнейсами архея тесно связаны основные породы, вскрытые скважинами в Переславле-Залесском и Щелкове; по геофизическим данным, они довольно широко распространены в прибортовых частях Валдайско-Солигаличского авлакогена в виде полос северо-восточного простирания, сопровождающих, вероятно, его прибортовые разломы (см. рис. 7). Возраст этих основных пород не вполне ясен; скорее всего они соответствуют интрузиям основных и ультраосновных пород Украинны, образование которых Ю. Ир. Половинкина (1960) относит к доорогенному этапу архейского тектоно-магматического цикла (см. табл. 3).

Переславская скв. 1 вскрыла на глубине 2185—2190 м габбро, иногда с гиперстеном, в значительной степени измененные катаклазом. Структура пород призматическизернистая, переходящая местами в гранобластовую и келифитовую, текстура беспорядочная, размер зерен 0,4—1,5 мм. Породы сложены главным образом двумя компонентами: плагиоклазом — лабрадором (40—50%) в виде призм, реже неправильных зерен, часто с изогнутыми, деформированными двойниками, и пироксенем — авгитом (35—40%). Зерна авгита в связи с катаклазом угасают неодновременно. Кроме основных компонентов, в породе присутствует обыкновенная роговая обманка (4%), иногда образующая келифитовую оболочку вокруг зерен авгита. Кварц встречается в виде отдельных зерен неправильной формы. В некоторых образцах содержание его достигает 10%. Иногда он присутствует в виде мельчайших (0,01—0,04 мм) зерен, оконтуривая другие минералы. В отдельных образцах содержится сильно измененный гиперстен (до 8%). Встречаются единичные листочки биотита и микроклин, а также апатит и рудные минералы, содержание которых не превышает 1%. Из вторичных минералов по темноцветным компонентам распространены тальк, хлорит, гидрокислы железа; по рудным минералам — лейкоксен. Аналогичные габ-

бро к востоку от рассматриваемого района вскрыты в Алатырской скважине.

Щелковской скв. 1 на глубине 1372—1387 м вскрыты чарнокитизированные нориты темно-серого, почти черного цвета с розовыми вкраплениями и прожилками, описанные А. В. Копелиовичем и др. (1961). В них слабо заметна параллельная текстура. Структура бластическая порфириовидная. Породы состоят из плагиоклаза — лабрадора до битовнита (50—60%), гиперстена (10—15%), моноклинного пироксена (до 5%), кварца (10%), калиевого полевого шпата (3—5 и до 10%), апатита и рудного минерала (<1,4%).

Возможно, к этому же интрузивному комплексу относятся чарнокиты, вскрытые одной из калужских скважин (скв. 42).

Абсолютный возраст пород, вскрытых в Щелкове и Алатыре, «омоложенных» наложенными процессами калиевого метасоматоза, 1290—1390 млн. лет (см. табл. 2).

Древнейшие раннеорогенные и синорогенные граниты — аналоги кировоградских и житомирских гранитов Украины (Половинкина, 1960) и древнего гранитоидного комплекса КМА (Полищук, 1966) в пределах рассматриваемого района неизвестны; они вскрыты на Токмовском своде скважинами в Прудах, Лыскове и др.

Граниты эти состоят из плагиоклаза (олигоклаза), кварца, калиевого полевого шпата, биотита и в единичных случаях роговой обманки. Иногда они засорены гранатом из вмещающих их высокоглиноземистых гнейсов. Они изменены вторичной микроклизацией и катаклазом и большей частью огнейсованы, так что их принадлежность к гранитам устанавливается по присутствию реликтов гипидиоморфной структуры. Результаты химического анализа пород из скважины в Прудах приведены в табл. 4; абсолютный возраст их 2440 млн. лет (см. табл. 2).

Вероятно, такие граниты развиты и в рассматриваемом районе, но пока не вскрыты скважинами; возможно, с ними связаны некоторые мигматиты.

СУПЕРКРУСТАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО (?) ВОЗРАСТА — АНАЛОГИ МИХАЙЛОВСКОЙ СЕРИИ КМА МЕТАБАЗИТОВ УКРАИНЫ

Гнейсовидные сланцы и микроамфиболиты, которые можно сопоставлять с метабазами Украины и михайловской серией КМА, в данном районе вскрыты только скважинами в Поваровке, Веневе, Дорогобуже. В последнее время метаморфические песчаники, переходящие в гнейсовидные сланцы, обнаружены в Пошехонье. Мощность их неизвестна; на Воронежском массиве и на Украине мощность соответствующих образований достигает 1—2 км и более. Рассматриваемые отложения довольно широко развиты непосредственно юго-восточнее рассматриваемого района, на северо-восточном склоне Воронежского массива (Липецк, Токаревка, Инжавино), где имеют северо-западное простирание, подчиненное простиранию других широко распространенных там пород нижнего протерозоя. Вскрыты они также скважинами в Котельниче Кировской области и Ширковке Брянской области (см. рис. 6). Абсолютный возраст их в Токаревке — 1900 млн. лет, в Инжавине — 1810 млн. лет, в Котельниче — 1790 млн. лет. В Веневе, Ширковке, Липецке возраст пород, омоложенных под влиянием наложенных процессов калиевого метасоматоза, составляет от 1260 до 1670 млн. лет (см. табл. 2).

Это первичноэффузивные, эффузивно-осадочные и терригенные песчаные образования, превращенные в гнейсовидные сланцы и микроамфиболиты. В Поваровке и особенно в Широковке ясно видны первичные признаки песчаных пород. Изучение парагенезиса минералов этих пород (образование которых происходило при собственно геосинклинальном режиме) позволяет прийти к выводу, что они были изменены в условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма (устойчивая ассоциация минералов: роговая обманка — альбит — эпидот (биотит — кварц), кварц — альбит — микроклин (эпидот — мусковит — альмандин и др.).

Поваровская скв. 1 на глубине 1763—1779 м вскрыла серые и темно-серые гнейсовидные сланцы, с зеленоватым или синеватым оттенком, как содержащие, так и не содержащие амфибол.

Амфиболовые гнейсовидные сланцы имеют торцовую структуру. Обычно они полосчатые; в лейкократовых полосах преобладает плагиоклаз (65—90%), часто не имеющий двойников; в меланократовых — роговая обманка (20—50%), с размером зерен 0,06—0,3 мм. В виде второстепенных минералов наблюдаются кварц, калиевый полевой шпат, моноклинный пироксен, цоизит, биотит, магнетит, иногда гранат. Цвет и плеохроизм амфибола изменяются от зеленого до желтовато-зеленого. Форма зерен изометрическая. Реже встречается другой амфибол, плеохроизм которого по *Np* светло-желтый, по *Nm* коричневато-бурый, по *Ng* — темно-зеленовато-бурый (возможно, это куммингтонит). Встречается свинцово-серый минерал с твердостью 1, чешуйчатый, в проходящем свете с рудным блеском, близким к жирному. Возможно, это графит. Четко выражены чечевицы, сложенные кварцем (явно не первичным).

В более темных полосах, где порода приближается к амфиболитам, содержание роговой обманки иногда превышает 50%; наблюдается также широкое развитие хлорита, замещающего роговую обманку, а в ряде случаев и плагиоклаз. Часто наблюдается кальцит, замещающий центральные части зерен зональных плагиоклазов.

Характерной чертой не содержащих амфибол гнейсовидных сланцев является микрогранобластовая (приближающаяся к торцовой), реже гетеробластовая структура и чрезвычайно мелкая зернистость (размер зерен 0,05—0,1 мм). Кварц (30—70%) встречается большей частью в виде изометричных зерен, а также в виде своеобразных линз размером 0,2—1 мм и 0,2—2 мм. Зерна кварца имеют характерные зазубренные ограничения. Плагиоклаз, представленный олигоклазом (25—60%), часто встречается в виде изометрических зерен. Очень редко наблюдаются тончайшие двойники. У биотита (0,5—5%) цвет и плеохроизм изменяются от коричневого до светло-желтого. Часто он хлоритизирован. Калиевый полевой шпат (нерешетчатый) наблюдается между кварцем и плагиоклазом. Иногда он имеет прожилковую форму. Встречена также разновидность гнейсовидного сланца, содержащая 60% калиевого полевого шпата. Здесь присутствуют как порфиробласты, так и мелкие неправильные зерна микроклина. Порода носит следы микроклинизации, хотя проявления ее не так интенсивны, как в архее. Из аксессуарных минералов встречаются циркон (в виде округлых зерен), апатит и гематит. Из данных химического анализа (см. табл. 4) вытекает, что немикроклинизированные гнейсовидные сланцы по составу отвечают гранодиориту.

Веневской скв. 1 на глубине 1150—1158 м вскрыты апопорфиритовые микроамфиболиты. Основная масса (80%) имеет полнокристаллическое строение и состоит в равных соотношениях из амфибола и плагиоклаза с редкими зернами микроклина, кварца и биотита. Наблюда-

ются контуры размером 0,2—1,3 мм восьмигранной или неправильной формы, сложенные амфиболом, заместившим бывшие здесь раньше порфириовидные вкрапленности пироксена. Цвет и плеохроизм амфибола изменяются от светло-зеленого до зеленого. Отдельные зерна плагиоклаза в центральной части замещены кальцитом, а по периферии — хлоритом, что указывает на присутствие зонального плагиоклаза с более основным составом внутренней части. В верхней части порода полностью замещена разномерным карбонатом, биотит ожелезнен.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ (?), СВЯЗАННЫЕ С АНАЛОГАМИ МИХАЙЛОВСКОЙ СЕРИИ КМА

Гнейсовидные сланцы — аналоги михайловской серии КМА — в Инжавине прорваны гранодиоритами, имеющими абсолютный возраст 1760 млн. лет (см. табл. 2). Их можно рассматривать как синоротенные интрузии первого нижнепротерозойского (?) тектоно-магматического цикла (см. табл. 3). Подобные же образования встречаются в Ржаксе. В них ясно выражена гипидиоморфная структура. Породы сложены олигоклазом, микроклином, кварцем и биотитом в обычных для гранодиоритов количествах. Характерна примесь роговой обманки (2—3%). Породы в разной степени микроклинизированы и катаклазированы.

В пределах рассматриваемого района к этому интрузивному комплексу, очевидно, относятся серые граниты, вскрытые скважиной в Ржаксе на глубине 1022—1032 м. По описанию А. И. Педашенко (1959), эти граниты порфириовидные, плагиоклаз-биотитовые, микроклинизированные и катаклазированные. Структура гранобластовая, переходящая в цементную, размер зерен от 0,01 до 4 мм. Плагиоклаз (10—30%) встречается в виде таблитчатых и призматических зерен с полисинтетическими двойниками, с зональным строением (в наружных зонах олигоклаз № 27—28, во внутренних андезин № 32—34). Калиевые полевые шпаты представлены двумя генерациями: первичным ортоклазом (5—10%) правильной формы и вторичным микроклином (15—35%) с решетчатой структурой. Микроклином образует крупные порфириобласты, в которые включены беспорядочно расположенные первичные минералы, иногда занимает мельчайшие участки между другими компонентами породы. В полевых шпатах наблюдаются пертитовые и антипертитовые вроски. Биотит встречается в виде листочков, цвет и плеохроизм его изменяется от зеленого до желтого (1—5%). Обнаружено одно зерно роговой обманки. Кварц (15—45%) содержится в виде отдельных зерен и пойкилитовых вросков. Встречаются зерна апатита (2%) и рудного минерала (1%). Под микроскопом наблюдается повышенное дробление породы, распространяющееся и на решетчатые микроклины второй генерации, в связи с чем структура приобретает отчетливо выраженный бластоцементный облик. Абсолютный возраст гранитов Ржакса по разным определениям составляет 1720—1920 млн. лет (см. табл. 2).

К образованиям того же возраста, вероятно, относятся и очень свежие кварцевые диориты, вскрытые Мясоедовской скв. 1 на глубине 936—937 м и описанные Е. Г. Буровой (1953). Структура их гипидиоморфная. Порода сложена главным образом зональными зернами плагиоклаза таблитчатой формы (75%). Кварц встречается в виде выделений неправильной формы (15%), так же как и микроклины (5%). Встречаются листочки биотита, а из вторичных минералов — незначительное количество серицита и эпидота. Результаты химических анализов пород, вскрытых в Ржаксе и Мясоеде, приведены в табл. 4.

СУПЕРКРУСТАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА — АНАЛОГИ КУРСКОЙ СЕРИИ КМА И КРИВОРОЖСКОЙ СВИТЫ УКРАИНЫ

Эти образования в пределах рассматриваемого района вскрыты только в Бяратинской скважине: судя по геофизическим данным, они имеются и в некоторых других районах юго-западной части Калужской области (вблизи с. Ульяново и др.)¹. Очень широко эти образования развиты к юго-востоку от рассматриваемого района, на северо-восточном склоне Воронежского массива (см. рис. 5), где они имеют мощность до 3 км и характеризуются отчетливо выраженным северо-западным простиранием, параллельным простиранию карелид. В этом же направлении ориентированы тела основных и ультраосновных пород, связанных с нижним протерозоем (Сопко и др., 1961; Веселовская, 1963, 1966), а также аналогов метабазитов. Эта свита сланцев, названная М. М. Веселовской (1966) воробьевкинской, а Ю. С. Зайцевым — воронцовской (Леоненко и др., 1967), слагает погребенные карелиды. Их простирание параллельно простиранию нижнепротерозойских образований КМА, которые также имеют северо-западное простирание, постепенно, по мере приближения к западной границе КМА, сменяющееся на меридиальное. Как известно, нижнепротерозойские образования Кривого Рога (криворожская свита) также имеют меридиональное простирание; абсолютный возраст их (Семененко и др., 1966, 1967) 1700—2000 млн. лет. Представлены описываемые породы кварц-биотитовыми, тремолит-актинолитовыми и другими сланцами, абсолютный возраст которых в Воробьевке составляет 1740 млн. лет (см. табл. 2). Происхождение их не вызывает никаких сомнений. Это первичноосадочные глинистые образования, превращенные в метаморфические сланцы в условиях кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфации фации зеленых сланцев регионального метаморфизма. Минеральные парагенезисы: биотит — мусковит — кварц (альбит-эпидот) или актинолит — эпидот — альбит — хлорит — сфен (кварц — биотит и др.). Встречаются также железистые кварциты — джеспилиты, представляющие собой первичнохемогенные образования.

Бяратинской скв. 1 на глубине 764—777 м вскрыты железистые кварциты, переслаивающиеся с метаморфическими сланцами; они изучены В. Т. Никитюк под руководством Д. Н. Утехина.

Железистые кварциты (джеспилиты) имеют беспорядочную текстуру и сложены в основном кварцем и гематитом. Зерна кварца неправильной формы, с сильно зазубренными краями. Чередуются участки кварцита, сложенные зернами кварца размером 0,02—0,05 мм и 0,005—0,25 мм. Почти все зерна обладают волнистым угасанием. Значительная часть их раздроблена. Гематит образует своеобразные скопления скелетной формы самых разнообразных размеров (до 1—2 мм). Это линзовидные, ноздреватые, с сильно извилистыми контурами образования. Кварц в свою очередь образует в них «заливы» и «окна», часто не имеющие кристаллографических очертаний. Иногда гематит насыщает кварцит мелкими неправильной формы образованиями или встречается в виде гематитовой пыли. Порода неравномерно обогащена доломитом (до 2—3%), который образует небольшие неправильной формы скопления, состоящие из зерен ромбической формы размером не более 0,06 мм

¹ Кварцево-биотитовые сланцы нижнего протерозоя, по данным С. В. Богдановой (устное сообщение), встречены также в одной из Калужских скважин. Сходные сланцы в самое последнее время вскрыты Ростовской скв. 1. Намечается северо-западное простирание образований нижнего протерозоя, вскрытых как Ростовской, так и Пошехонской скважинами.

(2—3%). Результаты химического анализа железистых кварцитов приведены в табл. 4.

Метаморфические сланцы сложены часто чередующимися прослоечками кварцита (мощностью до 2 мм) и хлоритового сланца (мощностью 3—4 мм). Кварцит состоит из зерен кварца размером от 0,05 до 0,2 мм без признаков цементирующего их вещества. Форма зерен неправильная. Встречаются включения хлорита, к которым приурочены выделения бурых окислов железа и единичные зерна эпидота.

Хлоритовый сланец интенсивно обогащен выделениями магнетита и гематита. Основная масса состоит из листовидных кристаллов хлорита, интенсивно окрашенных в зеленый цвет. В отдельных участках порода представляет собой неправильное переплетение участков хлорита с остаточными агрегатами биотита. По-видимому, первоначально сланец был биотитовый.

Вверх по разрезу наблюдается постепенное увеличение содержания зерен доломита: здесь же появляются шестоватые выделения хлорита и в большом количестве гематита и гидроокислов железа. В тех участках породы, где имеется значительная примесь хлорита, всегда можно встретить зерна апатита и граната. Из других акцессорных минералов встречается эпидот. Результаты химического анализа породы приведены в табл. 4.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ, СВЯЗАННЫЕ С АНАЛОГАМИ КУРСКОЙ СЕРИИ КМА

Доорогенные интрузии, связанные с аналогами курской серии, в рассматриваемом районе не известны; несколько юго-восточнее (см. рис. 5) к ним могут относиться ультраосновные интрузии Усмани и Шукавки. Не известны в рассматриваемом районе и раннеорогенные интрузии.

К наиболее молодым позднеорогенным образованиям относятся розовые и красные метасоматические граниты Плавска и Смоленска; аналогичные граниты наблюдаются в виде прожилков в Невеле, Локно, Калуге, Домнине и др. Возможно, к этой же группе пород относятся кварцевые сиениты и сиенито-диориты Горловки, Бобрик-Горы и Петелина, а также роговообманковые гранит-порфиры Данкова. Эти породы, вероятно, являются аналогами днепровско-токовских гранитов Украинской кристаллической полосы и микроклиновых гранитов КМА (см. табл. 3) С ними связано, по-видимому, образование главной массы мигматитов на Русской платформе и главный этап микроклинизации (прожилки гранитного состава в Невеле, Локно, Домнине, Калуге и др.). Абсолютный возраст гранитов Плавска 1150 млн. лет, Калуги 1430 млн. лет (см. табл. 2).

Плавская скв. 1 вскрыла кристаллический фундамент на глубине 711,88—720,11 м. Дорифейские образования сверху, измененные в связи с выветриванием, представлены микроклиновыми гранитами. Структура их определяется как гипидиоморфнозернистая, размер зерен достигает 2, иногда 4 мм (вверху неравномерная, в нижней части разреза равномерная зернистость). Породу слагают (в убывающем порядке) микроклин, микроклин-пертит, кислый плагиоклаз, кварц, сфен, эпидот, пирит, хлорит, в верхней части гидроокислы железа и лейкоксен. Плагиоклаз, присутствующий в подчиненном количестве, отчетливо идиоморфен по отношению к микроклину, местами несколько корродирован им. Кварц встречается в виде неправильных зерен. Он выделяется в породе последним. Встречаются реликты биотита, по которым образовались эпидот и хлорит. Сфен содержится в породе в виде крупных кри-

сталлов правильной формы. Порода в значительной степени катаклазирована.

Смоленская скв. 2 на глубине 1236—1238 м встретила розовые граниты, измененные катаклазмом и процессами древнего выветривания. Структура породы мирмекитовая или цементная. Крупные (2—4 мм) зерна измененных полевых шпатов — микроклина (со слабо выраженной решетчатой структурой) и плагиоклаза окружены мелкими зернами кварца и пластинками биотита и иногда микроклина другой генерации. У кварца (15—20%) часто наблюдается мозаичная структура. Биотит (10—12%) встречается в виде очень свежих выделений. Цвет и плеохроизм его изменяются от желтоватого до бурого. Соотношения между полевыми шпатами не ясны в связи с изменениями породы, обусловленными древним выветриванием. На стыке зерен полевых шпатов часто расположены мирмекитовые вроски. Форма зерен микроклина иногда резко неправильная. В некоторых случаях внутри микроклина содержатся зерна плагиоклаза. Встречаются единичные зерна апатита и рудного минерала, полевые шпаты изменены серицитизацией и пелитизацией, биотит окрашен гидроокислами железа.

С розовыми гранитами, возможно, связаны кварцевые сиениты и сиенит-диориты. Весьма характерно для них присутствие голубого, явно щелочного амфибола.

Горловская скважина вскрыла кварцевые сиениты на глубине 931—936 м. Структура их аплитовая, переходящая в цементную. Порода состоит главным образом из калиевого полевого шпата (65%) с вросками струйчатого пертита. Форма зерен полевого шпата таблитчатая или неправильная, иногда зерна как бы обдавлены, размер их 1—2 мм. Крупные зерна частично окружены мелкими (0,02—0,05 мм) зернами калиевого полевого шпата и альбита (8%). Кварц (20%) содержится в виде зерен, обладающих большим идиоморфизмом, чем полевые шпаты, или в виде пойкилитовых вросков в последних, иногда слагает как бы «оторочку» у калиевого полевого шпата. В породе содержатся крупные и мелкие зерна щелочного амфибола (5%), плеохроирующего от голубовато-синего до зеленого. Встречается рудный минерал (2%) с размером зерен 0,01—0,3 мм, единично — циркон и анатаз; крупные зерна часто пересечены трещинами, выполненными кварцем с мозаичной структурой, слюдой оранжево-коричневого цвета и гидроокислами железа. В верхней части разреза амфибол замещен карбонатами и гидроокислами железа.

В скв. 112901 в Бобрик-Горе на глубине 933—942 м встречены сильно измененные вторичными процессами кварцевые сиенит-диориты. Структура гилидиоморфная, переходящая в цементную. В породе присутствуют правильные, призматической формы зерна плагиоклаза, полисинтетически сдвойникованные, зональные. Кварц имеет мозаичную структуру, иногда резко выраженное волнистое угасание. Размер зерен кварца, как и плагиоклаза, колеблется от 0,2 до 1,2 мм, микроклин же встречается только в виде крупных зерен, иногда включающих призмы плагиоклаза. Встречается хлорит (4%), образовавшийся, судя по форме замещенных зерен, по амфиболу. Зерна микроклина и плагиоклаза сильно изменены процессами серицитизации и пелитизации. Содержание кварца и полевых шпатов в породе примерно одинаково.

Петелинская скв. 110400 на глубине 958,8—958,9 м встретила породы, близкие к вскрытым в скважине в Бобрик-Горе. Они представлены кварцевыми сиенит-диоритами, гилидиоморфно-зернистыми, размер зерен 0,2—1,20 мм. Плагиоклаз (50%) образует крупные зерна, по составу отвечает андезину. Иногда он зональный, с осветленными более кислыми зонами. Кварц (20%) встречается в виде отдельных зерен, но

иногда образует скопления. Для него характерно волнистое угасание. Микроклин с хорошо выраженной решетчатой структурой образует неправильные зерна. Иногда в нем находятся вростки плагиоклаза. В некоторых случаях микроклин встречается в виде антипертитовых вростков в крупных зернах плагиоклаза, которые как бы поглощают минерала-хозяина. В породе содержатся единичные зерна голубовато-зеленого амфибола, магнетита и гематита. Из вторичных минералов распространены хлорит и гидроокислы железа.

Данковская скв. 1 на глубине 716—726 м вскрыла роговообманковые гранит-порфиры с микропегматитовой структурой, чередующиеся с роговообманковыми порфирами. В верхней части разреза обнаружены измененные роговообманковые граниты. Породы пересечены жилами, сложенными кварцем, а в верхней части плагиоклазом, эпидотом, серицитом, хлоритом, гидроокислами железа. У гранит-порфира вкрапленники (35%) размером 0,3—2,5 мм состоят из плагиоклаза (№ 26), иногда зонального, калиевого полевого шпата, биотита и хлорита, образовавшегося по роговой обманке. Основная масса сложена микропегматитом и состоит из мелких (0,05 мм) зерен кварца и калиевого полевого шпата (в равных соотношениях); в подчиненном количестве присутствует плагиоклаз. Встречаются зерна гематита размером 0,01—0,05 мм (1%), из вторичных минералов — хлорит, эпидот, серицит. Порода в значительной степени ожелезнена.

У роговообманкового порфира вкрапленники (25%) размером 0,3—3 мм распределены неравномерно. Они представлены обыкновенной роговой обманкой правильной формы, цвет и плеохроизм которой изменяются от зелено-бурого до светло-зеленовато-желтого, а также полевыми шпатами; последние в значительной степени изменены и лишь иногда в плагиоклазах заметна зональность. В редких случаях среди вкрапленников содержатся пластинки биотита. Основная масса имеет микрогранитовую структуру и состоит из зерен полевых шпатов и кварца размером 0,01—0,05 мм. Заметно вторичное окварцевание породы. Встречаются единичные зерна эпидота.

Роговообманковый гранит состоит из зерен размером 0,4—2 мм. Плагиоклаз встречается в виде призматических или, реже, таблитчатой формы зерен, часто серицитизированных. Кварц явно вторичный, часто слагает жилы. Иногда у него наблюдается мозаичная структура. Он содержится примерно в равных соотношениях с плагиоклазом. Микроклин (20%) со слабо выраженной решетчатой структурой приспособливается к форме других зерен. Голубовато-зеленый хлорит (8%) замещает роговую обманку и биотит. Встречаются измененные зерна циркона и рудный минерал.

ПРОЦЕССЫ МЕТАСОМАТОЗА, ДИАФТОРЕЗА И ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА

Породы кристаллического фундамента центральной части Русской платформы изменены процессами микроклинизации, окварцевания и, кроме того, натриевым, кальциевым, магниезальным и железистым метасоматозами, а также диафторезом.

Наибольшее распространение на Русской платформе имеет калиевый метасоматоз, возобновлявшийся неоднократно. Калиевый метасоматоз широко распространен в докембрийских породах как на платформах, так и на щитах (Коржинский, 1955; Семенов, 1953; Педашенко, 1959; Флоренский и др. 1953, 1955 и др.), особенно архейских, и обладает удивительно постоянными «формами выражения». Везде — от Прибалтики до Урала — микроклинизация выражается в появлении в кристаллических породах полос розового цвета размером от нескольких сантиметров до нескольких миллиметров, а также тонкого пропитыва-

ния породы микроклином. Под микроскопом видны крупные, неправильной формы и резко различающиеся по величине зерна микроклина, внутри которых находятся зерна плагиоклаза или пластинки биотита первичной породы. Вторичный микроклин гораздо более свежий, чем другие минералы породы, облекает другие зерна, заполняет пазухи и мельчайшие промежутки между зернами. Иногда встречаются две генерации микроклина. Часто микролинизация сопровождается выделением мусковита, эпидота и карбонатов. Изменение архейских пород в связи с проявлениями калиевого метасоматоза особо значительны в породах скважин Зубцова, Старой Руссы, Невеля, Калуги, что связано с разломами. Химические анализы (см. табл. 4) хорошо иллюстрируют процессы микроклинизации (гранитизации) архейских пород. Содержание окиси калия и кремнезема в микроклинизированных породах увеличивается, содержание окиси магния, железа, натрия и кальция уменьшается. Последнее связано с разрушением плагиоклаза. Вторичное окварцевание, т. е. силикатный метасоматоз, проявляется в породах архея повсеместно. Распространение натриевого, магниезиально-железистого и кальциевого метасоматоза в центральной части Русской платформы локально. В некоторых скважинах (в Горьком, в Клинцах Брянской области, в Зубовой Поляне) в плагиогнейсах обнаружены мощные жилы кварца, а также плагиоклаза (в Горьком — кислого олигоклаза, в Зубовой Поляне — альбита), свидетельствующие о натриевом метасоматозе. Железистым и магниезиальным метасоматозом изменены породы Поречкой и Ветлужской скважин, что подтверждается проявлением пренинизации. В породах фундамента распространены также жилы хлорита. Неясно, с каким временем связано появление многочисленных жил кальцита. Вероятно, они образовались в несколько этапов.

Явления диафтореза тоже видоизменяют кристаллический фундамент, в связи с этим породы архея иногда оказываются измененными в условиях более низких ступеней регионального метаморфизма, присущих породам вышележащего нижнепротерозойского структурного этажа.

В породах нижнего протерозоя калиевый метасоматоз выражается иначе, чем в архее. В породах архея содержится калиевый полевой шпат, представленный микроклином с высокой степенью упорядоченности и большим значением $2V = -82^\circ$, у которого хорошо выражена решетчатая структура. В породах нижнего протерозоя калиевый полевой шпат другого типа, с муаровым, облачным угасанием. Он также облекает мелкие зерна, содержится в пазухах между другими зернами у пород-аналогов метабазитов нижнего протерозоя или курской серии. В аналогах метабазитов в более значительной степени, чем в архее, обычно проявляется натриевый метасоматоз. В этих породах иногда встречаются щелочные амфиболы.

Диафторез в породах нижнего протерозоя проявляется в метаморфических сланцах разреза Барятинской скважины. Вместо обычных для нижнего протерозоя кварц-биотитовых сланцев (кварц-альбит-биотитовая субфация фации зеленых сланцев регионального метаморфизма) распространены хлоритовые сланцы (кварц-хлорит-мусковитовая субфация фации зеленых сланцев). Биотит встречается только в виде «останцов» среди хлорита.

Проявления динамометаморфизма распространены в дорифейских породах Русской платформы повсеместно. Они выражаются в том, что у кварца резко выражено волнистое угасание, часто встречается кварц с мозаичной структурой. Двойники в зернах плагиоклаза изогнуты и деформированы, как, например, в породах из скважин в Домнине, Переславле-Залесском и др. У гранитов, например в Смоленской скважине,

наблюдается цементная структура. Часто в породе и в отдельных зернах обнаруживаются трещины. Проявления динамометаморфизма особенно широко развиты в Поваровке (отдельные участки пород там можно отнести к милонитам), Смоленске, Вязьме, Серпухове, Новобасове, Калуге, Крестцах и др.

ДРЕВНЯЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

В пределах рассматриваемой территории наиболее распространена довендская площадная кора выветривания. Лишь в Смоленске, Нелидове и Любиме встречается дорифейская кора выветривания, а в Тульской области — додевонская.

Кора выветривания архейских пород, покрытая вендскими (преимущественно волынскими) отложениями, вскрыта в Москве, Калуге (Завидонова и Веселовская, 1956), Домнине, Воротынске, Рязжке, Непейцине, Редкине, Зубцове, во всех скважинах северо-западной части Русской платформы (Веселовская, 1957); мощность ее колеблется от 1 до 30 м. Отсутствует эта кора выветривания лишь в отдельных скважинах (в Туле, в Мстихине Калужского района).

Выделяются два типа коры выветривания: белая и красно-бурая. Наиболее распространена на платформе *белая кора выветривания*, характеризующаяся почти полным отсутствием окислов железа. Эта кора выветривания различных архейских плагиогнейсов, гранито-гнейсов и иногда гранат-силлиманит-биотитовых плагиогнейсов. Она распространена главным образом в северо-западной части платформы, а также встречается в Рязжке и в скважинах Калуги. Обычно степень изменения пород уменьшается с глубиной, но встречаются скважины, где более измененная порода залегает под блоком неизменной или слабо измененной. Первая (нижняя) зона характеризуется слабым изменением материнской породы. Зерна плагиоклаза только частично замещены глинистыми минералами, которые приурочены главным образом к трещинам спайности. Зерна кварца и микроклина почти не затронуты изменением. Вторая зона характеризуется присутствием белых, полностью замещенных глинистыми минералами зерен плагиоклаза и расщепленных листочков биотита. В третьей зоне зерна кварца и микроклина наблюдаются в виде отдельных «островов» среди сплошного «войлока» вторичных минералов. В некоторых скважинах наблюдаются все три зоны, но чаще одна или две.

Красно-бурая кора выветривания значительно менее распространена на Русской платформе, чем белая. Она наблюдается в Домнине, Москве, некоторых скважинах Калужского района (Воротынске, Шамордине), в Невельской, Локновской и Зубцовской скважинах. Красно-бурая кора выветривания характеризуется значительным (до 17%) содержанием окислов железа. В ней наблюдаются две зоны: первая — слабо измененная, аналогичная первой зоне белой коры выветривания, и характеризующаяся сильным изменением верхняя зона, аналогичная третьей зоне белой коры выветривания.

Обычно сохранились лишь «корни» коры выветривания — начальные стадии изменения пород. Это ясно по внешнему виду, а также по данным химических анализов (см. табл. 4), где наблюдается небольшое по сравнению с неизменной породой уменьшение содержания кремнезема, окисей Na и Ca, небольшие потери при прокаливании и сравнительно небольшое накопление глинозема. Видимо, более сильно разрушенная верхняя часть коры выветривания была размыта.

В настоящее время неясно, с чем связано локальное распространение выделенных основных типов элювиальных пород — белой коры

выветривания главным образом в северо-западной части платформы, а красно-бурой — в центральной. Нахождение в недалеком (20 км) расстоянии друг от друга в скважинах в Калуге и в Воротынске на одинаковых породах разных типов коры выветривания (в Воротынске красно-бурой, а в Калуге белой) исключает предположение о различных климатических условиях, при которых образовались разные типы элювиальных пород. По-видимому, появление на одинаковых породах разных типов элювиальных образований связано с различным положением этих пород в рельефе того времени.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В архее и нижнем протерозое, на рассматриваемой территории, по-видимому, существовал пангеосинклинальный режим. Охарактеризованный В. И. Лучицким огромный морской бассейн архейского времени был распространен на всей территории Русской плиты. Наиболее широко были развиты терригенные, эффузивные и эффузивно-осадочные образования, подчиненное значение имели карбонатные осадки. В период опускания во время раскрытия разломов происходили излияния и выбросы туфов основного состава, позднее превращенных региональным метаморфизмом в амфиболиты, амфиболовые плагиогнейсы и гиперстеновые плагиогнейсы. С периодом воздымания и закрытия разломов, вероятно, связано образование гранитов архея, имеющих возраст 2,0—2,4 млрд. лет, — аналогов кировоградско-житомирских гранитов Украины.

От образований михайловского времени на Русской плите сохранились незначительные фрагменты. Морские отложения в михайловское время в значительной степени были обогащены эффузивными и эффузивно-осадочными образованиями. В период опускания в михайловское время происходило раскрытие разломов, излияние лав, образование туфов, при региональном метаморфизме превращенных в микроамфиболиты и амфиболовые гнейсовидные сланцы с эпидотом. С периодом воздымания и закрытием разломов связано образование гранитов и гранодиоритов, имеющих возраст 1760—1920 млн. лет.

Начиная с михайловского времени можно проследить историю развития отдельных крупных блоков на изученной территории. Восточный участок центральной части Русской платформы, совпадающий с Токмовским выступом, был высоко приподнят. Ни михайловская, ни курская серии здесь не отлагались, так как он являлся сушей; это подтверждается присутствием древней перекристаллизованной коры выветривания. Последняя обнаружена на архейских гиперстеновых плагиогнейсах в Юлово-Ишиме, где она покрыта толщей ютнийских образований.

В противоположность Токмовскому выступу, территория Московской впадины и северо-восточной части Воронежского массива в михайловское и курское время была опущена и залита морем. Древняя кора выветривания, наблюдающаяся на территории КМА на границе михайловской и курской серий, свидетельствует о существовании достаточно длительного континентального перерыва между временем образования той и другой серии.

Море курского времени было распространено на северо-восточном склоне Воронежского массива, причем в нем преобладали богатые органическим веществом глинистые осадки, позднее, при прогрессивном региональном метаморфизме, превращенные в кварц-биотитовые сланцы.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

В пределах центральных районов Русской платформы верхнепротерозойские образования являются наиболее древними породами осадочного чехла. Развита они на этой территории почти повсеместно, за исключением незначительных по площади участков на крайнем юге. Мощност и полнота разреза верхнего протерозоя в каждом случае обусловлены характером геотектонического развития данного района платформы.

К верхнему протерозою относится мощная толща в общем горизонтально залегающих слабо метаморфизованных осадочных пород, заключенных между кристаллическим фундаментом и палеозойскими отложениями. Залегают они здесь значительно ниже уровня моря и вскрываются только самыми глубокими скважинами.

Впервые вся осадочная толща была пройдена Московской (Боевской) скважиной. К 1953 г. значительное количество глубоких скважин было пробурено в Московской синеклизе, в Пачелмском прогибе, на северном склоне Воронежской антеклизы и в других районах центра платформы. В обработке материалов по этим скважинам участвовали многие исследователи: Е. П. Александрова, Л. М. Бириня, А. Н. Гейслер, Г. В. Дементьева, М. М. Елина, В. П. Козлов, А. В. Копелиович, А. Н. Петровская, Ц. Н. Питковская, И. Е. Постникова, Н. В. Смирнова, Л. И. Станкевич, А. П. Туняк, Д. Н. Утехин, А. Н. Федоров, В. В. Чулкова, З. П. Иванова и др.

Полученные в эти годы материалы по глубинной геологии послужили основой для многих сводных и теоретических работ Н. С. Шатского (1952а, б, 1955, 1960), Б. С. Соколова (1952, 1956, 1958 и др.), Б. М. Келлера (1952), Б. М. Келлера и В. В. Хоментовского (1958, 1960), З. П. Ивановой (1957), А. А. Клевцовой и Л. Ф. Солонцова (1960, 1961), Е. П. Брунс (1963), И. Е. Постниковой (1963) и др.

В 60-е годы основные объемы глубокого бурения были сосредоточены в северных районах центра платформы — на Рыбинской, Любимской, Даниловской и Солигаличской площадях; кроме того, во многих пунктах (Максатиха, Переславль-Залесский, Решма, Макарьев, Чухлома, Кувшиново, Торopez, Красный Холм и др.) были пробурены одиночные параметрические, разведочные и структурно-картировочные скважины; в южных районах рассматриваемой территории были пройдены скважины в Смоленске, Вязьме, Шатуре, Туме, Павловском Посаде и в других местах. В обработке материалов по некоторым из этих скважин участвовали В. А. Васильев, Г. В. Войвиченко, В. М. Еремина, Ю. Т. Кузьменко, В. А. Панченко, Б. Н. Розов. Некоторые данные были опубликованы (Иванова, Веселовская, Кирсанов, 1965; Аксенов, 1967; Веселовская, 1967; Кирсанов, 1968; Солонцов, Аксенов, Ивашковский и др., 1968; Островский, Аксенов, Солонцов, 1968 и др.).

Предположение о широком распространении в северной части центра Русской платформы додевонских отложений, не выходящих на дневную поверхность, было высказано еще А. П. Карпинским (1886); впоследствии это предположение поддерживал и Н. С. Шатский (1945).

Впервые отложения, залегающие ниже палеонтологически охарактеризованного девона, были вскрыты в Москве уже упомянутой Боевской скважиной. При изучении вскрытого разреза Р. М. Пистрак (1940) додевонские отложения, не содержащие органические остатки, выделила как «нижний терригенный комплекс», и отнесла к среднему девону. Однако многими исследователями (Б. М. Даньшин, А. Н. Мазарович), а позднее Д. Н. Утехиным, М. И. Яковлевым и Б. А. Яковлевым «нижний комплекс» Боевской скважины предположительно рассматривался

как нижний палеозой — ордовик (силур) или кембрий; последний включал современные валдайскую и балтийскую серии и ижорские песчаники.

В 1949 г. С. Н. Наумова в результате палинологического изучения Боенского разреза и М. А. Долицкий на основании анализа и сопоставления каротажных диаграмм также пришли к заключению о нижнепалеозойском возрасте «нижнего комплекса».

В 1949 г. в Редкинской скважине были палеонтологически установлены нижекембрийские отложения (А. В. Копелиович, 1950—1951 гг.) и представилось возможным увязать разрезы доордовиковских отложений Центральных областей с прибалтийскими разрезами. Таким образом, результаты бурения первых же глубоких скважин блестяще подтвердили предположения А. П. Карпинского и Н. С. Шатского.

А. В. Копелиовичем (1951) в центральной части платформы выделялись редкинский, валдайский (вендский) и балтийский комплексы, перекрытые ордовиковскими, а на юге — девонскими отложениями. Последние два комплекса сопоставляются с северо-западными разрезами, а аналоги редкинского комплекса в Прибалтике отсутствуют. Н. С. Шатским (1952а) валдайский и редкинский комплексы относились к рифею.

Еще более древние отложения были в эти же годы обнаружены на юго-востоке рассматриваемой территории. Здесь при глубоком бурении был выявлен узкий грабенообразный Пачелмский (Рязано-Саратовский) прогиб, выполненный древнейшими додевонскими отложениями (Бакиров, 1948а, 1951, 1954а; Пистрак, 1950а, 1953; Шатский, 1952а, 1955; Постникова, 1953, и др.).

Наиболее подробно эти отложения были изучены И. Е. Постниковой в сердобском и пачелмском разрезах.

Нижняя часть вскрытых здесь осадочных образований выделяется И. Е. Постниковой в сердобскую серию. Составляющие ее красноцветные кварцевые и аркозовые песчаники и конгломераты И. Е. Постникова сопоставляет с зильмердакской свитой каратауской серии Южного Урала, глауконитовые песчаники — с инзерской свитой, карбонатные породы — с миньярской (катавская свита в Сердобске не установлена); в настоящее время эти сопоставления подтверждаются и определениями абсолютного возраста (Келлер, 1968). Нижние песчаники Н. С. Шатский (1955) называл каверинской свитой. Позднее И. Е. Постникова (1963) глауконитовые песчаники и карбонатную толщу объединила в пересыпкинскую свиту.

Верхнюю часть додевонских отложений Пачелмского прогиба И. Е. Постникова по литологии разделила на пять толщ: 1 — толща средних красноцветных песчаников, 2 — нижняя толща переслаивания, 3 — верхняя толща красноцветных песчаников, 4 — верхняя толща переслаивания и 5 — толща пестроцветных песчаников. Н. С. Шатский (1955) считал эти отложения докембрийскими (рифейскими), он объединил две нижние толщи, составляющие обособленный цикл седиментации, в «нижнюю пачелмскую серию», а верхние толщи, также представляющие единый цикл, — в «верхнюю пачелмскую серию»; впоследствии нижняя и верхняя серии стали рассматриваться как части единой пачелмской серии. А. А. Клевцова и Л. Ф. Солонцов (1960, 1961) первую и вторую толщ Постниковой объединили в веденяпинскую свиту, третью толщу выделили в самостоятельную воронскую свиту, а четвертую — в красноозерскую; пятая толща Постниковой, являющаяся, по-видимому, началом нового цикла осадкообразования, этой стратиграфической схемой не классифицируется.

В 1957 г. в западных районах Европейской части СССР Е. П. Брунс (1957) в основании вендского (валдайского) комплекса выделила вольтинскую серию, сложенную преимущественно вулканогенными образованиями. При последующем изучении докембрийских отложений вольтинская серия была выделена и в северо-западных и центральных районах Русской плиты (см. работы З. П. Ивановой, А. А. Клевцовой, Л. Ф. Солонцова и др.). З. П. Иванова в работах 1964, 1965, 1966 и 1968 гг. в состав вольтинской серии включала и редкинскую свиту, считая ее верхней пачкой вольтинского цикла седиментации.

В 1962 г. на Всесоюзном стратиграфическом совещании в Ленинграде была принята современная стратиграфическая схема расчленения докембрийских отложений и корреляционная схема для всей территории Советского Союза. По решению этого совещания, утвержденному МСК, все докембрийские осадочные образования, покрывающие складчатое основание платформы, объединены в верхнепротерозойскую подгруппу и разделяются на комплексы: нижне-, средне- и верхнерифейский и вендский. Стратотипом нижнерифейского комплекса является бурзянская, среднерифейского — юрматинская, верхнерифейского — каратауская серии Урала. В пределах центральных районов платформы к верхнему рифею были отнесены породы, выделяемые под различными наименованиями: в Пачелмском прогибе — сердобская и пачелмская серии, в Оршанском и Валдайском прогибах — полесская серия. Вендский комплекс в этих районах был разделен на волынскую и валдайскую серии (с включением в последнюю редкинской свиты).

В 1963 г. вышел в свет том «Стратиграфии СССР», содержащий монографическое описание верхнедокембрийских отложений СССР. При описании строения верхнего докембрия центральных районов платформы в этой работе новая стратиграфическая схема еще не была полностью использована и приведенный в ней богатейший фактический материал может быть использован только после интерпретации его в соответствии с новыми стратиграфическими представлениями.

В 1965 г. в Казани на стратиграфическом совещании по верхнему протерозою восточных районов Русской платформы пачелмская серия по литологии и значениям абсолютного возраста была сопоставлена с укской и криволукской свитами Южного Урала и включена в состав вендского комплекса; решение совещания в 1966 г. утверждено МСК.

Стратиграфическая схема, разработанная на ленинградском и казанском совещаниях, и данные определений абсолютного возраста по Крестцовской скважине и легли в основу настоящего описания.

Для стратиграфического расчленения верхнепротерозойских отложений и корреляции разрезов использовались определения абсолютного возраста, палеонтологические данные и данные каротажных диаграмм.

Для определения абсолютного возраста отложений наибольшее значение имеет калий-аргоновый метод определения по глаукониту (Казанов, Тугаринов, 1963; Келлер, 1968).

Из палеонтологических остатков для расчленения отложений верхнего протерозоя Центральных районов наибольшее значение имеют акритархи (Шепелева, 1967).

РИФЕЙ

Рифейские образования в описываемом районе до последнего времени относились к верхнему комплексу. Новые определения абсолютного возраста по Крестцовской скважине (Гейслер, 1967; Келлер, 1968) определенно указывают на среднерифейский возраст отложений этого разреза. В других скважинах, где объективные данные для выделения среднерифейского комплекса отсутствуют, вся толща довендских образований рассматривается в составе верхнего рифея.¹

Распространение рифейских отложений приурочено к линейно вытянутым грабенообразным прогибам (авлакогенам) Русской плиты (рис. 6). На юго-востоке это Пачелмский авлакоген, на западе — Оршанский прогиб, на северо-западе, севере и северо-востоке рифейские отложения выполняют Валдайско-Солигаличский (Среднерусский) авла-

¹ В последнее время в Павловопосадской скв. был установлен и нижний рифей.

коген. Рифеем заполнены также и погруженные участки Подмосковского грабена.

В составе рифейских отложений, на основании немногочисленных палеонтологических данных и радиологических определений абсолют-

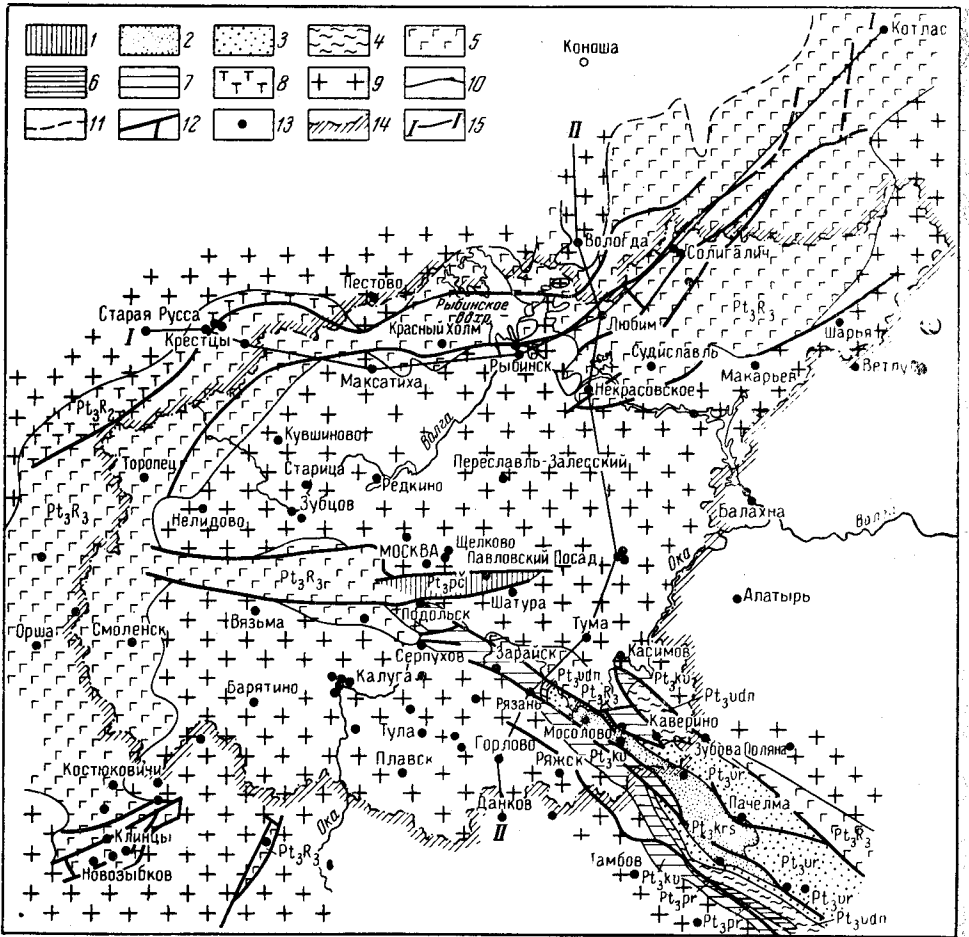


Рис. 6. Схематическая геологическая карта предволынской поверхности

Верхний протерозой. Вендский комплекс: 1 — пачелмская серия нерасчлененная; 2 — красноозерская свита; 3 — воронская свита; 4 — веденяпинская свита. Рифей: 5 — верхний рифей нерасчлененный; 6 — пересыпкинская свита сердобской серии; 7 — каверинская свита сердобской серии; 8 — средний рифей. 9 — кристаллический фундамент; 10 — геологические границы; 11 — то же, предполагаемые; 12 — линии тектонических контактов; 13 — местоположение скважин; 14 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе; 15 — линии геологических разрезов (см. рис. 129 и 130)

ного возраста, выделяются среднерифейский и верхнерифейский комплексы.

СРЕДНЕРИФЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Среднерифейские отложения ранее А. Н. Гейслером (1959) описывались как «крестецкая свита» и сопоставлялись с полесской и волынской сериями. Однако по стратиграфическому объему и положению в разрезе верхнего протерозоя их следует выделять в самостоятельную серию.

Крестецкая серия

Распространены крестецкие отложения непосредственно за северо-западной границей рассматриваемой территории (см. рис. 20). Тектонические условия залегания их выяснены недостаточно. По-видимому, они выполняют северо-западную, наименее погруженную, часть Валдайского прогиба, отделенную от зоны наибольшего опускания прогиба крупным довендским разломом. Присутствие крестецкой серии в глубокой части прогиба не установлено.

Крестецкая серия разделяется на две свиты: нижнюю — сложенную песчаниками, и верхнюю — вулканогенную; по местоположению стратотипических разрезов эти свиты названы соответственно рахинской (по д. Рахино) и холовской (по р. Холова).

Покрывается крестецкая серия в этих разрезах вендскими отложениями.

Рахинская свита представлена пестроцветными, преимущественно кирпично-красными полевошпатово-кварцевыми мелкозернистыми песчаниками с подчиненными прослоями как более грубых песчаников, так и глинисто-алевролитовых пород. Цемент песчаников кварцевый регенерационный и каолинитовый. В нижней части этой толщи (скв. 1-р, инт. 1613—1655 м и скв. 2-р, инт. 1745—1765 м) скважинами подсечена пластовая интрузия диабаз и диабазового порфирита. Абсолютный возраст интрузии, определенный Н. И. Полевой (Гейслер, 1967), оказался равным 1353 млн. лет; Б. М. Келлер (1968), по Г. А. Казакову, приводит несколько иные цифры (по двум измерениям): 1245 и 1345 млн. лет. Таким образом, возраст песчаников рахинской свиты, по крайней мере, среднерифейский¹. А. Н. Гейслер (1967) рахинскую свиту считает нижнерифейской.

Мощность свиты составляет 198 (скв. 1-р) — 296 м (скв. 2-р).

Холовская свита сложена вулканическими туфами, туффитами, туфогенными и кварцево-полевошпатовыми песчаниками. Туфогенные породы — пестроцветные, плотные, неслоистые, брекчиевидные — состоят из обломков вулканических пузырчатых шлаков и магматических пород основного состава и хлоритизированного вулканического стекла. Терригенный материал присутствует в различных количествах. Цемент железистый, хлоритовый, изредка карбонатный (Брунс, 1963). Новые данные (Гейслер, 1967) об абсолютном возрасте этих пород, полученные Н. И. Полевой (1180 млн. лет), свидетельствуют о среднерифейском возрасте и вулканогенных пород.

Мощность холовской свиты составляет 294 (скв. 2-р) — 408 м (скв. 1-р).

ВЕРХНЕРИФЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС

В юго-восточной части Пачелмского прогиба скважинами вскрыт наиболее полный разрез верхнерифейских отложений — сердобская серия. Этот разрез может служить опорным для верхнего рифея центральных районов Русской платформы.

Сердобская серия

В пределах рассматриваемой территории сердобские отложения выделены в разрезах Захаровской и Каверинской скважин (северо-западная зона Пачелмского прогиба) и в Пересыпкинской скважине

¹ Верхний и нижний пределы для среднего рифея: соответственно 1000—1100 и 1350—1400 млн. лет; в монографии «Геологическое строение СССР» (1968) нижний предел принят равным 1650—1850 млн. лет.

(юго-восточная зона прогиба. За границами территории они вскрыты в Сердобске, Липягах и Зубовой Поляне. Именно эти разрезы наиболее четко стратифицированы и являются опорными при расчленении сердобской серии на каверинскую и пересыпкинскую свиты (см. прилож., рис. 7).

Каверинская свита распространена в пределах всего Пачелмского прогиба. В стратотипическом разрезе (Сердобск) она сложена внизу красноцветными мелкозернистыми равномерно отсортированными песчаниками, вверху преимущественно пестроцветными плохо отсортированными, мелко-, средне- и грубозернистыми песчаниками, включающими линзовидные прослой гравелитов и конгломератов, связанных с основной породой постепенными переходами. В северо-западном направлении сортировка материала улучшается, среди песчаников появляются редкие, но иногда мощные прослой алевролитов и аргиллитов. Песчаники неяснослоистые, иногда с тонкими прослойками глинисто-алевритового материала по плоскостям наслонения; местами наблюдается четкая косая слоистость.

В Зубовополянской скважине, расположенной на борту прогиба, каверинская свита сложена преимущественно грубыми крупнообломочными брекчиями и конгломератами, сцементированными песчаником. В тяжелой фракции цементирующих песчаников отмечено большое количество рудных минералов (Толстихина, 1956). В кровле свиты лежат разнозернистые, преимущественно мелкозернистые кварц-полевошпатовые песчаники с редкими прослоями алевролитов и сланцевых глин.

Цемент глинистый, местами железистый. Породы этой пачки слабо слюдястые, в тяжелой фракции здесь преобладают циркон и турмалин; гранат встречается редко и в малых количествах, рутил отсутствует (Толстихина, 1956).

По составу песчаники каверинской свиты преимущественно кварцевые (по М. М. Веселовской, кварца в легкой фракции до 90%). Крупные зерна кварца, как правило, хорошо окатаны, алевритовые — угловато-окатанные и угловатые; часто наблюдаются корродированные зерна и регенерационные каемки вокруг угловатых обломков. Эти особенности, а также вторичные изменения формы окатанных зерен, волнистое угасание и мозаичная структура кварца являются признаками, по видимому, существенной метаморфизации каверинских пород. Цемент песчаников регенерационный, реже — поровый или контактовый, а по составу — кварцевый, железистый или глинисто-каолиновый; в зависимости от типа и состава цемента песчаники или плотные, иногда сливные кварцитовидные, или рыхлые, рассыпающиеся в песок.

Полевые шпаты распределены в каверинских породах неравномерно. Выделяются мощные пачки кварцевых песчаников, почти не содержащих полевые шпаты (Сердобская скважина, инт. 2000—2238 м, Захаровская, инт. 1389—1880 м), и кварц-полевошпатовых, иногда почти аркозовых; полевые шпаты представлены плагиоклазами и микроклином (Сердобская скважина, инт. 1801—2000 м) или только микроклином (Захаровская, инт. 1880—2104 м и Каверинская скважины). Стратиграфические взаимоотношения описанных выше пачек каверинских пород, различающихся гранулометрией и минеральным составом, пока не ясны.

Кроме кварца и полевых шпатов, в каверинских отложениях содержатся единичные обломки кварцитов и кремнистых пород, всегда присутствуют зерна циркона и в меньшем количестве турмалина; слюды (до 13%) встречены только в единичных образцах; гранат почти отсутствует; часто наблюдаются мелкие белые пятна каолинита. Гальки и угловатые обломки брекчий сложены гнейсами, гранито-гнейсами (Зубова Поляна, Каверино), сланцами и кварцитами (Каверино).

И. Е. Постникова (1955) склонна считать каверинскую свиту Сердобска пролювиально-делювиальной, в пересыпкинском разрезе — аллювиальной, а в зубовополянском — конгломератами и брекчиевидными пролювиальными породами прибортовой части прогиба.

Вскрытая скважинами в Пачелмском прогибе далеко не полная мощность каверинской свиты составляет 571—822 м. Учитывая определенное сейсмическими методами гипсометрическое положение поверхности кристаллического фундамента (в районе Захарова 5000 м ниже уровня моря), в наиболее глубоких частях прогиба мощность рифейских отложений может достигать 3500—4000 м. В Зубовополянской скважине мощность рифея составляет всего 82 м; в районе Пачелмы каверинские отложения, вероятно, отсутствуют.

Верхнерифейский возраст вскрытой части каверинской свиты устанавливается по палеонтологическим данным. Отложения каверинской свиты и каратауской серии Урала (Наумова, 1960) характеризуются сходным комплексом растительных микрофоссилий, в котором преобладают мельчайшие оболочки *Leiominuscula rugosa* Naum., *Margominuscula rugosa* Naum. и различные виды *Lophominuscula* Naum.; обычные формы рода *Protoarchaeosacculina* Naum.

Пересыпкинская свита установлена в юго-восточной части прогиба. Наиболее полный ее разрез вскрыт Сердобской скважиной (Постникова, 1953, 1955); в составе свиты выделяются толщи глауконитовых песчаников, доломитов и мергелей. Северо-западнее Сердобского района отмечается уменьшение мощности свиты за счет срезания верхних ее горизонтов; в разрезах Зубовой Поляны, Морсова и Каверина от размыта сохранились лишь самые нижние горизонты пересыпкинской свиты, а в Захарове она отсутствует. Эти данные, по-видимому, свидетельствуют скорее о размыве пересыпкинской свиты в предпачелмское время, чем о ее фациальных изменениях. Не исключено, что дальше на северо-запад точно также срезаются и верхние горизонты каверинской свиты и Захаровской скважиной вскрывается более древняя ее часть, чем в Сердобске или Каверине.

Толща глауконитовых песчаников, залегающая в основании пересыпкинской свиты, пользуется наиболее широким распространением. Она встречена всеми глубокими скважинами в юго-восточной зоне Пачелмского прогиба, до Каверина включительно. По данным И. Е. Постниковой (1953, 1963), толща представлена алевритовыми и мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, в верхней части чередующимися с тонкими прослоями алевролитов и аргиллитов с характерными полосчатыми текстурами. Отличительной особенностью толщи является присутствие многочисленных микропрослоев, обогащенных глауконитом. Песчаники характеризуются малой слюдистостью и преобладанием в тяжелой фракции циркона и турмалина; местами встречаются также зерна полевых шпатов, обломки эффузивных и кремнистых пород. Цементированы песчаники тонкодисперсным глинистым веществом. В морсовском разрезе развиты зеленовато-черные глауконит-кварцевые песчаники, на 90% состоящие из зерен кварца.

Прослой аргиллитов и аргиллитоподобных глин имеют существенно гидрослюдистый состав и часто содержат пленки органического вещества. Слоистость пород тонкая горизонтальная, местами косая. Цемент кварцевый регенерационный, глауконитовый или поровый карбонатный. Окраска пород преимущественно зеленовато-серая, местами буровато-красная от присутствия бурых окислов железа и соединений марганца; окраска аргиллитовых прослоев, содержащих примесь органического вещества, — черно-бурая.

В северо-западной зоне прогиба иногда наблюдаются прослой конгломератов, отсутствующие в юго-восточной зоне. Породы толщи содержат здесь меньше глауконита и соответственно больше окислов железа; окраска пород в связи с этим преимущественно красно-бурая, реже зеленоватая; карбонатный цемент отмечается значительно реже.

Наибольшая мощность толщи глауконитовых песчаников наблюдается в осевой зоне прогиба: Сердобск — 58 м (инт. 1743—1801 м), Каверино — 42 м (инт. 1580—1622 м) и уменьшается к бортам его: Пересыпкино — 31 м (инт. 1756—1787 м), Зубова Поляна — 39 м (инт. 1366—1405 м). Если учесть, что в каверинском разрезе кровля песчаников размыта, не исключена и несколько большая мощность их в этой части прогиба.

Толща доломитов распространена на небольшой площади в юго-восточной зоне Пачелмского прогиба. Она вскрыта Сердобской и Пересыпкинкой скважинами, а также разведочными скважинами в районе Пачелмы; в северо-западной части прогиба карбонатная толща, по-видимому, уничтожена последующим размывом.

Описываемая толща пересыпкинкой свиты представлена, по данным И. Е. Постниковой (1953), доломитами микрокристаллическими, перекристаллизованными, участками оолитового строения; местами в них отмечается тонкая волнистая полосчатость или слоистость, иногда брекчиевидная текстура. Характерно для сердобского и пачелмского разрезов присутствие в доломитах включений сургучно-красных, иногда серых кремней; значительно реже доломиты содержат примесь обломочного материала и выделения барита или целестина. И. Е. Постникова отмечает также присутствие в доломитах проблематических органических остатков.

Мощность толщи в Сердобске составляет 99 м, в Пересыпкино — 45 м, а в Пачелмском районе — до 108 м.

Глинисто-мергельная толща установлена только в сердобском разрезе. Сложена она в основном пестроцветными глинистыми доломитами, которые вверх по разрезу, за счет увеличения глинистости, переходят в мергели, а затем в аргиллиты; здесь встречаются также мелкозернистые песчаники с доломитовым цементом. Мощность толщи около 66 м.

Общая мощность пересыпкинкой свиты составляет: в Сердобске — 223 м, в районе Пачелмы — до 150 м, в Пересыпкино — 76 м.

Возраст пересыпкинкой свиты устанавливается на основании определения абсолютного возраста глауконитов в ряде разрезов Пачелмского прогиба (Казакон, Тугаринов, 1963): Сердобск (инт. 1758—1787 м) — 830 млн. лет, Зубова Поляна (инт. 1367,7—1377,8 м) — 800 млн. лет, Морсово (глуб. 1754 м) — 807 млн. лет, Каверино (инт. 1597—1609 м) — 943 млн. лет. А. Н. Гейслер (1967) приводит в своей работе некоторые дополнительные цифры: для Каверина (инт. 1585—1603 м) — 741—751 млн. лет, для Воронской скважины 10 (инт. 1610—1730 м) — 837 млн. лет. Учитывая, что верхний предел возраста верхнего рифа принимается равным 650—700 млн. лет (Келлер, 1968), принадлежность пересыпкинкой свиты к верхнерифейскому комплексу можно считать надежно установленной.

Полесская серия

В Оршанском и Валдайском прогибах верхнерифейские отложения выделяются под именем оршанской свиты полесской серии (Брунс, 1957, 1963). Залегает она на породах кристаллического фундамента, а покрывается вендским комплексом с четко выраженным перерывом.

Оршанская свита в пределах описываемой территории вскрыта Руднянской, Смоленскими скважинами 1 и 2 и Валдайской опорной скважиной. Представлена она красноцветными, преимущественно кирпично-красными, иногда с фиолетовым оттенком, сильно ожелезненными песками и песчаниками кварц-полевошпатового состава, с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов; зерна полевых шпатов часто каолинизированы и хорошо видны в породе в виде мелких белых включений. В основании свиты, непосредственно на выветрелых породах кристаллического фундамента, залегают песчаники (мощностью 6 м) разнотернистые, содержащие тонкие прослойки железистых алевролитов, выветрелые обломки гранодиорита и составляющих его минералов. Вышележащие пески и песчаники мелко- и среднетернистые, неяснослоистые, в верхней части — местами косослоистые; песчаники, цементованные железисто-каолининовым цементом, чаще слабые и лишь местами довольно крепкие.

За пределами рассматриваемого района, в разрезах Орши и Городка, оршанские отложения по литологии и петрографии не отличаются от описанных, однако значительно большую роль здесь играют сливные, кварцитовидные песчаники с кремнистым ожелезненным цементом. В минералогическом составе тяжелой фракции преобладают циркон и турмалин, почти везде встречены андалузит, силлиманит и дистен; гранат и эпидот отсутствуют. В Орше, в верхней части свиты (инт. 812—853 м), Е. П. Брунс (1963) указывала прослойки доломитов среди уплотненных глин.

Мощность оршанской свиты в Смоленской скв. 1 составляет 314 м (инт. 917—1231 м), а в скв. 2—178 м (инт. 939—1116 м), при почти горизонтальной кровле (абсолютная высота поверхности оршанских отложений соответственно 745 и 767 м ниже уровня моря); не исключено, таким образом, наличие довендского тектонического нарушения между Смоленскими скважинами. В Орше и Городке оршанская свита полностью не пройдена; вскрытая скважинами мощность соответственно равна 325 и 382 м. В Руднянской скважине полная мощность рифея составляет 1016 м (инт. 840—1856 м).

Оршанская свита в наиболее погруженной части Валдайского прогиба (Валдайская опорная скважина) залегают непосредственно под редкинскими отложениями. К оршанской свите здесь отнесены разнотернистые, преимущественно мелко- и среднетернистые, полевошпатово-кварцевые, местами аркозовые песчаники розового цвета, иногда с сиреневатым или буроватым оттенком, изредка — красно-бурые. Песчаники слабо цементованы, легко рассыпаются в песок; несколько более плотные разности цементованы ожелезненным каолинитом; близ кровли в цементе появляются гидрослюды и хлорит; последний довольно широко распространен и в основании вышележащей валдайской серии. В средней части описываемого разреза (инт. 1544,7—1555 м) залегают плохо отсортированный, преимущественно среднетернистый, полевошпатово-кварцевый песчаник с небольшим количеством обломков кварцитовидных пород; цемент слабый каолининовый, часто окрашенный бурными окислами железа. Среди песчаников иногда встречаются маломощные (до 2 м) прослойки гидрослюдистых глин тонкочешуйчатого строения, тонкослоистых, серовато-зеленого цвета (Моисеенко, Александрова, 1963).

Верхняя граница оршанской свиты в Валдайской скважине проводится на глубине 1476 м — в подошве разнотернистых полевошпатово-кварцевых зеленоватых песчаников с хлоритовым цементом, содержащих крупные кварцевые гальки. Вскрытая скважиной неполная мощность составляет 195 м.

Верхнерифейский возраст оршанской свиты принимается условно по положению в разрезе осадочного чехла и на основании литологического и петрографического сходства с каверинскими отложениями Пачелмского прогиба; здесь также возможно присутствие в глубоких частях прогибов среднего и нижнего рифея. Глины с прослоями доломитов, залегающие в верхней части оршанского разреза, Е. П. Брунс (1963) предположительно сопоставляла с пересыпкинской свитой. В аналогичных условиях в Могилеве были встречены доломиты с онколитами *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nag., катаграфами *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *V. reticulatus* Nag., *V. lobatus* Reithl., *Nubecularites abustus* Z. Zhur. и обломками строматолитов, близких к *Voxonia grumulosa* Kom. (Бессонова, Чумаков, 1968). Обнаруженные микропроблематики характерны для венда Урала и юдомского комплекса Сибири. Таким образом, не исключена возможность, что верхняя часть оршанской свиты, содержащая прослой доломитов (Могилев, Орша), по литологии должна сопоставляться с пинской свитой полесской серии (Махнич, 1963), а по возрасту — с нижними горизонтами венда, например с пачелмской серией Пачелмского прогиба (Келлер, 1968).

В Московской синеклизе рифейские отложения еще недостаточно изучены. До недавнего времени они предположительно выделялись только в Котласе и Яренске — далеко за пределами рассматриваемой территории (Брунс, 1963).

В Котласе они сложены красноцветными средне- и крупнозернистыми кварцевыми песчаниками; вскрытая мощность 186 м (инт. 2384—2570 м). В Яренском разрезе рифейские отложения представлены косо-слоистыми полевошпатово-кварцевыми и кварцевыми лилово-серыми разнозернистыми песчаниками, гравелитами и красноцветными алевролитами. Породы слабые; цемент — вторичный кварц, каолинит, окислы железа. Вскрытая мощность 100 м (инт. 1960—2060 м).

Аналогичные отложения, по-видимому рифейского возраста, были вскрыты и Солигаличской скв. 1. Петрографическое описание пройденных пород производилось З. П. Ивановой, но ею рифей здесь не выделялся (Иванова и др., 1965).

По каротажным диаграммам и литологическим признакам породы, залегающие ниже глубины 2133 м, могут быть предположительно отнесены к рифею. Представлены они шоколадно-серыми, темно-коричневыми, серовато-сиреневыми довольно сильно ожелезненными кварц-полевошпатовыми песчаниками мелко-, средне- и крупнозернистыми. Цемент глинистый, местами, видимо, железистый; в редких случаях — песчаники сливные, кварцитовидные с кремнисто-опаловым цементом; встречаются также незначительные участки с кальцитовым цементом. Подчиненное место в разрезе занимают коричневые глинистые сильно слюдястые микрослоистые алевролиты. Почти в каждом шлифе из этой толщи были отмечены регенерированные зерна кварца, имеющие волнистое угасание; полевые шпаты часто образуют полисинтетические двойники, нередко наблюдаются каемки нарастания. В тяжелой фракции в значительных количествах, кроме непрозрачных (рудных) минералов, встречаются эпидот (от 6,5 до 44%) и местами гранат (от 0,8 до 65—75%), циркон и турмалин отмечены в незначительных количествах (до 5% от суммы тяжелой фракции); увеличенные содержания граната приурочены, как правило, к наиболее грубозернистым разностям песчаников. Встречаются также единичные обломки кварцитов.

Выше предположительно рифейской толщи залегают песчаники волинской серии, для которых характерно повышенное содержание в тя-

желой фракции граната, а также присутствие в цементе хлорита и карбонатов, развивающихся благодаря преобразованию вулканогенного материала.

В последнее время значительной мощности (353 м) толща фиолетово-коричневых и кирпично-красных полосчатых сильно слюдистых кварц-полевошпатовых песчаников, темно-серых и зеленовато-серых глинистых алевролитов и аргиллитов, предположительно верхнерифейского возраста, была пройдена на Любимской площади (скв. Л-3).

Объективные данные, подтверждающие верхнерифейский возраст красноцветных отложений, вскрытых скважинами в Московской синеклизе, отсутствуют. Основанием для такой датировки является поразительное литологическое сходство их как с каверинской, так и с оршанской свитами. По условиям залегания рифейские отложения Любима, Солигалича и Котласа, выполняющие Среднерусский авлакоген, являются прямым продолжением рифея Оршанского и Валдайского прогибов. Другими исследователями (Клевцова, Солонцов, 1960, 1961; Солонцов, Аксенов и др., 1968) эти породы синхронизируются с пачелмской серией Пачелмского прогиба.

В самое последнее время мощная толща аналогичных отложений пройдена Павловопосадской скважиной в Подмосковном грабене. В этом разрезе в интервале от 1772 м до забоя (4780 м) залегают кирпично-красные и коричневатые полевошпатово-кварцевые песчаники и алевролиты и темно-серые, иногда слабо зеленоватые аргиллиты; среди песчаных пород часто встречаются крупные угловатые обломки кристаллических пород. Верхнерифейский возраст этих отложений установлен также совершенно условно, на основании только литологического сходства; не исключена возможность, что верхнюю часть этого разреза (инт. 1772—2194 м) следует сопоставлять с пачелмской серией (Солонцов, Аксенов, 1968)¹.

ВЕНДСКИЙ КОМПЛЕКС

Вендский комплекс объединяет пачелмскую, волынскую и валдайскую серии. Характер распространения этих серий принципиально различен. Если площадь распространения пачелмской серии строго ограничена юго-восточной зоной Пачелмского авлакогена и возможно, Подмосковным грабеном и в общем совпадает с контуром распространения верхнего рифея, то волыно-валдайские отложения в пределах рассматриваемой территории распространены почти повсеместно (рис. 8), перекрывая в области авлакогенов более древние осадочные образования, а на выступах фундамента — непосредственно породы кристаллического основания. В то же время площадь распространения волынской серии занимает промежуточное положение между пачелмской серией, с одной стороны, и валдайской серией — с другой: она значительно выходит за пределы авлакогенов, но в общем повторяет их очертания.

Пачелмская серия

Пачелмские отложения установлены в юго-восточной зоне Пачелмского прогиба. Они вскрыты в Сердобске, Липягах, Пересыпкине, Пачелме, Зубовой Поляне, Морсове, Каверине, Мосолове; наиболее пол-

¹ По новым данным И. Е. Постниковой и Н. Г. Пыховой по Павловопосадской скважине, в разрезе последней выделяются: нижнерифейский комплекс — раменская серия (инт. 3293,5—4780 м); среднерифейский комплекс — логиновская серия (инт. 2891—3293,5 м); верхнерифейский комплекс — павловопосадская серия (инт. 2275—2891 м).

ные и мощные разрезы пройдены скважинами в районе Пачелмы. При-
сутствие пачелмских отложений, предполагаемое некоторыми исследо-
вателями в Московской синеклизе, пока достаточного подтверждения не
получило¹.

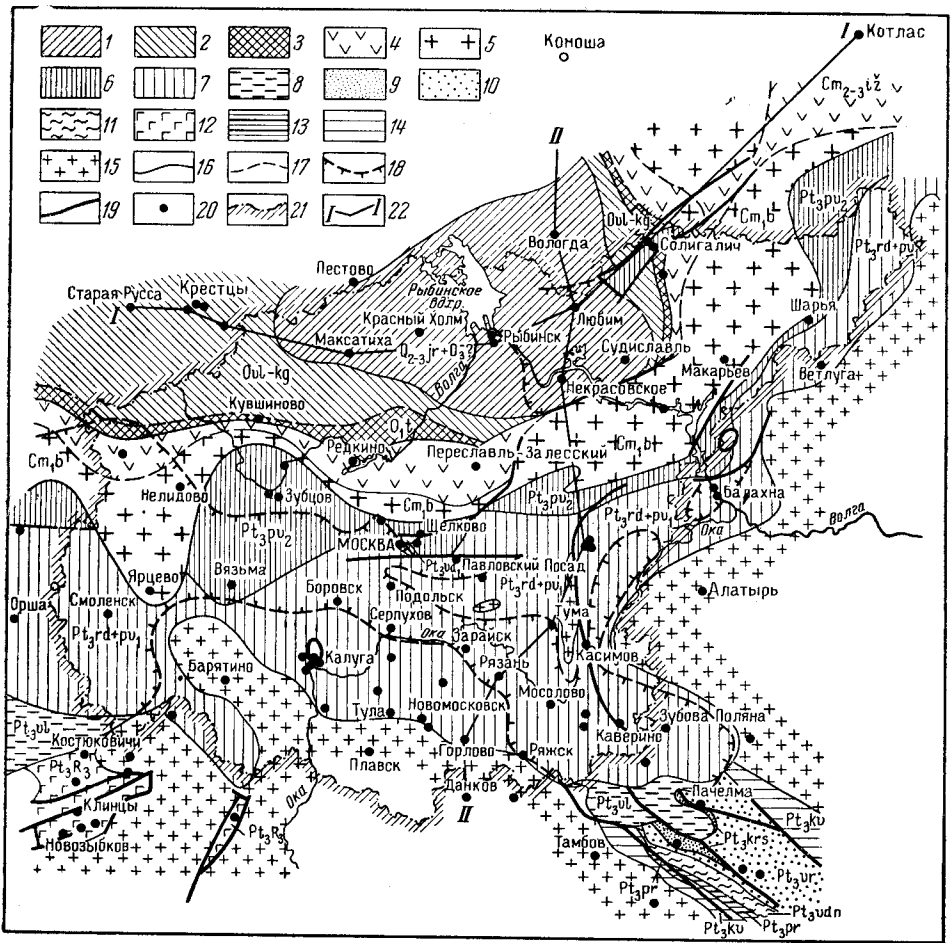


Рис. 8. Схематическая геологическая карта преддевонской поверхности

Ордовикская система: 1 — ярославская серия и верхний (?) ордовик нерасчлененные; 2 — аренингский ярус и средний отдел объединенные; 3 — тремадоцкий ярус. Кембрийская система: 4 — ижорская свита среднего-верхнего кембрия; 5 — балтийская серия. Верхний протерозой. Вендский комплекс, валдайская серия: 6 — верхнеповаровская подсвита, 7 — редкинская свита и нижнеповаровская подсвита; 8 — вольнская серия; 9—11 — пачелмская серия (9 — красноозерская свита, 10 — воронская свита, 11 — веденяпинская свита). Рифей: 12 — верхний рифей нерасчлененный; 13—14 — сердовская серия (13 — пересыпкинская свита; 14 — каверинская свита). 15 — кристаллический фундамент; 16 — геологические границы; 17 — то же, предполагаемые; 18 — предполагаемая граница распространения вольнской серии; 19 — линии тектонических контактов; 20 — местоположение скважин; 21 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе; 22 — линии геологических профилей (см. рис. 129, 130)

Пачелмская серия разделяется на три свиты (снизу вверх): веденяпинскую, воронскую и красноозерскую, и четко обнаруживает циклическое строение: веденяпинская свита образует нижний (нижнепачелмский), а воронская и красноозерская свиты — верхний (верхнепачелмский) циклические комплексы.

¹ В Павловопосадской скважине И. Е. Постниковой и Н. Г. Пыховой пачелмские отложения (фрязинская и дрезинская свиты ногинской серии) выделены в интервале 1914—2275 м.

Веденяпинская свита распространена наиболее широко. Эти отложения вскрыты всеми перечисленными выше скважинами, кроме Мосоловской, бурение которой было закончено в песчаниках воронской свиты.

Веденяпинская свита ложится трансгрессивно на сильно размытую поверхность подстилающих пород. В юго-восточной зоне прогиба она покрывает глинисто-мергельную (Сердобск) или доломитовую (Пересыпкино) толщи пересыпкинской свиты. Дальше к северо-западу веденяпинские отложения переходят на глауконитовые песчаники (Морсово, Каверино); не исключена возможность, что близ северо-западной границы распространения они лежат непосредственно на породах каверинской свиты.

По литологии веденяпинская свита разделяется на две толщи, которые были выделены И. Е. Постниковой (1953), а затем описывались и Н. С. Шатским (1955), как «средние красноцветные песчаники» (нижняя толща) и «нижняя толща переслаивания» (верхняя толща).

Нижняя толща сложена преимущественно красно-бурыми с зеленоватыми пятнами, а сверху зеленовато-серыми песчаниками с подчиненными прослоями красно-бурых алевролитов и черных или зеленоватых аргиллитов. Песчаники мелко- и среднезернистые, в основании существенно аркозового состава с каолинитом, выше — полевошпатово-кварцевые, иногда со значительной примесью глауконита; они то слабые с глинистым, глинисто-хлоритовым и доломитовым цементом, то крепкие, сливные, кварцитовидные с кварцевым регенерационным цементом. В песчаниках изредка встречаются обломки кремней, кварцитов и эффузивных пород. Среди устойчивых минералов (Толстихина, 1956) часто отмечается резкое преобладание циркона и турмалина при незначительном содержании граната; зерна турмалина часто имеют регенерационную оболочку. В небольшом количестве встречаются также титансодержащие минералы.

Верхняя толща представлена тонкими, часто линзовидными, чередующимися прослоями темно-серых и зеленоватых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Глинисто-алевролитовые породы характеризуются сильной слюдиностью; в них присутствуют многочисленные чешуйки мусковита, иногда крупные листочки новообразованного биотита (?). Зерна кварца часто окаймлены регенерационной оболочкой, встречаются шипы и стилолитовые швы при сочленении зерен; сравнительно редко присутствуют зерна новообразованного калиевого полевого шпата с ясно выраженной кристаллографически правильной формой (по М. М. Веселовской, 1966 г.). По минеральному составу алевролиты аналогичны песчаникам; в них часто наблюдается чередование слоев с различной крупностью зерен. Аргиллиты характеризуются оптической ориентированностью глинистых минералов и реже — беспорядочной текстурой; в них иногда наблюдаются прожилки органического вещества. В Морсовской скважине встречен маломощный прослой известняка (инт. 1705—1706 м) с катаграфиями (?).

Мощность веденяпинской свиты проявляет тенденцию к снижению в северо-западном направлении; в Сердобске и Пересыпкине она составляет 227—207 м, в Морсове — 106 м, в Зубовой Поляне (неполная мощность) — 63 м (см. рис. 7); на структурных поднятиях в районе Пачелмы мощность изменяется от 170 до 222 м; в Каверине неполная мощность равна 101 м (инт. 1479—1580 м).

В изученном Е. Д. Шепелевой (1967) веденяпинском комплексе акритарх преобладают гладкие, тонкие и плотные оболочки с резко очерченными серповидными складками смятия типа *Kildinella Tim.* — крупные (35—40%) и мелкие (30%), *Leiopsophosphaera minor* Scher.

и *L. pelucida* Scher. (15—20%). В небольшом количестве присутствуют очень крупные оболочки *Leiopsophosphaera warsanofievae* Naum. (7—10%) и *L. gigantea* Scher. (1—2%).

Воронская свита распространена по сравнению с веденяпинской на меньшей площади. Рассматриваемые отложения, по-видимому, отсутствуют в Зубово-Полянском районе. Сложена воронская свита пестроцветными мелко- и средне- или разнотернистыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками с подчиненными прослоями пестроцветных алевролитов и зеленовато-серых или красновато-коричневых аргиллитов. В основании свиты иногда наблюдается прослой конгломератов из галек местных пород. В верхней части песчаники обогащены глинисто-алевритовым материалом, становятся темно-серыми, зеленоватыми.

Песчаники преимущественно слабые, сцементированные карбонатным, каолиновым или глинисто-слюдистым веществом, реже — плотные, кварцитовидные, с кварцевым регенерационным цементом. Зерна кварца часто несут регенерационную оболочку и стилолитовые швы. Полевые шпаты (8—10% легкой фракции) представлены преимущественно микроклином; плагиоклазы часто выветрелые, замещаются глинистыми минералами или хлоритом. В тяжелой фракции в значительных количествах присутствуют циркон, турмалин, роговые обманки, апатит, анатаз, а также обломки кварцитов, кремнистых пород, кристаллических сланцев, халцедона и других; у зерен турмалина также иногда наблюдаются регенерационные оболочки.

Прослой аргиллитов сложены тонколистоватыми гидрослюдами с примесью хлорита и песчано-алевритового материала.

С воронских песчаников начинается новый, верхнепачелмский цикл осадконакопления. На веденяпинскую свиту они ложатся с небольшим перерывом; об этом свидетельствует общее и неравномерное, по-видимому, вследствие предворонского размыва, сокращение мощности веденяпинских отложений, а также наличие конгломератов в основании воронской свиты.

Наибольшая мощность воронской свиты отмечена на Воронской (до 386 м) и Красноозерской (около 350 м) разведочных площадях; к юго-востоку мощность воронских песчаников снижается до 313 м (Пересыпкино), а к северо-западу — до 200 м (Морсово).

Красноозерская свита заканчивает верхнепачелмский цикл осадконакопления. С подстигающими воронскими песчаниками она связана постепенным переходом, но местами на их контакте З. П. Иванова наблюдала следы мелкого, возможно внутрiformационного, перерыва в виде желваков лимонита (Воронская скв. 9), перемятых пород (Красноозерская скв. 2), базального маломощного слоя грубозернистого песчаника и пр.

Распространена красноозерская свита в центральной части Пачелмского прогиба: от Воронской площади и Пересыпкина до Морсова и, возможно, до Мосолова (см. рис. 6).

Представлена свита тонко переслаивающимися алевролитами, песчаниками и аргиллитами; по общему облику она напоминает верхнюю часть веденяпинской свиты, но отличается значительной сидеритизацией.

Алевролиты и песчаники в основном кварцевого состава. Полевые шпаты в количестве 5—10%, изредка до 15% представлены микроклином. Кварцевые зерна иногда несут регенерационные каемки. Кроме того, в песчано-алевролитовых породах в небольшом количестве присутствуют зерна циркона, турмалина и роговых обманок, хлорит, каолинизированные обломки, по-видимому, полевых шпатов; эффузивный материал отсутствует. В морсовском разрезе песчано-алевритовые по-

роды содержат битуминозное вещество угольного ряда (Толстихина, 1956). Алевролиты значительно обогащены слюдой и глауконитом. Цемент песчано-алевритовых пород преимущественно карбонатный — кальцитовый или сидеритовый, местами каолинистый или гидрослюдистый. Аргиллиты сложены тонкочешуйчатыми оптически ориентированными гидрослюдами, с примесью хлорита и иногда каолинита, со значительным количеством алевритового материала.

Красноозерские отложения на большей части площади распространения трансгрессивно перекрываются волинскими породами.

Наибольшая мощность красноозерской свиты — 264 м — отмечена в Воронской скв. 11 (район Пачелмы), расположенной в глубокой части Пачелмского прогиба.

Комплекс акритарх, установленный Е. Д. Шепелевой (1967) для верхнепачелмских отложений, близок веденяпинскому. В комплексе преобладают мелкие оболочки *Kildinella* Tim. (45—50%, местами до 70%), количество крупных уменьшается до 10—12%. Сохраняют свое значение *Leiopsophsphaera minor* Scher. и *L. pelucida* Scher. (15—20%). Крупные оболочки *Leiopsophsphaera warsanofievae* Naum. и *L. gigantea* Scher. исчезают. Кроме гладких здесь появляются характерные оболочки с ячеистой скульптурой поверхности — *Brochopsohsphaera minima* Scher.

Пачелмские отложения по существующей стратиграфической схеме рассматриваются в составе вендского комплекса, однако вендский их возраст нельзя считать надежно установленным. По петрографическому облику, микропалеоботанической характеристике и условиям залегания в пределах верхнерифейских авлакогенов они скорее тяготеют к рифею. Характер и степень метаморфизации, наличие признаков вторичных изменений позволяют М. М. Веселовской и другим исследователям рассматривать пачелмские отложения в составе рифея.

Неоднозначными являются и определения абсолютного возраста веденяпинских глауконитов. Имевшиеся определения абсолютного возраста: 590 млн. лет — по Пересыпкинской скважине (Постникова, 1963); 606 млн. лет (Постникова, 1963) или 630 млн. лет (Казаков, Тугаринов, 1963) — по Сердобской скважине указывают на вендский возраст глауконитсодержащих пород. Однако новые данные (Гейслер, 1967) для того же интервала сердобского разреза — 725—765 млн. лет (определения Н. И. Полевой) — позволяют рассматривать веденяпинскую свиту в составе довендских отложений. В связи с этим абсолютный возраст веденяпинской свиты и по Пересыпкинской скважине (590 млн. лет) также требует пересмотра, так как изменять стратиграфическое расчленение этого разреза пока нет достаточных оснований.

Волинская серия

С волинской серии начинается новый этап геологической истории, сопровождавшийся полной перестройкой структурного плана территории в связи с байкальской фазой тектогенеза (см. рис. 8).

Волинская серия впервые была выделена О. В. Крашенинниковой (1956) и Е. П. Брунс (1957) в юго-западной части Русской платформы, в составе горизонтов: горбашевского (аркозовые гравелиты и песчаники) и берестовецкого (вулканогенные породы основного состава). В Белоруссии (Бессонова, Чумаков, 1969) волинская серия также разделяется на две свиты: вильчанскую (тиллиты и комплекс водноледниковых отложений) и свислочскую (туфогенно-осадочные породы). В пределах рассматриваемой территории — в Пачелмском и Оршанском

прогибах — скважинами вскрыты разрезы волынкой серии такого же типа. В. В. Кирсанов (1968) эти свиты называет торопецкой и ярцевской, а А. А. Клевцова (1968) — парцинской и зубовополянкой.

Волынские образования залегают на сильно эродированной поверхности подстилающих пород. В юго-восточной зоне Пачелмского прогиба они ложатся на различные свиты пачелмской серии. В северо-западной зоне прогиба, а также в пределах Оршанского прогиба и Московской синеклизы — перекрывают рифейские образования, а за их пределами залегают непосредственно на кристаллических породах фундамента.

Нижняя граница серии довольно уверенно проводится в подошве сероцветных грубых песчаников, в минеральном составе тяжелой фракции которых существенную роль играет гранат; верхняя граница проводится в подошве редкинской свиты валдайской серии.

Нижняя пачка волынкой серии Пачелмского прогиба, по-видимому, соответствующая вильчанской свите западных районов страны, сложена преимущественно красноцветными разнотернистыми плохо отсортированными песчаниками, грубыми в одних разрезах (Морсово) и более мелкотернистыми — в других (Зубова Поляна, Мосолово). Нередко (скважины в Каверине, Зубовой Поляне, Захарове) в этой пачке содержатся прослойки тиллитовидных образований, представляющих собой несортированные песчано-глинистые породы с включением галек кварца и других пород размером до 7 см; в Каверине встречена штрихованная галька (Кирсанов, 1968). В верхней части пачки песчаники светло- и зеленовато-серые, местами буровато-фиолетовые сильно слюдистые, полимиктовые и полевошпатово-кварцевые, косослоистые, с тонкими прослоями алевролитов и темных зеленовато-серых аргиллитов. Цемент песчаников существенно глинистый, часто железистый; вверх по разрезу появляется кальцитовый цемент. В глинистом цементе нижней части песчаников присутствуют (Морсово) округлые хлоритовые образования, развивающиеся, возможно, по вулканогенному материалу. Исключительно характерен минеральный состав тяжелой фракции песчаников. Среди устойчивых минералов резко преобладает гранат (до 40 и даже до 60 %), который в подстилающих отложениях почти не встречается, циркон и турмалина значительно меньше, чем в нижележащих породах, а титансодержащие минералы почти отсутствуют. Столь резкое изменение состава ассоциации минералов также свидетельствует, по-видимому, о перестройке структурного плана территории и включении в зону размыва новых участков кристаллического фундамента с распространенными гранатсодержащими породами. В зубовополянском разрезе в этой пачке сравнительно с ниже- и вышележащими породами значительно возрастает содержание полевых шпатов и соответственно снижается содержание кварца, что также, по М. М. Толстихиной (1956), указывает на усиление процессов размыва пород фундамента в связи с перестройкой структурного плана.

Верхняя пачка волынкой серии — возможный аналог берестовецкого горизонта Волыно-Подоллии и свислочской свиты Белоруссии. Сложена она светло-серыми мелко- и среднетернистыми песчаниками с подчиненными прослоями мелких галечников, светло-серых, местами темно-коричневых алевролитов и темных зеленовато-серых аргиллитов. По составу песчаники и алевролиты кварцево-полевошпатовые, цемент хлоритовый, карбонатный или железистый. Минеральный состав тяжелой фракции песчаников характеризуется преобладанием граната среди устойчивых минералов.

К этой пачке приурочены и характерные для волынкой серии вулканогенные образования, представленные туфопесчаниками, туффитами

и туфами. Вулканогенный материал состоит из изотропных зерен стекла (60—90% легкой фракции) и сильно разрушенных обломков эффузивных пород; терригенный материал составляют остроугольные зерна кварца и плагиоклаза (Толстихина, 1956). Цементируется туфовый материал вулканическим стеклом волокнистого строения. Туфы кальцитизированы и хлоритизированы, а местами связующая масса почти нацело замещена кальцитом. Иногда наблюдается окремнение туфов в виде кремнисто-опаловых миндалин (Морсово, инт. 1305—1311 м). Местами примесь терригенного материала становится значительной (10—25%) — туфы переходят в туфопесчаники или ксенотуфы. В них встречаются угловатые и окатанные зерна кварца, полевых шпатов, обломки кварцитов, глинистых пород и карбонатов, чешуйки слюды. Цементирующая масса хлоритовая, почти всегда ожелезненная. Прослой туфопесчаников всегда сопровождаются песчаниками и алевролитами с небольшой примесью вулканогенного материала с хлоритовым цементом (З. П. Иванова, 1964 г.).

В зубовополянском разрезе верхняя пачка волинской серии ложится на подстилающие отложения со следами размыва. Начинается она грубозернистыми песчаниками с гальками кварца, полевых шпатов, кварцитов, туфогенного материала и эффузивных пород. Выше преобладают сланцеватые глины, кварц-полевошпатовые глинистые алевролиты, а вверху — туфы и туфогенные алевролиты (ксенотуфы). Туфогенный материал представлен обломками раскристаллизованного стекла и эффузивных пород, а цементирован преимущественно хлоритовым и хлоритово-железистым цементом. Среди туфогенных пород встречены тонкие прослойки глинистых известняков со своеобразной «звездчатой» структурой (Иванова, и др., 1965). Среди устойчивых минералов гранат резко преобладает только в песчаниках и алевролитах; здесь же много и слюды. В туфогенных разностях граната содержится меньше 10%, слюда почти отсутствует.

Таким образом, во всех разрезах, расположенных в осевой зоне Пачелмского прогиба, устанавливается двучленное строение волинской серии, и, по-видимому, перерыв между нижней и верхней пачками. Мощность волинских отложений составляет: Зубова Поляна — 215 м (инт. 1088—1303 м), Захарово — 165 м (инт. 1368—1533 м), Морсово — 117 м (инт. 1255—1372 м), Мосолово — 123 м (инт. 1419—1542 м). Каверино — 111 м (инт. 1368—1479 м).

В юго-восточной части Пачелмского прогиба (Сердобск, Пересыпкино, Пачелма) волинские отложения размывы в преддевонское время. Последними разрезами на юго-востоке прогиба, в которых можно предположительно выделить волинские отложения, являются Воронские скважины 5 и 11.

И. Е. Постниковой (1955), Н. С. Шатским (1955) и другими в этих разрезах, выше отложений пачелмской серии, выделяется пачка пестроцветных песчаников, знаменующая собой начало следующего после верхнепачелмского — предположительно волинского — цикла осадконакопления. Сложена она серыми и розовато-бурыми кварцевыми песчаниками, мелко- и среднезернистыми с прослоями серых алевролитов и зеленоватых аргиллитов. Покрывается она осадками среднего девона. Мощность отложений в этих разрезах составляет 81 м (скв. 5, инт. 860—941 м) и 242 м (скв. 11, инт. 998—1240 м).

На бортах Пачелмского прогиба волинские отложения лежат на породах кристаллического фундамента (Ряжск, Тума, Серпухов); с этими разрезами хорошо сопоставляется разрез Вяземской скважины. Четкое двучленное деление, характерное для осевой зоны прогиба, во всех этих разрезах не отмечено. Может быть, здесь вообще вся

нижняя пачка отсутствует и волынская серия представлена только верхней, вулканогенной пачкой. На возможность этого указывают следы перерыва между нижней и верхней пачками в зубовополянском разрезе.

Волынские отложения представлены в этих разрезах мелко- и среднезернистыми песчаниками, серыми, темно-серыми и зеленоватыми алевролитами и аргиллитами с грубозернистыми песчаниками и конгломератами в основании; в ряжском и вяземском разрезах преобладают песчаные, иногда грубозернистые породы, в остальных — глинистые и глинисто-алевритовые. Вулканогенным материалом обогащены отдельные прослои песчаников и алевролитов, залегающие выше базальных конгломератов, и прослои сильно измененных туффитов. Основная стекловато-хлоритовая масса туффитов вяземского разреза почти целиком замещена кальцитом (70%); терригенный материал представлен зернами кварца, полевых шпатов и тонкораспыленным глинистым веществом. Обломочный материал туфопесчаников представлен кварцем (35—40%), микроклинном (10—15%), плагиоклазом (5—7%); вулканогенный — обломками пемзовидного, пузырчатого или плотного, раскристаллизованного стекла, стеклянными нитями, пепловыми рогулками. Обломки стекла частично или полностью замещены хлоритом. Из акцессорных минералов здесь встречаются зерна граната, реже — циркона. Цемент туфопесчаников смешанный — глинистый, хлоритовый или кальцитовый. Текстура породы беспорядочная или параллельная (З. П. Иванова, 1964 г.). В тумском разрезе вулканогенный материал не обнаружен (Клевцова, 1968). Мощность волынских отложений в этих разрезах колеблется от 24 м (инт. 1286—1310 м) в Серпухове и 31 м (инт. 992—1023 м) в Ряжске до 80 м (инт. 1512—1592 м) в Туме и 85 м (инт. 1169—1254 м) в Вязме.

В Оршанском прогибе волынские отложения вскрыты скважинами в Смоленске и Рудне, а за границами рассматриваемой территории, в Орше и Городке. Вполне сопоставимый разрез волынских отложений вскрыла и Нелидовская скважина, расположенная на южном борту Валдайского прогиба. Во всех этих разрезах волынские отложения подстилаются рифеем. В северной части Валдайского прогиба (Крестцы, Валдай, Пестово), а также в пределах Торжокского выступа кристаллического фундамента (Зубцов, Старица, Максатиха) волынские отложения отсутствуют.

В Оршанском прогибе, как и в Пачелмском, волынская серия разделяется на две пачки. *Нижняя пачка* в основании сложена разнозернистыми ожелезненными красно-бурыми песчаниками с обломками и крупными глыбами сильно выветрелого, каолинизированного гранита; песчаники сцементированы глинистым или железистым цементом. Выше лежит более мелкозернистая песчано-глинистая несортированная порода с большим количеством разнообразных по величине, плохо окатанных обломков и глыб каолинизированных гранитов, кварцитов и сланцев; в Нелидове здесь встречены обломки сильно измененных эффузивов, кремни, гранито-гнейсы и изредка пегматиты (по З. П. Ивановой). В тяжелой фракции прозрачных минералов часто встречаются гранат и циркон, образующие скопления, единичные зерна турмалина, амфибола, эпидота, анатаза; слюдность небольшая.

Верхняя пачка волынских отложений сложена мелкозернистыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками с прослоями грубозернистых песчаников и зеленовато- и желтовато-серых алевролитов. Среди песчаников и алевролитов обнаруживаются прослои туффитов и туфопесчаников, по своим текстурным и петрографическим особенностям аналогичных описанным в вяземском разрезе. Туфопесчаники в нелидов-

ском разрезе состоят из зерен кварца, микроклина, обломков сильно ожелезненных эффузивов, кварцитов и пегматитов. Вулканогенный материал представлен в различной степени раскристаллизованным стеклом и пепловыми частицами, полностью замещенными хлоритом.

Волинская серия в Орше и Городке от смоленского разреза отличается значительно менее грубым составом тиллитоподобных образований. Среди крупных включений, кроме местных пород фундамента (гранитоидов), встречаются окатанные гальки и угловатые обломки розовых, оранжевых и темных фиолетово-красных кварцито-песчаников, петрографически и по внешнему виду сходных с овручскими кварцитами, а иногда — с кварцитовидными песчаниками полесской серии (Брунс, 1963).

Мощность волинской серии составляет: в Орше — 183 м (инт. 629,5—812 м), в Городке — 115 м (инт. 766—881 м), в Смоленской скв. 1—100 м (инт. 819,5—919 м), в Нелидове — 68 м (инт. 1217—1285 м).

Степень изученности волинских отложений в Московской синеклизе крайне низка. Отчасти это объясняется недостаточной глубиной многих пробуренных скважин, не вскрывающих волинские образования (скважины в Вологде, Любиме (опорная), Судиславле, Чухломе, Шарье и др.).

Волинские отложения в Московской синеклизе были выделены З. П. Ивановой в Солигаличе, а за пределами рассматриваемой территории — в Котласе, Опарине и некоторых других местах. Волинская серия в этом районе не имеет такой четкой литолого-фациальной характеристики, как в Пачелмском или Оршанском прогибах, и поэтому выделение ее достаточно условно и спорно. Многие исследователи (Клевцова, Солонцов, 1960 и др.; Аксенов, 1967) считают, что в центральной зоне синеклизы волинские отложения отсутствуют и рифейские образования перекрываются непосредственно валдайской серией. Е. П. Брунс (1963) также указывает, что в Котласе и Яренске валдайскую серию подстилают верхнерифейские (полесские) отложения.

В Солигаличе волинские отложения предположительно выделяются в интервале 2070,5—2133 м. Нижняя граница их условно определена по литологическим признакам, верхняя — более уверенно проводится в подошве редкинской свиты, которая хорошо выделяется по литологии и каротажным диаграммам.

Нижняя часть волинской серии сложена разномзернистыми, иногда грубозернистыми, разных оттенков коричневыми и темно-серыми часто косослоистыми, слабо сцементированными песчаниками, рассыпающимися в песок. Цемент песчаников хлоритовый, участками карбонатный или карбонатно-глинистый, поровый, часто ожелезненный. Местами присутствуют неправильные и линзовидные прослойки зеленоватых тонкозернистых или алевролитовых известковистых песков и песчаников и тонкие пропластки зеленовато-серых глин. Среди песчаников (в средней части инт. 2110,23—2145,73 м) отмечен также прослой кварцевых плохо окатанных галек размером до 1 см. Возможно, этот галечник является эквивалентом тиллитовидных пород оршанских разрезов. По минеральному составу волинские песчаники Солигалича совершенно аналогичны синхроничным образованиям других районов. Состоят они преимущественно из кварца (до 80%) и разных количеств плагиоклазов и микроклина (в сумме до 30%). В тяжелой фракции резко преобладает гранат (от 13,6 до 75%) и турмалин (до 11,5%); циркона и титансодержащих минералов, как правило, доли процента. Туфопесчаники сложены обломочным терригенным материалом, сцементированным изотроп-

ной стекловидной массой, часто замещенной тонкочешуйчатыми серицитовыми агрегатами, кальцитом и реже хлоритом.

Верхняя половина волынской серии солигаличского разреза пройдена без керна и о ней мало что известно; по шламу — здесь развиты иногда сланцеватые буро-коричневые, местами зеленоватые глины с подчиненными (?) прослоями песчаников такого же цвета.

Новыми скважинами, пробуренными в Московской синеклизе, предположительно волынские отложения были вскрыты только в Любиме (скв. Л-3 и, по-видимому, Л-4). Нижняя граница выделенной толщи четко намечается на каротажных диаграммах резкой сменой высоких сопротивлений, характерных для рифея, низкими и отрицательной аномалии ПС — положительной. Верхняя граница проводится по основанию характерного редкинского электрокаротажного репера.

При предварительном просмотре небольшого количества поднятого керна к волынской серии были отнесены очень своеобразные голубовато- и зеленовато-серые глинисто-алевритовые породы, залегающие в интервале 2920—2951 м (скв. Л-3), по внешнему виду напоминающие волынские туффиты Подолии. Они резко отличаются от подстилающих красноцветных пород рифея и вышележащих валдайских отложений. Л. Ф. Солонцовым, Е. М. Аксеновым и И. Ф. Ивашковским (1968) эти отложения предположительно сопоставляются с пачелмской серией. Следует сказать, что в разрезе Павловопосадской скважины волынские отложения И. Е. Постниковой и Н. Г. Пыховой предположительно выделены в интервале 1771,5—1914 м.

Е. М. Андреевой (1966) в отложениях волынской серии, в скважинах Морсово, Городок и Каверино, обнаружен комплекс микрофоссилий, представленный оболочками *Protoleiosphaeridium clarum* Andr., *Pr. duricorium* Andr., *Pr. debilum-fulvastrum* Andr., *Pr. sorediforme* Tim., *Pr. bullatum* Andr., и обрывки *Laminarites* Eichw.

Валдайская серия

Валдайскими отложениями заканчивается разрез верхнепротерозойских (докембрийских) образований. Присутствие их в центральных районах Русской плиты впервые было установлено А. В. Копелиовичем (1950, 1953) в Редкинской скважине. Залегают они здесь под палеонтологически охарактеризованным нижним кембрием. Выделенные А. В. Копелиовичем в 1951 г. валдайский (вендский) и редкинский комплексы, впоследствии объединенные в единый валдайский комплекс (Шатский, 1952б) или серию (Брунс, 1963), сопоставлялись с ламинаритовой и гдовской толщами прибалтийских разрезов.

Валдайские отложения в границах рассматриваемой территории распространены почти повсеместно, сплошным чехлом перекрывая все более древние геологические образования. Лишь на юге этой территории древнейшие породы кристаллического основания выходят из-под покрова валдайских отложений.

Наиболее полные и наиболее мощные разрезы валдайской серии вскрыты скважинами не в осевой зоне Московской синеклизы, а вдоль ее юго-восточного борта (Редкино, Переславль-Залесский, Решма). В пределах региональных прогибов валдайская серия ложится на волынерские отложения, по-видимому, согласно или с незначительным перерывом, на выступах же фундамента — трансгрессивно срезает их и переходит на кристаллические породы. Вышележащая балтийская серия нижнего кембрия залегают на валдайских отложениях в пределах рассматриваемого района согласно.

Характерная особенность строения валдайской серии обнаруживается в стратифицированности ее на циклические пачки, четко обособляющиеся в разрезах и на значительных площадях хорошо выдержанные по простиранию и мощности. Циклические пачки, каждая из которых отражает полный ритм осадконакопления, в основании содержат слои преимущественно песчаного состава, которые по литологии и на каротажных диаграммах всегда фиксируются достаточно четко. Вверх по разрезу базальные пески сменяются существенно глинистыми или глинисто-алевритовыми породами. Кровля пачек носит обычно неясные следы размыва.

Впервые ритмичное строение валдайской серии было отмечено еще А. В. Копелиовичем (1953). А. Н. Гейслер (1959) выделял шесть циклических пачек (включая и редкинскую свиту), из которых с гдовским горизонтом Прибалтики сопоставлялись пять нижних пачек, а с котлинским (ламинаритовым) только одна верхняя. Е. П. Брунс (1963) в составе валдайской серии редкинского разреза выделяет уже семь циклических пачек; с гдовским горизонтом (нижневалдайская свита) ею сопоставляется пять нижних пачек, а с котлинским (верхневалдайская свита) — две верхних.

По унифицированной схеме, утвержденной в 1963 г. МСК, на территории Центральных районов валдайская серия разделяется на редкинскую и поваровскую свиты, а последняя на нижнеповаровскую и верхнеповаровскую подсвиты. Редкинская свита представляет собой нижнюю циклическую пачку валдайской серии; нижнеповаровскую подсвиту составляют зубцовская, невелинская и старорусская циклические пачки. Редкинская свита и нижнеповаровская подсвита по унифицированной схеме сопоставляются с гдовским горизонтом, а верхнеповаровская подсвита — с котлинским горизонтом прибалтийских разрезов. По данным Е. Д. Шепелевой (1967) и Н. И. Умновой редкинская свита, нижнеповаровская и верхнеповаровская подсвиты охарактеризованы хорошо различающимися комплексами акритарх.

В разрезах Максатихи, Рыбинска, Переславля-Залесского, Шатуры, Тумы и других мест при детальном сопоставлении палинологических данных, литологии и материалов каротажа представилось возможным более или менее однозначно расчленить валдайскую серию в соответствии с унифицированной схемой на свиты, подсвиты и циклические пачки. В центральной части Московской синеклизы, по-видимому, наиболее удаленной от областей сноса, циклическое строение валдайских отложений выражено не столь четко, как в окраинных районах синеклизы.

В наиболее полных разрезах (Редкино, Поварово, Переславль-Залесский, Решма) присутствуют все циклические пачки валдайской серии. В северо-западном и западном направлениях от этой зоны наблюдается постепенное уменьшение мощности, а затем и выпадение из разреза редкинской свиты и нижнеповаровской подсвиты. Наиболее далеко на север и северо-запад распространяется верхнеповаровская подсвита. Таким образом, в валдайской серии намечаются три трансгрессивно залегающих комплекса пород, разделенных поверхностями размыва, соответствующие редкинской свите и нижне- и верхнеповаровской подсвитам.

Редкинская свита распространена в южной части площади, занятой валдайскими отложениями; южная граница ее распространения одновременно является и границей распространения валдайской серии. На севере она выклинивается за пределами описываемого района.

Редкинская свита, выделенная А. В. Копелиовичем в редкинском разрезе в 1951 г., включалась им в валдайскую серию; З. П. Иванова

объединяла ее с подстилающими вулканогенными образованиями во-лынской серии. Современные исследования (Клевцова, Солонцов, 1961; Клевцова, 1965, 1968; Аксенов, 1967) показывают, что редкинские отложения образуют самостоятельный цикл седиментации. Залегают они трансгрессивно и местами, срезая подстилающие осадочные отложения полностью, ложатся на кристаллические породы фундамента.

Описываемая свита резко отличается от всего разреза валдайской серии и подстилающих отложений как по своеобразному литолого-фашиальному облику, так и каротажной характеристике. На диаграммах стандартной электрометрии она выделяется низкими значениями кажущегося сопротивления (КС) и очень выровненной кривой, свидетельствующей об однородности петрографического состава. Она достаточно четко устанавливается почти во всех разрезах и может с полным правом считаться опорным горизонтом при расчленении вендского комплекса.

В стратотипическом разрезе (Редкинская скважина) в основании свиты залегают, по данным А. В. Копелиовича, базальная толща светло-серых разномерных плохо отсортированных песчаников с глинистым и доломитовым цементом мощностью до 10 м (инт. 1722—1732 м). В Пачелмском прогибе, где располагалась, возможно, самая глубоко-водная часть редкинского бассейна, базальные пески отсутствуют или имеют незначительную мощность.

В верхней части свиты развита толща аргиллитов и аргиллитовых глин мощностью 86 м (Редкино, инт. 1636—1722 м). Аргиллиты в нижней части преимущественно шоколадно-коричневые, в верхней — темно-серые, местами однородные, местами тонкопереслоенные пропластками более светлоокрашенных алевролитов с карбонатным цементом. В темно-серых аргиллитах часто наблюдаются структуры, свойственные подводным оползням, — сложная пльчатость, завихрения, микроразрывы и т. д., перемежающиеся с горизонтальнослоистыми участками. Иногда присутствуют также единичные маломощные прослои глинистых доломитов с целестином и тонкие прослойки, обогащенные вулканогенным материалом.

Аргиллиты и глины гидрослюдистые, тонкочешуйчатые, чаще с желтыми цветами интерференции, оптически ориентированные, реже с серыми цветами и оптически неориентированные. Породы пиритизированы, часто ожелезнены, хлоритизированы, иногда обогащены зернами кальцита или окремнены. Текстура пород параллельная, иногда беспорядочная или спутанно-волоконистая. Алевролитовый материал представлен угловатыми зернами кварца и полевых шпатов. Часто отмечаются также листочки биотита, хлорита, зеленых слюд и реже мусковита.

Шоколадно-коричневые аргиллиты прослеживаются почти во всех разрезах редкинской свиты. К ним и приурочены вулканогенно-осадочные породы. В большинстве своем они представлены очень тонкими (миллиметровыми) прослоями пепловых туфов, а в некоторых разрезах — монтмориллонитовыми глинами, образовавшимися, по-видимому, в процессе переработки вулканогенного материала в морском бассейне (Редкино, Поварово и др.). Пепловый материал представлен разнообразными по форме, неокатанными рогульчатыми и серповидными обломками вулканического стекла, часто замещенного агрегатами хлорита. С прослоями, обогащенными вулканогенным материалом, как правило, сопряжены хлоритизированные аргиллиты (по данным З. П. Ивановой, 1964 г.).

Пачка темно-серых аргиллитов, всегда залегающая над коричневыми аргиллитами, сложена преимущественно породами, обогащенными

ми органическим веществом в виде неправильной формы включений и пленок. Часто отмечаются также битуминозные прослойки, которые местами (Вязьма) даже загораются на огне. В проходящем свете битумы красного, бурого или черного цвета, а в отраженном — желтые или бурые, не отличимые от бурых окислов железа. Весьма характерной особенностью пачки темно-серых аргиллитов является обилие мелких включений сидерита (до 30—40%), рассеянных в породе или образующих скопления, и местами стяжений барита.

Минеральный состав тяжелой фракции редкинских отложений характеризуется разнообразием ассоциации минералов и преобладанием в ней циркона и граната; значительна слюдистость пород особенно в нижней части (Толстихина, 1956). Присутствие барита в редкинских отложениях, как это было установлено М. М. Толстихиной, связано с вулканогенными образованиями: максимальные содержания барита отмечены в отложениях, непосредственно подстилающих и покрывающих вулканогенные толщи.

Комплекс акритарх, содержащийся в редкинской свите, отличается удивительной бедностью видами и однообразием на всей территории Е. Д. Шепелева (1967) характерным для редкинской свиты считает комплекс акритарх, изученный ею в Переяславле-Залесском, Макарьево, Решме и Ветлуге. Здесь в большом количестве встречаются оболочки: *Origmatosphaeridium rubiginosum* Andr. и пленки *Laminarites Eichw.*, в небольших количествах — *Bavlinella faveolata* Scher. и трихомы синезеленых водорослей *Oscillatorites wernadskii* Scher. Кроме перечисленных форм, Н. И. Умновой в Ярцево, Вязьме и Торопце в небольших количествах встречены оболочки *Leiopsophosphaera minutissima* Naum. и единичные оболочки родов *Pseudosaccatina* Naum. и *Asperatopsophosphaera* Scher. В Морсове, Мосолове, Шарье, Каверине, Серпухове, Калуге, Непейцине и Солигаличе Е. М. Андреевой (1966) установлен аналогичный комплекс акритарх.

Редкинское время характеризуется устойчивыми прогибаниями в центральной части Русской платформы, сменившимися положительными движениями конца воынского века. Опускания проявляются не только в области авлакогенов, но распространяются и на разделяющие их выступы фундамента. В Пачелмском прогибе наибольшая мощность редкинской свиты пройдена Каверинской скважиной (164 м, инт. 1204—1368 м). К юго-востоку и северо-западу от Каверина мощность уменьшается: до 120,5 м в Морсове (инт. 1135—1255,5 м), 131 м в Мосолове (инт. 1288—1419 м) и 124 м в Захаровской скважине (инт. 1244—1368 м). В Оршанской впадине она составляет: в Смоленске — 77 м (скв. 1, инт. 742—819 м), Орше — 97 м (инт. 532—629 м), Нелидове — 91 м (инт. 1126—1217 м).

В Московской синеклизе отмечаются резкие изменения мощности редкинской свиты на сравнительно коротких расстояниях; так, в Рыбинске она составляет 179 м (скв. Р-2, инт. 2413—2592 м), а в Некрасовской скважине — всего 55 м (инт. 2725—2780 м).

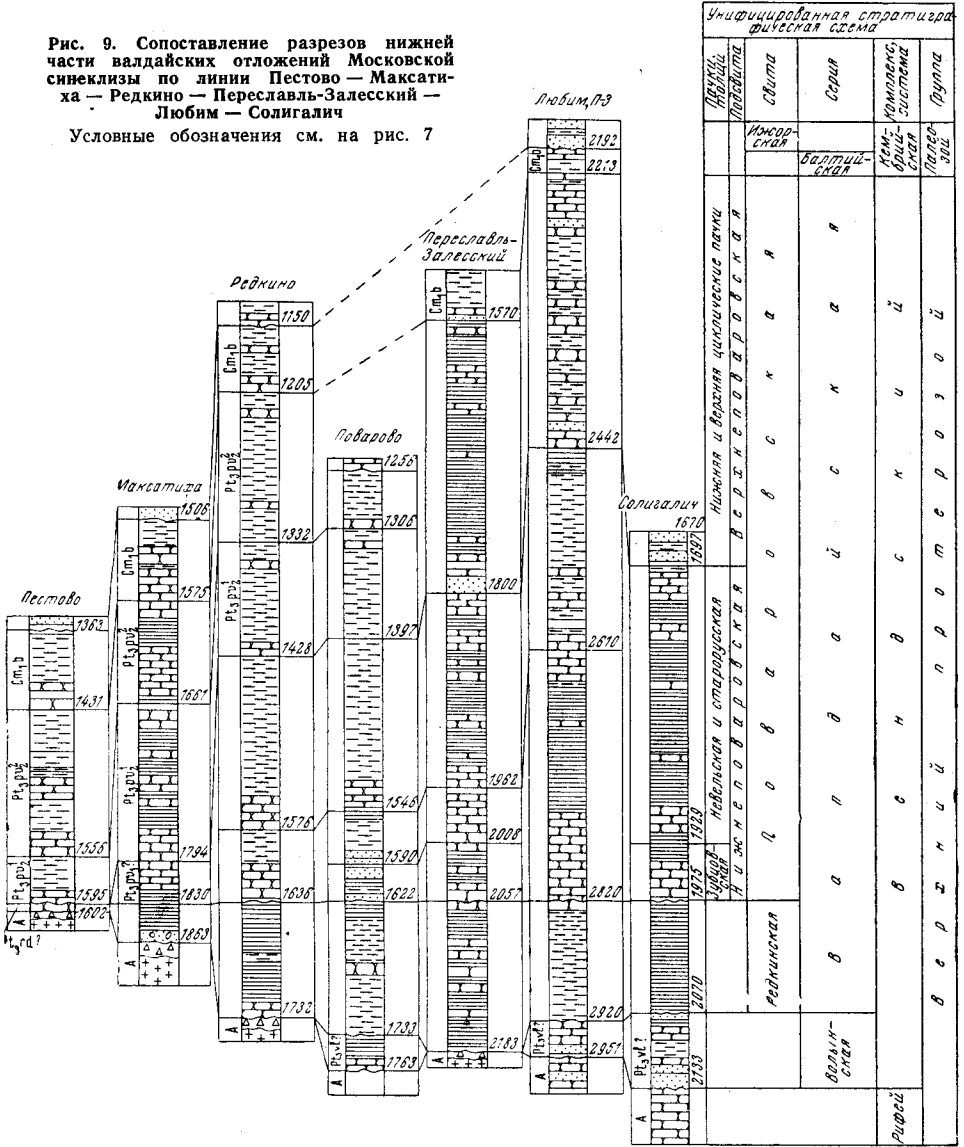
Значительной мощности — 259,5 м (инт. 1512—1771,5 м) — редкинская свита достигает в Подмосковном грабене (Павловопосадская скважина). К югу от грабена, по мере подъема на Воронежский массив, мощность снижается до 122 м (инт. 1164—1286 м) в Серпухове и 32 м (инт. 1211—1243 м) — в Домнине. На Шатурско-Тумском выступе кристаллического фундамента отмечена максимальная мощность редкинской свиты — 201 м — в Непейцинской скважине) инт. 1380—1581 м). К северу от выступа, в сторону Балтийского щита, мощность также снижается от 161 м (инт. 1454—1615 м) в Москве и 111 м в Поварове до 96 м в Редкине, 28,5 м в Максатихе и 7 м в Пестове (рис. 9);

далее на север и северо-запад — на склонах Балтийского щита (Крестцы, Старая Русса) — редкинские отложения не установлены.

Поваровская свита в пределах рассматриваемого района пользуется наиболее широким распространением среди верхнепротерозойских

Рис. 9. Сопоставление разрезов нижней части валдайских отложений Московской синеклизы по линии Пестово — Максатица — Редкино — Переславль-Залесский — Любим — Солигалич

Условные обозначения см. на рис. 7



отложений. Северная ее граница находится далеко за пределами описываемой территории; на юге поваровские отложения распространены — в восточной части — до Пачелмского прогиба включительно, а в западной — до линии Смоленск — Домнино.

Циклические пачки, составляющие поваровскую свиту, имеют сходный литолого-фациальный облик, поэтому останавливаться на характеристике отдельных пачек вряд ли целесообразно.

В основании каждой циклической пачки лежат преимущественно песчаные породы, которые постепенно сменяются существенно глини-

стыми отложениями. Базальные песчаники иногда крупнозернистые, чаще разномзернистые, мелкозернистые или алевролитовые, полевошпатово-кварцевые, сцементированные глинистым, иногда карбонатным или железистым цементом порового, пленочного или базального типа; реже встречается цемент кварцевый, кремнистый, глинисто-хлоритовый, сидеритовый. В Оршанской впадине (Смоленск, Нелидово), а также в непейдинском разрезе базальная толща в заметных количествах содержит гравийно-галечный материал. Верхние слои циклических пачек сложены преимущественно аргиллитами, местами со значительной примесью алевритового материала, иногда с многочисленными мелкими прослоями алевролитов и песчаников. Аргиллиты тонкочешуйчатые, гидрослюдистые, оптически ориентированные, реже с беспорядочной текстурой. Алевритовые и песчаные частицы или равномерно распределены в породе, или образуют послойные скопления.

В солигаличском разрезе в средней части верхнеповаровской подсвиты (скв. 1, инт. 1629,4—1637,2 м; скв. 3, инт. 1683—1693,5 м) среди песчаников с базальным халцедоновым, частью карбонатным цементом встречена интрузия базальта. Порода сложена плагиоклазами и пироксенами, присутствующими в равных количествах. Промежутки между основными минералами выполнены вулканическим стеклом, местами замещенным вторичным слюдистым минералом. Порода отличается исключительной свежестью составляющих ее минеральных компонентов. А. И. Педашенко, производивший петрографическое изучение солигаличской интрузии, считает, что базальты имеют активный контакт с вмещающими песчаниками и возраст их не древнее кембро-силура.

В минеральном составе песчаной фракции поваровских отложений преобладает кварц. Полевых шпатов содержится от 10 до 50%, причем в северных разрезах нижнеповаровской подсвиты преобладают плагиоклазы (Шарья), южнее встречаются плагиоклазы и микроклин (Максатиха, Решма), а в южных преобладает микроклин; в верхнеповаровской подсвите, распространенной в северных районах, преобладают плагиоклазы. В небольшом количестве встречаются слюды и хлорит. Акцессорные минералы — гранат, циркон, турмалин и другие — встречаются почти в равных количествах, при некотором преобладании циркона и граната. В поваровской свите, во всяком случае в нижних ее пачках резко возрастает количество титансодержащих минералов — до значительного преобладания их над остальными; М. М. Толстихина (1956) считает это коррелирующим признаком при определении положения нижней границы поваровской свиты. Среди обломочного материала встречаются кремнистые, глинисто-алевролитовые и эффузивные породы; местами наблюдаются сферической формы зерна сидерита, пленки бурого органического вещества и черные углистые (?) включения (по З. П. Ивановой, 1966 г.). Окраска пород поваровской свиты в общем зеленовато-серая и серая, но часто встречаются и буровато-коричневые и красновато-коричневые породы (преимущественно аргиллиты), пропитанные бурыми окислами железа. Песчаники поваровской свиты обычно неяснослоистые, но встречаются прослои с четкой горизонтальной и косо́й слоистостью; аргиллиты часто с четкой, тонкой горизонтальной слоистостью и с присыпками слюды по плоскости наслоения. В поваровских отложениях, по данным Е. Д. Шепелевой (1967) и Н. И. Умновой, встречаются два хорошо различающихся комплекса акритарх.

Первый, нижний, комплекс выделен Н. И. Умновой в Нелидовской (глуб. 1048 м), Вяземской (инт. 1021—1048 м) и Ярцевской (инт. 823—842 м) скважинах. Здесь преобладают оболочки *Orygmatosphaeridium rubiginosum* A n d r.; кроме них присутствуют *Leiopsophosphaera minu-*

tissima Naum. (до 11%), *L. simplicissima* Naum., *L. plicata* Naum., *L. convexiplicata* Naum. (до 7%), *Asperatopsophaera partialis* Scher. (до 10%) и *Bavlinella faveolata* Scher. (до 13%). Пленки *Laminarites* Eichw. и нити *Oscillatorites wernadskii* Scher. встречаются в большом количестве; значительно реже обнаруживаются обрывки широкой ленточной водоросли, характерной только для этих отложений. Почти аналогичный комплекс микрофоссилий был обнаружен Е. Д. Шепелевой в смоленском, переславль-залесском и решминском разрезах; по этим данным в комплексе доминируют виды: *Asperatopsophaera bavlenensis* Scher. и *Asp. magna* Scher. Им сопутствуют *Asp. partialis* Scher., *Asp. medialis* Scher., *Leiopsophaera minor* Scher., *L. pelucida* Scher., *L. gigantea* Scher. В массовом количестве встречаются *Oscillatorites wernadskii* Scher., *Bavlinella faveolata* Scher., и в небольшом количестве — пленки *Laminarites* Eichw.

Второй комплекс установлен Н. И. Умновой в Нелидове (инт. 852—1027 м), Торопце (инт. 836—996 м), Вязьме (инт. 957—1013 м), Кувшинове (инт. 1191—1280 м), Переславле-Залесском (инт. 1579—1702 м) и в Рыбинске (скв. Р-2, инт. 2077—2220 м). В этом комплексе преобладают оболочки *Leiopsophaera simplicissima* Naum., *L. plicata* Naum., *L. convexiplicata* Naum. (20—57%) и *Asperatopsophaera partialis* Scher. (10—42%). В значительном количестве присутствуют *Trachypsophaera asperata* Naum. и *Tr. hyalina* Naum. (до 7%), оболочки с грубозернистой поверхностью (до 8%), разнообразные виды тонких оболочек с внутренним телом (рода *Megasacculina* Naum. — до 9%) и др. Резко сокращается по сравнению с нижележащими породами содержание оболочек *Orygmato-sphaeridium* Andr. В очень большом количестве преимущественно в нижней части комплекса присутствуют водоросли: *Oscillatorites wernadskii* Scher. и *Laminarites* Eichw.

По Е. Д. Шепелевой в верхнем комплексе (Переславль-Залесская и Решминская скважины) преобладают оболочки *Asperatopsophaera partialis* Scher. и *A. medialis* Scher.; в небольшом количестве присутствуют *A. magna* Scher., *A. bavlenensis* Scher., *Leiopsophaera minor* Scher., *L. pelucida* Scher., единично встречаются *L. gigantea* Scher. и *L. aperta* Scher.; *Oscillatorites wernadskii* Scher., *Bavlinella faveolata* Scher. и *Kildinella* Tim. встречаются в небольшом количестве.

Кроме микрофоссилий в валдайских отложениях, за пределами рассматриваемой территории, были найдены отпечатки медузоидных (северо-западные районы) и трилобитообразных (Яренск) организмов.

Е. Д. Шепелева и Н. И. Умнова считают, что первый комплекс акритарх характеризует нижнеповаровскую подсвиту валдайской серии, а второй — верхнеповаровскую. Сопоставление литологии и каротажных диаграмм палинологически охарактеризованных разрезов со всеми другими позволило почти во всех случаях более или менее однозначно разделить поваровские отложения на нижнюю и верхнюю подсвиты.

Нижнеповаровская подсвита в южной части территории распространена до Пачелмского прогиба включительно на востоке, и до линии Смоленск — Калуга — Домнино — на западе. В полном объеме эти отложения пройдены скважинами в Редкине (инт. 1428—1636 м), Поварове (инт. 1397—1622 м), Москве (инт. 1266—1454 м), Щелкове (скв. 22, инт. 1277—1469 м), Переславле-Залесском (инт. 1800—2057 м), Решме (инт. 2265—2590 м), Некрасовском (инт. 2520—2725), Солигаличе (инт. 1697—1975 м), Любиме (скв. Л-3, инт. 2442—2820 м) и в Макарьеве (инт. 2506—2805 м). В этих разрезах нижнеповаровская подсвита разделяется на три циклические пачки, мощности которых соответственно

равны: в Редкинской скважине — 60, 70 и 145 м, в Переславль-Залесской — 49, 46, и 162 м, в Решминской — 90, 82 и 153 м, в Солигаличской — 46, 81 и 141 м и т. д. Южнее линии Москва — Щелково — Решма развиты только нижние пачки подсвиты, сохранившиеся от преддевонского размыва, здесь мощность подсвиты составляет: в Смоленске — 117 м, Захарове — 57 м, Мосолове — 62 м, Каверине — 157 м и в Морсове — 106 м.

В западной и северо-западной частях рассматриваемой территории, в пределах Торжокского выступа и на юге Валдайского прогиба, устанавливается значительное уменьшение мощности нижнеповаровской подсвиты: в Нелидове до 90 м (инт. 1036—1126 м), в Вязьме — 19 м (инт. 1030—1049 м), в Максатихе — 40 м (инт. 1789—1829 м), в Ярцеве — 30 м (инт. 823—853 м). В последнем разрезе нижнеповаровские отложения перекрываются породами балтийской (?) серии. В пределах северной части Валдайского прогиба (Торопец, Крестцы, Валдай) и на склонах Балтийского щита (Старая Русса, Пестово и др.) нижнеповаровские отложения, по-видимому, отсутствуют.

Верхнеповаровская подсвита полностью вскрыта скважинами в Крестцах (скв. 1, инт. 890—1040 м), Пестове (инт. 1431—1602 м), Вологде (инт. 2023—2207 м), Рыбинске (скв. Р-2, инт. 2110—2332 м), Некрасовском (инт. 2329—2520 м), Любиме (скв. Л-3, инт. 2212—2442 м), Макарьеве (инт. 2359—2506 м), Редкине (инт. 1205—1428 м), Переславле-Залесском (инт. 1570—1800 м), Решме (инт. 2005—2265 м) и др. Южнее этой группы скважин верхнеповаровская подсвита частично размыва преддевонской трансгрессией, а южнее линии Зубцов — Москва — Щелково она полностью отсутствует.

Таким образом, не исключена возможность, что валдайские отложения северо-западных разрезов (гдовский и котлинский горизонты) соответствуют только верхнеповаровской подсвите, которая по унифицированной схеме сопоставляется с одним котлинским горизонтом. Поэтому применение в Центральных районах терминов «гдовский горизонт» и «котлинский горизонт» в понимании стратотипических разрезов Прибалтики, вероятно, неправомерно.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Изученный в центральных областях Русской платформы верхний протерозой образует три структурных яруса, отличающихся различными структурными планами и разделенных поверхностями региональных размывов.

Нижний структурный ярус образован среднерифейским комплексом, выполняющим широкие синеклизоподобные прогибы типа Крестцовской среднерифейской впадины (см. рис. 6), Прогибание последней сопровождалось крупными разломами фундамента и усиленной вулканической деятельностью.

Второй структурный ярус — верхнерифейский. На рубеже среднего и верхнего рифея по крупным региональным разломам во внутренней части платформы произошли опускания Среднерусского, Оршанского, Подмосковного и Пачелмского грабенообразных прогибов (авлакогенов). Образовавшиеся прогибы заполнялись почти исключительно континентальными осадками. Только в конце верхнего рифея и в пачелмское время морские условия распространяются на юго-восточную часть Пачелмского прогиба и, возможно, в Оршанском и Подмосковном прогибах.

На рубеже рифея и венда (ранневолынское время), в результате байкальских горообразовательных движений на окраинах платформы, во внутренних ее частях происходит перестройка структурного плана.

Вместо грабенообразных авлакогенов формируется обширная синеклиза, наложенная на более древние структуры. На первом этапе (волынском) развиваются отдельные мелкие прогибы, приуроченные к верхнерифейским авлакогенам, но уже захватываются и прилежащие части выступов фундамента. Прогибания валдайского времени, а затем и нижнепалеозойского распространяются почти на всю территорию центра Русской платформы. Валдайские и нижнепалеозойские отложения имеют единый структурный план и образуют третий структурный ярус. Следующая перестройка тектонического плана произошла накануне девонского времени.

Вендская перестройка структурного плана сопровождалась региональными поднятиями платформы и глубоким размытием древних осадочных толщ и кристаллического фундамента. В начальный период формирования вендской синеклизы на обширных территориях Русской платформы господствовали континентальные условия. Горные системы на окраинах платформы стали в это время центрами оледенения, а мелкие прогибы волынского времени заполнялись тиллитоподобными образованиями, по-видимому, ледникового происхождения. К волынскому времени приурочена также интенсивная вулканическая деятельность и накопление вулканогенных пород. В валдайское время на платформе установился режим спокойного, постепенно расширяющегося в северо-западном направлении эпиконтинентального бассейна, характеризующегося ритмичными колебаниями уровня.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения в пределах рассматриваемой территории, впервые были вскрыты Валдайской опорной скважиной в 1949 г. (Моисеенко, Александрова, 1963), а палеонтологическое подтверждение получили в 1950 г., когда А. В. Копелиовичем (1950) в редкинском разрезе были обнаружены остатки *Sabellidites cambriensis* J a n. Находки А. В. Копелиовича дали основание З. П. Ивановой, Д. Н. Утехину и другим исследователям все доордовикские отложения центра Русской платформы (балтийскую и валдайскую серии) относить к кембрийской системе. Лишь после работ Н. С. Шатского (1952б, 1955), доказавшего принадлежность валдайской серии к позднему докембрию, было пересмотрено расчленение разрезов многих скважин, и кембрийские отложения к югу от Редкина не выделялись.

Первоначально кембрийские отложения рассматриваемого района разделялись на четыре стратиграфических горизонта: надляминаритовый, горизонт «синих глин», зофитоновые песчаники и ижорскую свиту. В унифицированной стратиграфической схеме 1963 г. они были переименованы в ломоносовский, лонтоваский и пиритаский горизонты нижнего отдела (балтийская серия) и тискреский горизонт среднего? (возможно нижнего) отдела.

Согласно современным данным кембрийские отложения развиты только в наиболее погруженной части Московской синеклизы. Южная граница их распространения проходит несколько южнее линии Ярцево — Нелидово — Кувшиново — Редкино — Переславль-Залесский, юго-восточнее Решмы и восточнее Макарьева; в солигаличском разрезе кембрий отсутствует.

В пределах рассматриваемого района в составе кембрийских отложений представляется возможным выделить ломоносовскую, лонтоваскую (нижний отдел) и ижорскую (средний? и верхний отделы нерасчлененные) свиты. Пиритаская свита балтийской серии (зофитоновые песчаники) в этом районе не установлена.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Ломоносовская свита хорошо известна под старым названием — «надламинаритовые песчаники». Песчаные породы этой толщи выделить по керну не всегда представляется возможным, но на каротажных диаграммах они почти всегда ограничиваются достаточно уверенно.

Сложена ломоносовская свита серыми и зеленоватыми, иногда почти белыми грубо- и разнозернистыми, в некоторых разрезах — мелкозернистыми алевритовыми песчаниками полевошпатово-кварцевого состава, сильно слюдистыми, почти всегда с глауконитом, с подчиненными прослоями темно-зеленых гидрослюдистых глин и аргиллитов. Песчаники слабо сцементированы слюдисто-глинистым или доломитовым цементом (Редкино, Переславль-Залесский, Максатиха и др.). Часто отмечается зависимость гранулометрического состава песчаников от мощности свиты: грубыми песками обычно сложены маломощные разрезы (например, в Редкине), а мощные разрезы представлены мелкозернистыми песчаниками и алевритами. Однако в валдайском разрезе, имеющем среднюю мощность (36 м), в разрезе свиты (по данным каротажа) преобладают глинистые породы. В центральных и восточных районах Московской синеклизы (Некрасовское, Котлас и др.) ломоносовские отложения представлены в основном красноцветными песчаниками с подчиненными прослоями желтовато-серых алевролитов. Необходимо иметь в виду, что выход керна по ломоносовской свите во многих скважинах чрезвычайно низок (Валдай, Переславль-Залесский и др.) и литологическая характеристика свиты весьма неполноценна.

Верхняя и в меньшей мере нижняя границы ломоносовской свиты неотчетливы и часто проводятся условно. Наибольшая мощность свиты отмечена в осевой зоне Московской синеклизы по линии Валдай — Рыбинск — Некрасовское (соответственно 55, 68 и 102 м), к бортам синеклизы она снижается до 11—14 м (Переславль-Залесский, Редкино), в пределах Любимской структуры мощность уменьшается до нескольких метров.

Лонтоваская свита («синие глины») сложена однородными аргиллитами и аргиллитоподобными глинами с относительно редкими и тонкими прослоями алевролитов и песчаников. Породы серого и зеленовато-серого, местами красновато-коричневого цвета; в северо-восточной части синеклизы преобладают красноцветные породы. Аргиллиты состоят из тонкочешуйчатых глинистых минералов гидрослюдистого состава, большей частью оптически ориентированных, реже — расположенных беспорядочно без всякой ориентировки. Алевролитовый материал равномерно рассеян в породе, а местами концентрируется в тонкие прослойки. Песчаники тонкозернистые, кварцевые (кварц составляет до 95% легкой фракции), с небольшой примесью полевых шпатов, местами слюдистые, со значительным количеством зерен глауконита. В тяжелой фракции преобладают циркон и турмалин, в заметных количествах присутствуют гранат, апатит и роговые обманки; местами, в верхних горизонтах свиты (Переславль-Залесский, Некрасовское и др.) лишь в отдельных образцах встречаются единичные зерна циркона и турмалина.

В кровле лонтоваской свиты часто отмечаются четкие следы, континентального перерыва в виде коры выветривания, образованной каолиновой глиной белой и желтой (Валдай) или белой и пестроцветной (Переславль-Залесский). Кроме преобладающего каолинита, в этих глинах в незначительных количествах присутствуют гидрослюды и бейделлит. Глины пластичные, жирные, микрослоистые, иногда алевритистые или слабо карбонатные. Обломочный материал распределен в по-

роде неравномерно, представлен он кварцем, редкими зернами полевых шпатов и тонкими листочками слюды. Карбонатное вещество иногда встречается в виде сферолитоподобных стяжений сидерита. Мощность коры выветривания в Валдае составляет 6 м, а Максатихе — 4 м, в Переславле-Залесском — 12 м.

Лонтоваская свита отличается от всех описанных выше осадочных толщ присутствием остатков скелетообразующих организмов. За пределами рассматриваемой территории в них встречаются гастроподы (*Hyolithellus mickwitzi* Örik и др.), головоногие (*Volborthella tenuis* Schm. и др.), беззамковые брахиоподы (*Lingulella* sp.), трилобиты — *Schmidtellus mickwitzi* Schm., *Gdowia assatkini* Jan.), а также остатки трубчатых червей и растительные микрофоссилии.

В описываемом районе в лонтоваской свите обнаружены только немногочисленные остатки червей *Sabellidites cambriensis* Jan., иногда следы ползания крупных организмов, а также акритархи.

В Переславль-Залесской (инт. 1498—1535 м), Кувшиновской (инт. 1136—1181 м) и Рыбинской (скв. Р-2, инт. 1986—1991 м) скважинах комплекс акритарх, изученный Н. И. Умновой, содержит оболочки *Leiopsophosphaera minutissima* Naum. (16—57%), *L. simplicissima* Naum., *L. plicata* Naum., *L. convexiplicata* Naum. (11—26%). В значительном количестве присутствуют *Concentrica atava* Naum. (5—20%), *C. orbiculata* Naum. (до 4%), *Asperatopsophosphaera partialis* Scher. (5—23%), новые виды рода *Discina* Naum. (2—9%), *Orygmatosphaeridium* Andr. (1—12%). Здесь впервые в небольшом количестве появляются шиповатые сферы *Micrhystridium* sp., *Baltisphaeridium minor* Naum., *B. duplicatinum* Tim., *B. hirsutoides* var. *homatus* Defl. Оболочки спор с трехлучевой щелью прорастания не наблюдались.

В Торопецкой скважине выше верхнеповаровской подсвиты (инт. 817—832 м) обнаружен комплекс микрофоссилий, в котором резко преобладают оболочки *Orygmatosphaeridium* Andr. (33—38%), *Leiopsophosphaera* Naum. (10—45%), *Asperatopsophosphaera* Scher. (4—12%) и в небольших количествах встречаются оболочки, относящиеся к родам *Discina* Naum. и *Concentrica* Naum. Аналогичный комплекс был обнаружен и в Ярцевской скважине (инт. 780—794 м), но здесь верхнеповаровские отложения, по-видимому, отсутствуют.

Е. Д. Шепелева (1967), изучавшая балтийский комплекс акритарх в Вольно-Подольи, считает характерным для него появление *Baltisphaeridium* (оболочки с радиальными выростами), *Lophosphaeridium* (оболочки с бугорчатой поверхностью) и *Tasmanites* (зеленые водоросли).

Как указывалось выше, нижняя граница лонтоваской свиты и по литологии и по данным каротажа проводится условно; верхняя граница, как правило, четкая. Наибольшая мощность свиты отмечена в Некрасовской скважине — 148 м (инт. 2079—2227 м); вероятно, в Чухломе и Судиславле мощность свиты больше, но надежно расчленить в этих разрезах балтийскую серию на свиты не представилось возможным.

При сравнении данных об общей мощности балтийской серии обнаруживается закономерное увеличение ее в восточном направлении: от 63—80 м в Старой Руссе и Крестцах до 249—250 м (инт. 2110—2359 и 2079—2329 м) в Макарьеве и Некрасовском и до 284—292 м (инт. 2052—2236 м и 2271—2563 м) в Чухломе и Судиславле; таким образом, наибольшая мощность балтийской серии приурочена к наиболее погруженной зоне Московской синеклизы. Вместе с тем на Любимской

структуре отмечено резкое уменьшение мощности серии до 20 м (скв. Л-3), что связано, по-видимому, с тектоническими поднятиями Любимского района на рубеже нижнего и среднего кембрия.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Ижорская свита («ижорские песчаники»), как и балтийские отложения, развита в пределах погруженной зоны Московской синеклизы, но площадь распространения ее несколько меньше: ижорские отложения отсутствуют в Ярцеве, Нелидове, Решме и Макарьеве. Условно выделена данная свита в Переславль-Залесской скважине (по повышенным значениям нейтронной гамма-активности).

Нижняя граница свиты четкая и по литологии и по каротажу, верхняя же ввиду значительного литологического сходства с вышележащими тремадокскими отложениями ордовика, не имеет определенной литологической обоснованности и разными исследователями проводится неоднозначно. В Валдайской (Моисеенко, Александрова, 1963) и Пестовской (Станкевич, 1961) опорных скважинах верхняя граница свиты проведена в подошве отложений, содержащих обильную фауну оболид, что было подтверждено палеонтологически Е. А. Балашовой (1963, 1968), определившей из верхней части ижорской свиты пестовского разреза познекембрийские трилобиты (инт. 1228—1237 м). Другие исследователи (А. Н. Гейслер в Вологодской опорной скважине, В. А. Панченко в Рыбинской скважине 5-р) верхнюю границу ижорской свиты проводили значительно ниже — в подошве глинистой пачки, содержащей только редкие обломки раковин оболид.

В настоящей работе верхняя граница ижорской свиты во всех разрезах проведена по сопоставлению с палеонтологически обоснованными пестовским и валдайским опорными разрезами. В принятых границах ижорская свита имеет законченную литологическую и каротажную характеристики.

Сложена свита светлыми, часто разнозернистыми песками и песчаниками и зеленовато-серыми или темно-серыми глинами; песчаные и глинистые пачки образуют два циклически построенных комплекса слоев. Эти комплексы выделяются на каротажных диаграммах (ПС, ГК и кавернограмма) очень характерного вида кривыми и довольно уверенно распознаются почти во всех разрезах.

Нижняя, песчаная, пачка первого циклического комплекса ижорской свиты сложена слабо сцементированными кварцевыми песчаниками и песками белыми и светло-серыми, плохо отсортированными, преимущественно мелкозернистыми, с глинистым, местами с сидеритовым (Валдай) или каолиновым (Вологда) цементом; в тяжелой фракции присутствуют циркон, турмалин и анатаз; зерна полуокатанные и угловато-окатанные. В Рыбинске (скв. 5-р) отмечены периодические изменения в содержании глинистых примесей, что, возможно, указывает на мелкую циклическую изменчивость в осадконакоплении; в основании здесь содержатся кварцевые гравийные зерна.

Ископаемыми песчаная пачка исключительно бедна. Только в пестовском разрезе (Станкевич, 1961) были обнаружены простого строения конодонты: *Drepanodus*, *Acodus*, *Paltodus* и *Oistodus* (инт. 1350—1356 м), а Б. В. Тимофеевым — многочисленные микрофоссилии рода *Archaeohystrichosphaeridium* (инт. 1220—1362 м).

Наибольшая мощность нижней пачки отмечена в центральной части Московской синеклизы: Валдай — 27 м (инт. 1170—1197 м), Рыбинск — 34—36 м (скв. 5-р, инт. 1947—1981,5 м; скв. Р-2, инт. 1949—1985 м), Некрасовское — 33 м (инт. 2046—2079 м), Любим — 29 м

(скв. Л-1, инт. 2133—2162 м, скв. Л-2, инт. 2281—2310 м скв. Л-3, 2163—2192 м), Переславль-Залесский — 30 м (инт. 1470—1500 м). В северном направлении мощность уменьшается до 12,5 м (Вологда, инт. 1814—1826,5 м).

Глинистая пачка первого циклического комплекса сложена зеленовато-темно-серыми (Рыбинская скв. 5-р), местами темно-серыми (Некрасовское), однородными, тонкослоистыми, слюдистыми глинами каолинит-гидрослюдистого состава, с единичными зернами глауконита. В толще глин иногда содержатся тонкие прослои светло-зеленых, почти белых алевролитов мелкозернистых, кварцевых, слабо сцементированных глинистым веществом, реже сидеритом. Во многих разрезах (Валдай, инт. 1144—1152 м; Любим, скв. Л-2, инт. 2256—2264 м и др.) в глинистой пачке отмечено присутствие редких обломков раковин оболочек (?). На подстилающих песчаных отложениях глинистые породы этой пачки залегают без видимых следов перерыва, составляя с ними единый циклически построенный комплекс слоев.

В некоторых разрезах (Кувшиново, Максатиха и др.) глинистая пачка песчаным прослоем разделяется на две части. Мощность этого прослоя в Кувшиновской скважине достигает 31 м; общая мощность глинистой пачки здесь составляет 59 м, а в Максатихе — 35 м.

Н. И. Умновой было установлено, что нижняя и верхняя части глинистой пачки охарактеризованы несколько отличными комплексами акритарх. В нижней части глинистой пачки в Кувшинове (инт. 1093—1109 м), Максатихе (глуб. 1465 м), Рыбинске (скв. 5-р, глуб. 1947 м и скв. Р-2, инт. 1925—1935 м) и в Любиме (скв. Л-2, инт. 2253—2256 м) обнаружен комплекс акритарх, в котором резко преобладают *Hystriosphæridium cristatum* Downie (20—69%) и очень мелкие формы рода *Trachyposphæra* Naum. (12—56%); в меньшем количестве присутствуют *Tr. asperata* Naum., *Tr. hyalina* Naum. (до 13%), *Concentrica atava* Naum. (до 6%), *Baltisphaeridium minor* Naum. и *B. crassum* Naum. (до 5%). Кроме того, иногда в значительных количествах встречаются *Latoporata spectatissima* Naum. (Кувшиново, Максатиха), бугорчатые оболочки рода *Lophosphæridium* Tim. (Рыбинск), *Baltisphaeridium inguisum* Tim. и *Acanthodiacrodium* sp. (Любим).

Из верхней части пачки в Кувшинове (глуб. 1052 м) и Максатихе (инт. 1432—1441 м) выделен комплекс акритарх, в котором резко преобладают простые гладкие и шагреневые оболочки родов *Leioposphæra* Naum. и *Trachyposphæra* Naum. (соответственно до 36 и 46%). Кроме них присутствуют оболочки *Leiomarginata simplex* Naum. (4—7%), *Archaeopertusina* Naum. (3—5%), *Concentrica atava* Naum. (2—3%), мелкие оболочки с короткими шипиками рода *Baltisphaeridium* Eis. (до 2%), *B. digitatum* Eis., *B. ravum* Downie (2—3%), *Hystriosphæridium cristatum* Downie и редкие оболочки рода *Uniporata* Naum.

Второй циклический комплекс слоев ижорской свиты также начинается песчаной пачкой, залегающей на подстилающих породах, по видимому, с размывом. Сложена эта пачка песчаными и песчано-алевритовыми породами с прослоями, преимущественно в верхней части разреза алевролитовых глин гидрослюдистого состава. В основании пачки местами (в Некрасовской скважине, по В. М. Ереминой) отмечен светло-серый глинистый конгломерат; в гальках — песчаники, алевролиты и иногда обломки фосфатизованных раковин. Сцементирован конгломерат глинистым, участками хлоритовым или карбонатным цементом.

В Рыбинской скв. 5-р мощность песчаной пачки составляет 38 м (инт. 1877—1915 м), в Некрасовской — 33 м (инт. 1998—2031 м), в Пестовской — 51 м (инт. 1262—1313 м), в Валдайской — 27 м (инт. 1170—1197 м).

Палеонтологические остатки в этой пачке не встречены.

Верхняя пачка второго циклического комплекса представлена глинами зеленовато-серыми, аргиллитоподобными, слабо карбонатными, с подчиненными прослоями песчанистых алевролитов. Глины сложены (Некрасовская скважина) тонкошуйчатыми минералами с параллельной оптической ориентировкой. Алевролиты светлые почти белые или темно-серые, кварцевые, с карбонатно-глинистым цементом, тонкослоистые. В Пестове, Валдае, Максатихе и в Вологде породы глинистой пачки местами сидеритизированы; сидерит присутствует как в цементе, так и в виде конкреционных стяжений.

Мощность верхней глинистой пачки составляет: в Валдае — 29 м (инт. 1090—1119 м), Пестове — 37 м (инт. 1225,5—1262 м), Максатихе — 19 м (инт. 1386—1404,5 м), Рыбинске — 7,5 м (скв. 5-р, инт. 1869,5—1877 м); в Любимских скважинах ни по литологии, ни по данным каротажа верхняя пачка не выделяется.

Возраст верхней глинистой пачки представляется возможным установить с большой определенностью. В Пестовской скважине (инт. 1228—1237 м) Е. А. Балашовой (1963, 1968) были обнаружены кембрийские трилобиты: *Parabolina lobata rossica* Val., *P. cf. longicornis* West. и *P. pestovensis* Val. Л. И. Станкевич (1961) в этой же пачке (инт. 1237—1237,5 м) встречены проблематичные остатки *Corophioides* (типа *Diplocraterion* и *Scolithus*). Трилобиты и проблематика указывают на позднекембрийский, возможно, верхнекембрийский возраст вмещающих пород.

В настоящей работе оба циклических комплекса отнесены к ижорской свите среднего — верхнего кембрия, а не к «тискрескому горизонту» среднего, возможно, нижнего кембрия унифицированной схемы.

Однако возможна и совершенно иная трактовка возраста описываемых отложений, так как представители рода *Parabolina* встречаются не только в позднем кембрии, но и в тремадокском ярусе ордовика (Балашова, 1963). Н. И. Умнова считает, что состав комплекса акритарх ижорской свиты также обнаруживает значительное сходство с тремадокским комплексом. Таким образом, не исключается ордовикский возраст описываемых отложений, залегающих непосредственно на породах нижнего кембрия.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В кембрийский период в центральных районах платформы продолжал существовать еще с валдайского времени эпиконтинентальный бассейн. Границы бассейна реконструировать не представляется возможным, так как кембрийские отложения сохранились от преддевонского размыва только в северной части рассматриваемого района и признаков близости береговой линии не обнаруживают. Лишь в ижорское время в разрезе стали появляться мощные толщи песчаных пород, что может свидетельствовать и о поднятиях прилегающей суши. Кембрийское море от валдайского отличается появлением и широким распространением многочисленных групп скелетообразующих организмов, повидимому, полностью отсутствовавших в валдайском море.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикские отложения в пределах центральных областей Русской платформы впервые были вскрыты Старорусской и Валдайской опорными скважинами (1948—1949 гг.), а несколько позже — Пестовской, Вологодской и Любимской скважинами. Во всех этих разрезах к ордо-

вику относились только палеонтологически охарактеризованные глинисто-карбонатные породы. Выше лежащие отложения, не содержащие органических остатков, но лежащие ниже палеонтологически охарактеризованного девона, рассматривались в составе последнего. Л. М. Бириной (1954) было высказано предположение о силурийском — нижедевонском возрасте этой толщи, которую она назвала ярославской серией. В 1968 г. Л. М. Бириня в ярославских отложениях Краснохолмской скважины обнаружила верхнеордовикские кораллы.

Материалы глубокого бурения, проведенного в последние годы, свидетельствуют о широком распространении ордовикских отложений в центральной части Московской синеклизы, но площадь распространения их значительно сокращается по сравнению с площадью, занятой кембрийскими отложениями.

Литолого-фациальные особенности ордовикских отложений позволяют разделить их на три литологические толщи: терригенную, глинисто-карбонатную и терригенно-карбонатно-сульфатную. Терригенная толща содержит пакерортский и лезтский горизонты (тремадокский ярус) нижнего ордовика. Карбонатная толща включает волховский и кундский горизонты нижнего отдела, таллинский, куцерский, идаверский, хревицкий и кегельский горизонты среднего отдела и везенбергский (?) горизонт верхнего отдела. Терригенно-карбонатно-сульфатная толща выделяется как ярославская серия среднего — верхнего отделов; незначительное количество палеонтологических остатков и исключительно плохая их сохранность не позволяют обоснованно сопоставлять ее с конкретными стратиграфическими горизонтами ордовика. Поэтому описание ярославских отложений вынесено в особый раздел и лишь предположительно высказываются соображения о их сопоставлении с палеонтологически охарактеризованными горизонтами ордовика.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Пакерортский горизонт в Прибалтике содержит оболую и диктионемовую толщ, связанные постепенным переходом, который выражен переслаиванием песчаных пород, содержащих раковины оболид, и диктионемовых сланцев; поэтому граница между толщами часто в значительной степени условна.

В пределах рассматриваемого района пакерортский горизонт выделяется в разрезах всех скважин, вскрывающих эту часть разреза осадочных отложений. Представлен он преимущественно породами оболовой толщи. Диктионемовая толща установлена только в Валдае, Пестове и Вологде; юго-восточнее этих скважин диктионемовые сланцы в разрезах не были обнаружены.

Нижняя часть пакерортского горизонта, которая может быть сопоставлена с оболовой толщей, сложена мелкозернистыми песчаниками, местами с галечником в основании. Выше песчаники сменяются алеврититами зеленовато- и буровато-серыми, пористыми, песчанистыми довольно слабыми, с глинисто-карбонатным цементом, кварцевыми с незначительной примесью полевых шпатов (до 5%), с мелкими обломками раковин оболид, с тонкораспыленным пиритом; в Валдае и Пестове в этих породах отмечена слабо выраженная косая слоистость.

Выше лежат зеленовато-темно-серые алевритистые аргиллиты и аргиллитоподобные глины, переслаивающиеся с бурыми глинами, содержащими значительную примесь бурого органического вещества и крупные конкреции пирита («диктионемовые сланцы»). Породы этой толщи сложены ориентированными в одном направлении тонкочешуйчатыми глинистыми минералами гидрослюдистого состава с низкими

цветами интерференции, с незначительной примесью алевритовых зерен кварца, пелитизированного полевого шпата и узких листочков бесцветной слюды; местами наблюдаются скопления микрозернистого карбоната и по всему слою — зерна глауконита. Отдельные прослои бурых глин («диктионемовых сланцев») достигают мощности 2,58 м (Валдай). Описанные породы относятся к диктионемовой толще. По кровле верхнего прослоя диктионемовых сланцев принято проводить верхнюю границу пакерортского горизонта.

Максимальная мощность пакерортского горизонта наблюдается в центральной зоне Московской синеклизы: Валдай — 18 м (инт. 1072—1090 м), Максатиха — 44,5 м (инт. 1341,5—1386 м), Пестово — 28,5 м, Рыбинск (скв. 5-р) — 94,5 м, Любим (скв. Л-1) — 73 м (рис. 10).

Из органических остатков в пакерортском горизонте встречены многочисленные обломки раковин оболид (например, в Рыбинской скв. 5-р, инт. 1809,2—1812,3 м), граптолиты *Dendrograptus* sp. (Валдай, инт. 1072—1082 м), *Olonograptus tenellus* Linn. (Пестово, глуб. 1201 м), обрывки *Dictyonema* (Пестово, инт. 1204—1223 м) и акритархи.

В самом основании пакерортского горизонта в Рыбинской скв. Р-2 (инт. 1859—1871 м) и в Судиславской (инт. 2202—2212 м) встречен комплекс акритарх, который характеризуется сравнительно небольшим развитием оболочек Diacrodiaecae Tim., почти полным отсутствием оболочек с порами *Baltisphaeridium* Eis. и *Concentrica* Naum. В большом количестве здесь присутствуют оболочки *Micrhystridium stellatum* var. *inflatum* Downie (5%), *M. eotonensis* Downie (4%) и особенно шестиугольные формы с короткими шипиками на углах (до 22%). Для этого комплекса характерны также немногочисленные *Veryhachium reductum* Deunff., *V. downei* St. et W., *V. delmeri* St. et W. и *Leiofusa* sp.

В Любимских скважинах Л-1, Л-2 (инт. 2210—2213 м) и Л-3 (инт. 2100—2103 м) и в Некрасовской скважине (инт. 1963—2032 м) встречен иной комплекс акритарх, для которого характерно преобладание оболочек Diacrodiaecae Tim. (до 60—65%). В большом количестве здесь встречаются *Acanthodiacrodium polymorphum* Tim., *A. mediale* Tim., *Lophodiacrodium gracile* Tim., *L. bubnoffi* Tim., *L. parvimummus* Naum., *Trachyrytidodiacrodium involutum* var. *minutus* Tim., *Acanthorytidodiacrodium decipiens* Tim. Значительным развитием пользуются *Latoporata spectabilissima* Naum. (5—17%), *Veryhachium quadrangulum* Tim. (до 9%), разнообразные мелкие формы *Baltisphaeridium* Eis. с короткими шипиками и очень мелкие формы *Trachypsophsphaera* Naum. (7—27%), *Concentrica atava* Naum. (до 17%).

В Максатихе (инт. 1345—1347 м), Рыбинске (скв. 5-р, инт. 1809—1812 м) и в верхней части пакерортского горизонта в Любиме (скв. Л-2, инт. 2170—2181 м), Некрасовском (инт. 1927—1929 м) и Судиславле (инт. 2154—2163 м) комплекс акритарх отличается от описанного только появлением нового очень характерного вида *Acanthodiacrodium* (2—11%, а в Некрасовском — до 56%), уменьшением количества *Concentrica atava* Naum. (1—6%) и мелких форм *Baltisphaeridium*: с короткими шипиками.

Диктионемовая толща, как указывалось выше, в центральных районах синеклизы не установлена. Комплекс акритарх из этой толщи, изученный по образцам из обнажений Ленинградской области, в рассматриваемом районе не встречен. Этот комплекс состоит почти исключительно из двух видов: *Leiosophsphaera tenuissima* Eis. и *Lephsphaeridium zaleskyi* Naum.

Кроме них, в небольших количествах присутствуют *Leiosophsphaera plicata* Naum., *L. convexiplicata* Naum., *Trachypsophsphaera*

hyalina Naum., *Acanthodiacrodium hirbus* Naum., *A. micronatum* Tim., *A. subscabrum* Naum., *A. denticulatum* Naum., *A. enodum* Tim., *A. polymorphum* Tim., *A. mediale* Tim., *A. echinatum* Naum., *Acanthorytidodiacrodium decipiens* Tim., *A. echinatum* Tim., *A. curvispinum* Naum.

В комплексе присутствует большое количество «завернутых лейкофер» (?) (Eisenack, 1958).

Летский горизонт («глауконитовые песчаники») пользуется таким же распространением, как и пакерортский, но выделяется он далеко не во всех разрезах. Граница его с пакерортским горизонтом проводится условно, но контролируется составом микрофоссилий (эталонный летский комплекс акритарх был изучен в северо-западных разрезах).

В Валдае (Моисеенко, Александрова, 1963) летский горизонт сложен слабо сцементированными песчаниками или песками с тонкими прослоями глин. Порода состоит из зерен кварца и полевого шпата (до 15%), кремнистых агрегатов, глауконита и единичных обломков роговых раковин; в цементе отмечены ромбоэдры и неправильные зерна карбоната.

В Пестовской (Станкевич, 1961) и Рыбинской (по В. А. Панченко) скважинах горизонт представлен тонкогоризонтальнослоистыми глинами с зёрнами глауконита и остатками граптолитов. Глины алевритистые, карбонатизированные, серо-зеленые с прослойками более темного цвета, участками переходящие в кварцево-глауконитовый алевролит. Сложены они тонкочешуйчатыми минералами, ориентированными в одном направлении; алевритовый материал, представленный кварцем, полевыми шпатами и удлинёнными листочками бесцветной, бурой и зеленой слюды, распределен в глинах равномерно. В большом количестве присутствуют зёрна светло-зеленого глауконита и выделения доломита. Алевролиты сложены кварцем, пелитизированными мутными полевыми шпатами, среди которых присутствует и микроклин, и листочками слюды; форма обломков корродированная, угловатая и угловато-окатанная.

Палеонтологические остатки в летском горизонте встречаются довольно редко. Акритархи были отмечены в Любиме (скв. Л-1, инт. 1991—2000 м; скв. Л-2, инт. 2125—2136 м) и Рыбинске (скв. 5-р, инт. 1768—1771 м). Здесь выделяются три несколько отличающиеся друг от друга комплекса, стратиграфическое значение которых пока неясно. Общими для всех трех комплексов являются различные виды *Trachyposphoera* Naum. (5—22%), *Concentrica atava* Naum. (4—13%), вид *Concentrica* с короткими и длинными острыми шипами (2—18%), *Baltisphaeridium meson* Eis. (6—16%), *Latoporata antiqua* Naum., *L. flexile* Tim. (1—5%), *L. serrata* Naum.; содержание последнего вида в комплексах различное: в нижнем и верхнем оно колеблется в пределах 2—4%, а в среднем — 15—30%.

В летских отложениях впервые появляются остатки Chitinozoa, представленные *Rhabdochitina gallica* Taug., *Conochitina communis* Taug., *Lagenochitina* sp. и *Cylindrochitina* sp. Здесь отмечены также известковые органические остатки.

Мощность горизонта в Рыбинске составляет 7 м (скв. 5-р, инт. 1766—1773 м), в Валдае — 6,5 м (инт. 1065,5—1072 м).

Волховский горизонт выделен во всех разрезах в основании карбонатной толщи; границы горизонта устанавливаются по сопоставлению с опорными скважинами и по палеонтологическим данным.

В северо-западных разрезах, за пределами описываемого района, волховский горизонт представлен исключительно известняками в различной степени глинистыми, органогенно-обломочной структуры, с мно-

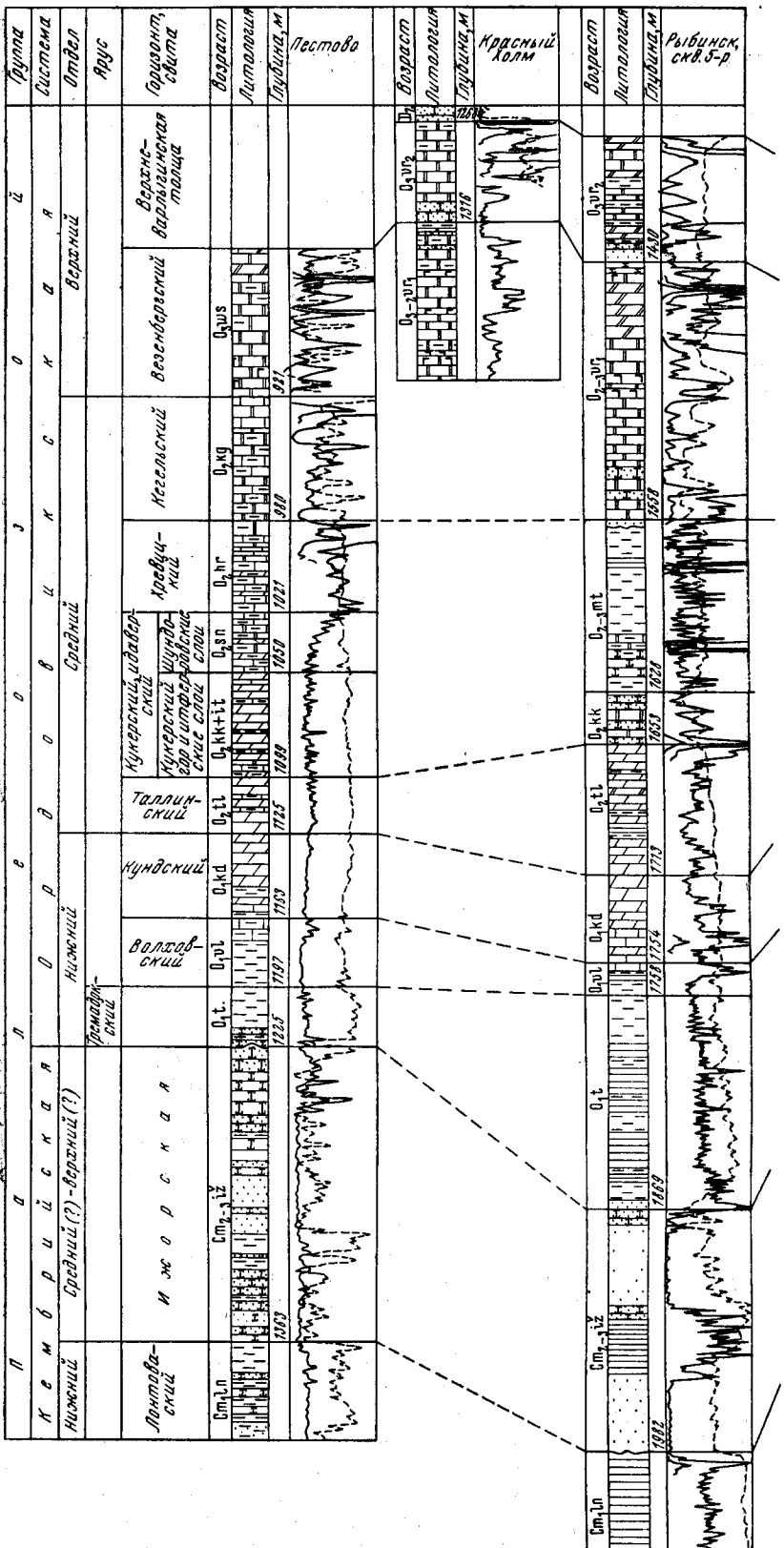
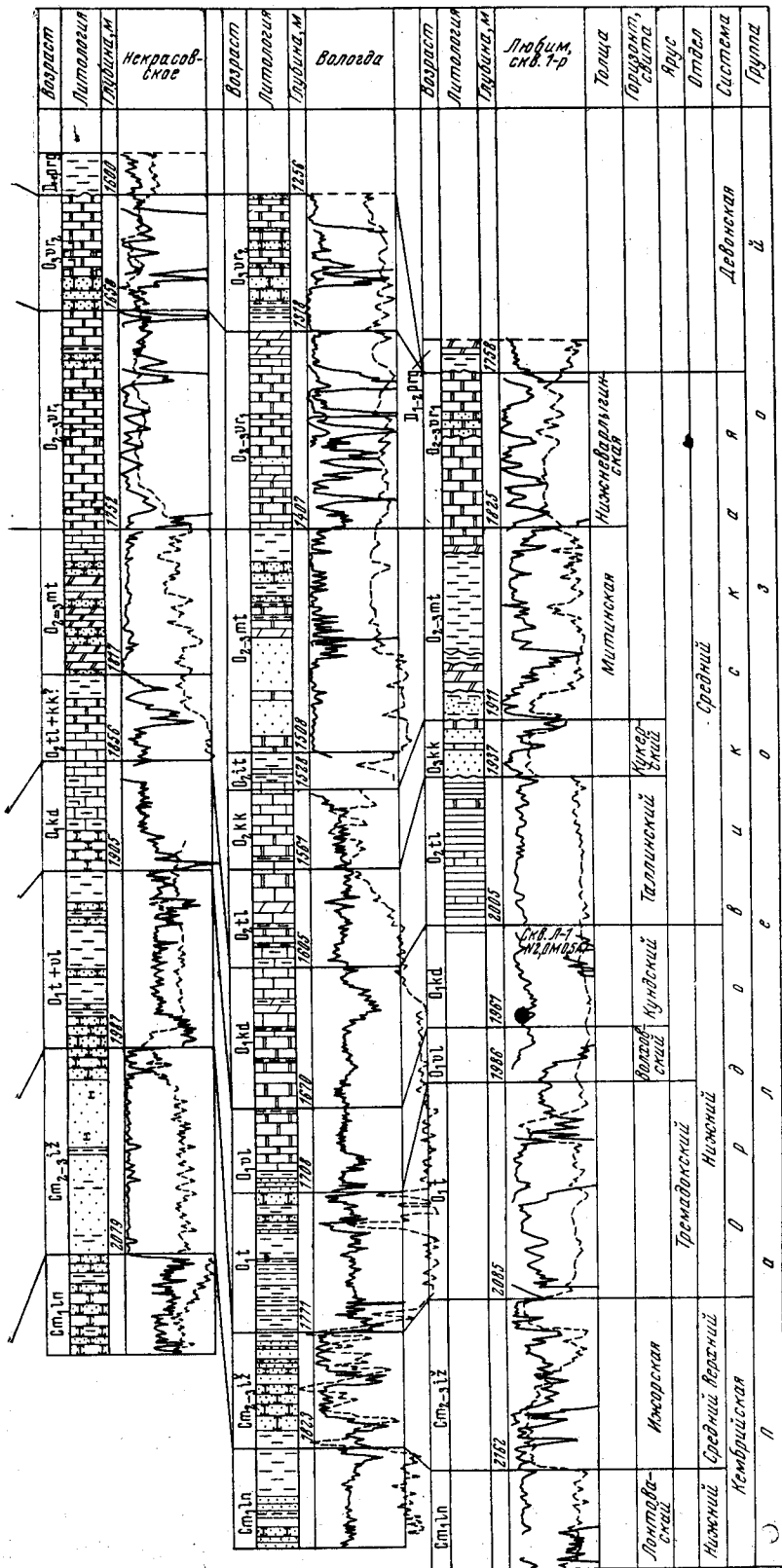


Рис. 10. Сопоставление разрезов среднего — верхнего кембрия и ордо
Рыбинск
Условные обозначения



вика Московской синеклизы по линии Пестово — Красный Холм —
 — Некрасовское — Вологда — Любим
 ния см. на рис. 7

гочисленными зернами глауконита. В юго-восточном направлении литолого-фациальный облик волховских пород претерпевает существенные изменения за счет уменьшения карбонатности пород.

В Валдайской скважине к волховскому горизонту отнесена пачка гидрослюдистых глин, тонкочешуйчатого строения, в различной степени карбонатных, серо-зеленого цвета, чаще с неясной тонкой слоистостью, с выделениями пирита и с многочисленными зернами ярко-зеленого глауконита. Карбонатность этих пород увеличивается вверх по разрезу: глины вначале переходят в мергели, а в верхней части появляются и прослой тонкозернистых глинистых известняков.

В Рыбинской и Некрасовской скважинах в основном развиты известковистые аргиллиты темно-серо-зеленые с линзочками серо-зеленых глинистых известняков, с многочисленными остатками ископаемых. В любом разрезе нижняя часть горизонта сложена темно-зелено-вато-серыми некарбонатными аргиллитами. Основная масса образована тонкочешуйчатым глинистым материалом с волнистым погасанием, с примесью алевритовых зерен кварца и полевых шпатов; в значительных количествах присутствуют глауконит и пирит. Выше залегают аргиллиты с прослоями известняков и доломитов. Аргиллиты в различном количестве содержат мелкие зерна карбонатов, а также известковый органогенный детрит; примесь алевритового материала небольшая. Доломиты разнородные; с неравномерно рассеянным глинистым материалом, местами переходят в аргиллиты. Известняки мелкокристаллические, иногда органогенно-обломочные, в различной степени глинистые. Минеральная примесь — кварц, немного полевых шпатов (5—10% легкой фракции), мусковит, глауконит; минералы тяжелой фракции отсутствуют или представлены пиритом.

В волховском горизонте содержится богатый комплекс характерной фауны. Здесь встречены граптолиты (определения Л. М. Обут): *Didymograptus nicholsoni* var. *vologdaensis* Ob., *Phyllograptus densus* var. *orientalis* Ob. (Любим, опорная скв., инт. 2078—2100 м), *Clonograptus* sp. (Валдай, инт. 1054—1065,5 м). Многочисленные волховские граптолиты (из родов *Didymograptus* и *Tetragraptus*) были встречены также в Пестовской и Вологодской опорных скважинах, по сопоставлению с которыми волховский горизонт и выделяется в разрезах центральной зоны синеклизы. Кроме граптолитов в волховских отложениях были встречены брахиоподы (по Т. Н. Алиховой): *Productorthis obtusa* P a n d., *Paurorthis parva* P a n d., *Antigonambonites planus* P a n d., *Orthis callactis* D a l m. и др. и острокоды: *Glossopsis bocki* Op. (Любим, опорная скв., инт. 2063—2078 м), *Ceratopsis bocki* Op., *Protallinnella grewingki* B o s k., *Tallinnellina oprimaria* Op. и др. (Валдай, инт. 1044—1054 м).

В Рыбинске (скв. 5-р, инт. 1758—1768 м) в отложениях, отнесенных к волховскому горизонту, встречены также брахиоподы *Orthambonites* cf. *calligramma* D a l m. и многочисленные конодонты: *Cardylodus porlongus* L i n d., *Drepanodus homocurvatus* L i n d., *D. longibulus* L i n d., *D. suberectus* B r. et M e h l., *Folodus simplex* S e r g., *Lenodus jalodiformis* S e r g., *Ostodus parallelus* P a n d., *O. forceps* L i n d. и др.

Комплекс акритарх, заключенный в этих отложениях (Кувшиново, инт. 1008—1031 м; Рыбинск, скв. 5-р, инт. 1756—1768 м), характеризуется высоким содержанием оболочек с длинными выростами: *Baltisphaeridium oblongum* T i m., *B. innominatum* A n d r., *B. pungens* T i m. (15—25%); в меньших количествах (7—30%) встречаются виды *B. inguisum* T i m., *B. viticulosum* A n d r., *B. longispinosum* E i s., *B. multiradiatum* A n d r., *B. luber* A n d r., *B. abortivum* A n d r., *B. marginulatum* A n d r.; в большом количестве присутствуют также оболочки *Trachy-*

psophosphaera Naum. (11—24%). Сравнительно немногочисленны мелкие и крупные оболочки *Leiopsophosphaera* Naum. (2—8%), *Lophosphaeridium* Tim. (3%) и *Marginata* Naum., преимущественно — *Leiomarginata* Naum. (2%) и *Acanthomarginata* Naum. (3—5%). Среди Chitinozoa в комплексе преобладают виды *Cylindrochitina* sp., *Lagenochitina ovoidea* Taug., *Cyathochitina calix* Eis. и *Rhabdochitina claviformis* Taug., в меньших количествах встречаются *Rhabdochitina parvicollis* Taug., *Lagenochitina* sp. и *Sphaerochitina sphaerocephala* Eis. Мощность волховского горизонта составляет: в Валдае — 21,5 м (инт. 1044—1065,5 м), в Пестове — 29,5 м, в Рыбинске скв. 5-р и Р-2 — 11—12,5 м. Любимское поднятие существенным образом сказалось на мощности волховского горизонта, которая изменяется в пределах структуры от 24,5 (скв. Л-3) до 54 м (скв. Л-2).

Кундский горизонт подобно волховскому представлен фациально изменчивой толщей осадков. В западных разрезах преобладают карбонатные, по-видимому, более глубоководные отложения; в восточном направлении увеличивается примесь терригенного материала и уменьшается карбонатность пород.

В Валдайской скважине кундский горизонт сложен преимущественно мергелями зеленовато-серыми, в верхней части очень сильно глинистыми, с тонкими прослоями тонкозернистых глинистых, слабо доломитизированных известняков; последние чаще встречаются в средней части горизонта, гораздо реже — в нижней и совершенно отсутствуют — в верхней. В мергелях присутствует рассеянный пылевидный пирит, а на плоскостях наслоения — пиритизированные следы ползания червей (?).

В Рыбинске нижняя часть горизонта (верхние 20 м пройдены без керна) сложена темно-серо-зелеными известковистыми аргиллитами, содержащими много обломков ископаемых — остракод, брахиопод, Chitinozoa и других, с линзовидными прослойками глинистых зелено-серых и кристаллических светло-серых известняков, также с большим количеством обломков фауны. Выше аргиллиты постепенно сменяются серо-зелеными пелитоморфными, местами органогенно-обломочными, неравномерно глинистыми известняками, иногда содержащими зерна глауконита. Среди известняков встречаются мелкие прослойки и линзы более темных сильно глинистых мергелей, светло-серых кристаллических известняков и гнезда розоватых ангидритов и гипсов. Из этих отложений Х. С. Розман определены типичные для горизонта брахиоподы *Paurorthis* ex gr. *parva* Pand., а В. Н. Яковлевым — конодонты *Ambolodus* sp., *Lemedus clarus* Serg., *Oistodus forceps* Lind., *Prionidina* № 2 Lind., *Paracordilodus* № 1 Lind., *Scandodus gracilis* Serg., *Scolopodus corniformis* Serg., *Tetraprioniodus minax* Serg.

В некрасовском разрезе нижняя часть горизонта представлена алевритами с прослоями песчаников (?); вверху распространены зеленовато-серые глинистые известняки с многочисленными обломками фауны и серые мелкокристаллические органогенно-обломочные, слегка доломитизированные известняки с редкими алевритовыми зернами кварца.

В восточной части территории (Любимская площадь) кундский горизонт сложен главным образом аргиллитами; прослои известняков и реже мергелей занимают подчиненное положение. Аргиллиты сложены тонкочешуйчатыми, параллельно ориентированными, одновременно погасающими глинистыми минералами; алевритовая примесь (3—5%) представлена кварцем, полевыми шпатами, единичными листочками мусковита, обломками фауны. Известняки в различной степени глинистые, местами переходящие в мергели, мелкозернистые, слабо до-

ломитизированные, иногда содержат пылевидный пирит, пленки органического вещества, глауконит и очень редкие гнезда ангидрита; мергели в тяжелой фракции алевритовой примеси содержат группу устойчивых минералов, эпидот, барит, а также редкие зерна рудных минералов.

Из кундских отложений валдайского опорного разреза (Моисеенко, Александрава, 1963) были определены *Didymograptus* sp. и *Climacograptus* sp., *Megalaspis* sp., *Pliomera* cf. *fischeri* В о с к. и др. и многочисленные остракоды. В Любимской опорной скважине Т. Н. Алиховой были определены: *Orthis calligramma* Dalm., *Lycophoria* cf. *nucella* Dilm. и др., остракоды *Glossopsis lingua* Hess. и др. В пестовском разрезе, кроме того, встречены (Станкевич, 1961): *Iru* cf. *concaua* Eichw., *Cyclendoceras* cf. *concellatum* Eichw., *Asaphus* cf. *raiceps* Dalm.

В отложениях, отнесенных к кундскому горизонту, выделяются четыре комплекса акритарх, имеющих между собой много общего. К общим признакам относится присутствие большого количества оболочек *Baltisphaeridium* с длинными выростами, представленных теми же видами, что и в волховском горизонте. В большом количестве во всех комплексах присутствуют оболочки *Trachysphosphaera* Naum.; реже встречаются *Baltisphaeridium minor* Naum., *B. rugosa* Naum., *B. stellatum* Defl., *B. multipilosum* Eis., *B. polygonale* Eis.

Нижний комплекс (Рыбинск, скв. 5-р, инт. 1754—1756 м; Любим, скв. Л-1, инт. 1956—1958 м) отличается присутствием больших количеств четырехугольных оболочек типа *Veryhachium lairdi* Defl., *V. sukatschevi* Andr. (3—11%), *V. parvum* Tim., *V. vandenbergen* St. et W. и *V. cuncidentatum* Tim. (9—14%). Второй комплекс (Рыбинск, скв. 5-р, инт. 1748—1754 м) полностью соответствует общей характеристике кундского горизонта. Для третьего комплекса (Рыбинск, скв. 5-р, инт. 1745—1748 м; Некрасовское, инт. 1856—1868 м) характерно присутствие многочисленных (до 16—18%) треугольных оболочек типа *Veryhachium convexum* Andr., *V. marginulatum* Andr., *V. reductum* Deunff.; количество четырехугольных оболочек *Veryhschium* уменьшается до 1—3%. Четвертый комплекс (Максатиха, инт. 1304—1306 м; Рыбинск, скв. 5-р, инт. 1725—1729 м; Любим, скв. Л-1, инт. 1897—1904 м, скв. Л-2, инт. 2046—2049 м; Судиславль, инт. 2097—2102 м) отличается почти полным исчезновением группы *Veryhachium* и широким развитием оболочек типа *Marginata* Naum. Среди них наблюдаются оболочки с бугорчатой (15—22%), шагреновой (2—6%) и с шиповатой поверхностью (2—7%). Постоянно присутствуют оболочки *Archaeopertusina* Naum. (1—3%).

Четырем комплексам акритарх соответствуют и четыре комплекса Chitinozoa. В первом (нижнем) комплексе преобладают оболочки *Lagenochitina* Eis. и в значительном количестве присутствуют *Cyathochitina calix* Eis., *Conochitina parvicollis* Taug., *Rhabdochitina claviformis* Taug. Во втором преобладают новые виды *Lagenochitina* Eis. и *Cyathochitina granulata* Taug. В третьем оболочки *Lagenochitina* исчезают и комплекс на 60—70% представлен оболочками *Cyathochitina granulata* Taug., кроме которых встречаются виды *Rhabdochitina magna* Eis., *R. gallica* Taug. и *R. claviformis* Taug. Четвертый комплекс характеризуется преобладанием *Cyathochitina calix* Eis., большими количествами *Conochitina primitiva* Eis., *C. pellucida* Taug., *Rhabdochitina magna* Eis. и *R. parvicollis* Taug. и новыми видами *Lagenochitina* Eis. Характерно также появление *Desmochitina* Eis., которые широкое развитие получают в таллинском горизонте; представ-

лены они в основном видами *D. minor f. typica* E is. и *D. minor f. ovalum* E is.

Мощность кундского горизонта составляет: Валдай — 33 м (инт. 1011—1044 м), Рыбинск (скв. 5-р) — 41 м, Любим (опорная скв.) —

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Таллинский горизонт установлен в разрезах тех же глубоких скважин, что и нижележащие отложения ордовика. В западных и центральных районах Московской синеклизы таллинские отложения также отличаются более карбонатным составом, чем в восточных.

В Валдае, Пестове, Вологде и Рыбинске горизонт сложен чередующимися слоями зеленовато-серых мергелей и более светлых глинистых органогенных известняков. Тонкочешуйчатые глинистые минералы распределены в породах неравномерно, среди микрозернистого кальцита; встречаются также редкие рассеянные ромбоэдры доломита. Небольшая примесь алевритового материала (8—10%) представлена кварцем, в меньшей степени — измененными полевыми шпатами и редкими листочками бесцветной и буроватой слюды. В нижней части горизонта (Валдайская скважина), наряду с зеленовато-серой окраской, присутствуют слои, окрашенные в красновато-коричневые цвета. Появлением красноцветных пород и отсутствием «чечевичного слоя» этот разрез отличается от северо-западных районов. Границы горизонта определяются главным образом палеонтологическими данными. Среди органических остатков присутствуют брахиоподы, иглокожие, мшанки, кораллы, а также богатый комплекс акритарх.

В Некрасовской скважине таллинским горизонтом заканчивается разрез карбонатной толщи ордовика; выше с размывом на таллинских отложениях лежит терригенно-карбонатно-сульфатная ярославская серия.

В восточных районах таллинский горизонт, вскрытый Любимской опорной скважиной, представлен в основном аргиллитами с частыми прослоями доломитизированных известняков, реже — мергелей, а в верхней части — доломитов. Аргиллиты тонкочешуйчатые, содержат равномерно распределенные ромбоэдры доломита (до 20%) и алевритовые зерна (до 7%) кварца, полевых шпатов, листочки мусковита, единичные зерна пирита и органические остатки. В тяжелой фракции много пирита, единичные зерна устойчивых и титанистых минералов; эпидот, ставролит, в одном образце — циркон; в легкой фракции — кварц (69%), полевые шпаты (4%) и глинистые минералы (27%).

Возраст таллинского горизонта подтверждается находками брахиопод (определения Т. Н. Алиховой): *Clitambonites adscendens* P a n d., *Ladogiella trauersversa* P a n d., *Leptestia humboldti* V e r n., *Apatortia* cf. *jugata* O p. (Любимская опорная скважина), *Christiana* cf. *oblonga* P a n d., иглокожих: *Echinospaerites aurantium infra* H e s k. (Валдайская скважина), многочисленных остракод (определения А. И. Нещкой): *Macronotella kukersiana* B o n n., *Tallinella marchica* K r., *Euprimitia mediana* H e s k., *Primitia molli* B o n n., *Uhakiella coeladesma* O p., *Ulrichia kukersiana* (?) O p. и др.; в Пестовской скважине, кроме того, встречены многочисленные трилобиты: *Asaphus latus* P a n d., *A. kowalewskii* L a w g., *Illaenus* cf. *schmidti* H o l m., *I. dalmani* V o l b. и др.

Акритархи изучались в Максатихе (инт. 1234—1236 м), Рыбинске (скв. 5-р, инт. 1675—1677 м), Любиме (скв. Л-1, инт. 1871—1897 м, скв. Л-2, инт. 1996—2001 м; скв. Л-3, инт. 1861—1877 м) и Судиславле (инт. 2073—2087 м). Комплекс таллинского горизонта характеризуется очень высоким содержанием треугольных оболочек *Veryhachium conve-*

xum Andr., *V. marginulatum* Andr. и др. (24—43%), *Concentrica atava* Naum. (до 20%), *Trachyposphosphaera* Naum. (8—21%). По сравнению с комплексами нижнего ордовика здесь резко снижается содержание оболочек *Baltisphaeridium* с длинными выростами. Чаше, чем в нижних комплексах, встречаются только оболочки типа *B. pentaradiatum* Andr. (1—4%), *B. bipartibulum* Andr. и *B. trifurcatum subgr. nudum* Eis. (до 4%). Встречаются оболочки с толстым ободком группы *Marginata* Naum., с шагреновой (до 12%), бугорчатой (2—6%) и шиповатой (до 1%) поверхностью.

Chitinozoa образуют два комплекса: в нижнем преобладают оболочки *Desmochitina minor* f. *typica* Eis., *D. minor* f. *ovalum* Eis. В меньших количествах присутствуют *D. minor* f. *grandicolla* Eis., *Conochitina primitiva* Eis., *C. intermedia* Eis., *Rhabdochitina claviformis* Taug. и *Cyathochitina calix* Eis. В верхнем комплексе уменьшается количество *Desmochitina*, исчезают *Cyathochitina*, но возрастает содержание *Conochitina micracantha* f. *typica* Eis., появляются виды *C. micracantha* subsp. *vesenbergensis* f. *brevis* Eis., *C. alculeata* Taug. и новые виды шиповатых конохитин.

Мощность таллинского горизонта в опорных скважинах составляет: Валдай — 17 м, Пестово — 26,5 м, Вологда — 64 м, на Любимской площади мощность изменяется от 64 до 68 м (скв. Л-4 и опорная).

Кукерский и идаверский горизонты. Эти горизонты разделить не представляется возможным из-за однообразия литолого-фациального состава и отсутствия руководящих ископаемых в нижней части идаверского горизонта. В западных опорных разрезах (Валдай, Пестово), где кукерский и идаверский горизонты присутствуют в полном объеме, по палеонтологическим данным выделяются шундоровские слои, представляющие собой верхнюю часть идаверского горизонта. В Вологде палеонтологически доказано присутствие кукерского горизонта и итферских слоев (нижняя часть идаверского горизонта), а в Рыбинске и Любиме предположительно, при сопоставлении каротажных диаграмм, выделены только нижние слои кукерского горизонта; в этих разрезах выше лежат ярославские отложения проблематичного возраста.

Кукерско-итферские породы представлены пелитоморфными, серыми с зеленоватым оттенком мергелями, часто глинистыми, иногда доломитизированными, с подчиненными линзовидными прослоями глинистых органогенных светло-серых известняков (последние в Вологде преобладают) и кукерсита.

Органические остатки исключительно обильны в этой части разреза. Характерный комплекс фауны, свойственный кукерскому горизонту, определен в Валдае и Пестове: *Pentagonopentagonalis stellipena* Elt., *Sowerbyella* cf. *liliifera* Ор., *Opikina* cf. *bekkeri* Ор., *Op.* cf. *dorsata* Bekk., *Leptelloidea leptelloides* Bekk., *Leptestia* cf. *musculosa* Bekk. и др. В верхней части нерасчлененных отложений в Валдайской скважине (инт. 944—954 м), кроме того, встречаются и итферские ископаемые *Platistrophia lynx* Eichw., *Leptelloidea musa* Ор., *Echinosphaerites* cf. *pogrebovi* Неск.; таким образом, нижняя часть валдайского разреза охарактеризована кукерской фауной, а верхняя — смешанной, присущей как кукерским, так и итферским отложениям.

В Вологде кукерский горизонт и итферские слои (инт. 1508—1561,5 м) также не расчленяются. Представлены они в нижней части детритовыми и пелитоморфными известняками с прослоями глин, с фауной кукерского горизонта: *Michelinoceras* cf. *kuckersiensis* Bol., *Longiscula* ex gr. *arcuaris* Неск., *Drepanella europaea* Ор. Верхняя часть этой пачки слоев (возможно, соответствующая итферским слоям) ха-

рактируется увеличением содержания глин, обычно доломитизированных. Здесь встречены только остатки *Dyplograptus* sp.

На Рыбинской (скв. 5-р, инт. 1628—1653 м; скв. Р-2, инт. 1638—1662 м) и Любимской (опорная скв., инт. 1909—1987 м; скв. Л-1, инт. 1819—1845 м и др.) площадях, а также в Судиславской скважине (инт. 2057—2073 м) выделяется пачка терригенно-карбонатных пород, соответствующая по положению в разрезе кукерскому горизонту. В Любиме (опорная скважина) в основании толщи залегают крупнозернистые кварцевые пески со значительной примесью циркона в тяжелой фракции. Выше они переходят в белые мелкозернистые пески, местами цементированные карбонатами и ангидритом; в легкой фракции содержатся полевые шпаты (до 6—7%), в тяжелой — рудные минералы и турмалин. В кровле песчаной пачки лежат зеленовато-серые микрозернистые слабо глинистые тонкослоистые доломиты с мелкими прослойками карбонатизированного песчаного материала; зерна кварца и мелкие галечки микрозернистого доломита беспорядочно разбросаны по слоистости пород; характерно почти полное отсутствие акцессорных минералов. Только в шлифах отмечены обломки известковой фауны и два мелких-обломка косточек рыб (?). Залегают эти отложения на палеонтологически охарактеризованном таллинском горизонте, определимых остатков фауны они почти не содержат, и Л. М. Бириной (1954, 1957) рассматривались в составе ярославской серии.

В новых скважинах на Любимской и Рыбинской площадях в них были обнаружены акритархи и редкие остракоды. На Любимской площади (скв. Л-1, инт. 1823—1826 м) в комплексе акритарх резко преобладают: *Concentrica atava* Naum. (34%), *Baltisphaeridium oblongum* Tim., *B. innominatum* Andr., *B. pungens* Tim., *B. scabridum* Andr. (16%), *Trachypsophosphaera asperata* Naum., *Tr. hyalina* Naum. (12%), *Tr.* sp. (очень маленькая форма, 9%). Кроме них, в небольшом количестве присутствуют оболочки *Acanthomarginata* Naum. (6%), *Baltisphaeridium* с короткими шипиками (3%), *Leiomarginata* Naum. (2%) и *Lophosphaeridium plicatum* Andr. (2%).

В Рыбинске (скв. Р-2, инт. 1646—1654 м) Л. И. Сарве совместно с Р. Б. Самойловой определил остракоды: *Tetrada ievica* Неск., *Sygmopsis cornuta* Krause, *Longiscula* sp. и *Perinullida* sp. Н. И. Умновой в этом же интервале Рыбинской скважины и в Судиславле (инт. 2061—2073 м) выделен комплекс акритарх, характеризующийся разнообразием видов, из которых ни один не имеет резкого преобладания над другими. Здесь присутствуют *Veryhachium convexum* Andr., *V. marginulatum* Andr. (12%), *V. reductum* Reunff. (4—12%), *V. tetraedron* var. *vehlocium* Downie (1—3%), очень маленькая форма *Trachypsophosphaera* Naum. (13—15%), *T. asperata* Naum., *T. hyalina* Naum. (6—9%), *Trachymarginata* Naum. (4—10%), *Concentrica atava* Naum. (4—5%), *Micrhystridium* sp. с тонкими волосовидными шипиками (6—7%), *M. stellatum* var. *inflatum* Downie (2%), *M. eotonensis* Downie (3—4%), *M. varians* St. et W. (1%), *Baltisphaeridium minor* Naum., *B. crassum* Naum. (2—3%). В небольших количествах встречаются также оболочки *Latoporata* Naum. с шагреневой поверхностью (3%), оболочки с порой и трещиной типа *Schismatosphaeridium perforatum* Staplin (2%) и оболочки с трещиной, но без поры (до 7%), а также различные виды *Leiofusa* Eis. (до 2%). В большом количестве присутствуют мелкие водорослевые комочки *Gloeocapsomorpha* (?)

Шундоровские слои идаверского горизонта в Валдае (инт. 872,5—920 м) и Пестове (инт. 1021—1050,4 м) в нижней части пред-

ставлены тонкозернистыми доломитизированными зеленовато-буровато-серыми мергелями. В верхней части развиты органогенные глинистые тонкозернистые известняки, местами слабо доломитизированные, зеленовато-серые или бурые от тонкораспыленного кукурсита; в Валдае, на глубине 877,7 м, встречен трехсантиметровый прослой кукурсита.

В шундоровских слоях содержатся обильные остатки фауны, из которых *Opikina assatkini* Al. и *Pyritonema subulare* Roem. свойственны исключительно этому стратиграфическому горизонту.

Хревицкий горизонт вскрыт скважинами в Валдае, Пестове и Максатихе; в последней хревицкие отложения выделяются вместе с кегельскими.

В Пестовском районе хревицкий горизонт представлен в различной степени доломитизированными, иногда пестроокрашенными известняками, вверху — глинистыми известняками, переходящими опять в сильно доломитизированные известняки, почти доломиты. Изредка среди карбонатных пород встречаются тонкие прослойки горючих сланцев, которые северо-западнее приобретают промышленную мощность. Сланцы представляют собой равномерную смесь минерального материала и органического вещества с остатками водорослей типа *Gloeocapsomorpha prisca* Z a l.

В Валдайском районе верхняя часть хревицкого горизонта и весь кегельский горизонт были размывы в предсреднедевонское время. Сохранившаяся часть горизонта представлена органогенными глинистыми доломитизированными известняками зеленовато-серого цвета с редкими тельцами кукурсита; вверху залегает зеленовато- и буровато-серый неравномернозернистый доломит в различной степени глинистый, иногда переходящий в мергель.

Только в Пестове хревицкий возраст отложений доказан палеонтологически; здесь Т. Н. Алиховой определены: *Graptodictya bonnemai* B a s s., *Platystrophia* cf. *trapezoidalis* Al., *Cyrthonotella* ex gr. *kuckersiana* W y s o g., *Asaphus proetextus* Т о г н о. и др.

В Валдайской скважине характерная фауна не встречена (Моисеенко, Александрова, 1963).

Мощность горизонта в Пестове составляет 41 м; в Валдае неполная мощность хревицких пород равна 19 м (инт. 853,6—872,5 м).

Кегельский горизонт в пределах рассматриваемого района выделяется в Пестовской и Максатихинской скважинах. К кегельскому горизонту отнесены неравномерно глинистые серые, местами зеленоватые доломитизированные, преимущественно органогенные известняки, выше переходящие в серые и темно-серые, участками глинистые доломиты.

Кегельский возраст этих отложений в пестовском разрезе и положение границ горизонта подтверждены палеонтологическими находками: в нижней части (инт. 942,8—980 м) встречены брахиоподы *Actinomena asmusi* V e r n., трилобиты *Basilicus* cf. *kegelensis* S c h m. и другие менее характерные формы, а в верхней части — мшанки *Pachidictya* aff. *cuclostomoides* E i c h w., *Hemiphragma* aff. *glabrum* B a s s. и остракоды *Mica* sp.

В Максатихе из этих отложений (один образец с инт. 1171—1173 м) выделен комплекс акритарх, в котором (по Н. И. Умновой) резко преобладают оболочки *Trachypsophosphaera* N a u m. — очень маленькая форма (33%), *T. asperata* N a u m., *T. hyalina* N a u m. (12%). Кроме них, присутствуют оболочки *Trachymarginata* sp. (7%), *T. sokolovi* T i m. (6%), *Baltisphaeridium minor* N a u m., *B. crassum* N a u m. (10%), *B. stellatum* D e f l. (6%), *Micrhystridium* sp. с короткими волосяными шипиками.

В пестовском разрезе мощность кегельского горизонта равна 59 м (см. рис. 10). В Максатихе хревицкий и кегельский горизонты (иевский надгоризонт) расчленены не были; суммарная их мощность составляет 62,5 м (инт. 1138,5—1201 м).

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

К верхнему ордовику условно отнесена толща карбонатных пород, залегающая в Пестове и Максатихе между кегельским горизонтом ордовика и средним девоном. Эта толща по литологии и положению в разрезе хорошо сопоставляется с везенбергскими отложениями, обнаруженными В. А. Селивановой (1968) в последние годы в районе г. Чудово Новгородской обл. Здесь верхнеордовикские отложения, залегающие на кегельском горизонте, представлены скрытокристаллическими (афанитовыми) крепкими очень светлыми доломитами и охарактеризованы комплексом везенбергских ископаемых.

Везенбергский (?) горизонт в Пестовском разрезе представлен внизу — серыми, светло-серыми и белыми микрозернистыми, местами глинистыми, участками перекристаллизованными доломитами, а сверху — песчанистыми доломитами и песчаниками с доломитовым цементом. В верхней части (инт. 851—858 м) по всему слою встречаются гальки и гравийные зерна микрозернистых карбонатных пород и кварца. На глубине около 883 м встречен тонкий прослой пятнистой карбонатной породы — скопление харовых водорослей (?). Мощность — 70,5 м.

В Максатихинской скважине по каротажным диаграммам выделяется (инт. 1077—1138,5 м) аналогичная пачка, керном практически не охарактеризованная (поднято 0,25 м).

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ (ЯРОСЛАВСКАЯ СЕРИЯ)

Рассматриваемые отложения распространены только в центральной части Московской синеклизы. Они вскрыты Любимскими, Рыбинскими, Некрасовской, Вологодской, Судиславской и Краснохолмской скважинами. Ярославская серия впервые была выделена Л. М. Бириной (1954) в разрезе Любимской опорной скважины из комплекса слоев, ранее относившихся к палеонтологически неохарактеризованному среднему девону. Сложенная в общем немymi сульфатизированными терригенно-доломитовыми породами, ярославская свита залегает между палеонтологически охарактеризованными отложениями среднего ордовика и среднего девона и по литолого-фациальному составу резко отличается от подстилающих и покрывающих пород. Л. М. Бириня предположительно отнесла эти отложения к силуру. В дальнейшем ею (1957) были пересмотрены разрезы и других скважин в северной части Московской синеклизы, и отложения, аналогичные ярославской серии Любима, были выделены в Вологде и Пестове. С. Н. Наумовой в Вологодской скважине был обнаружен комплекс растительных микрофоссилий, свойственный горизонту юру нижнего силура.

При обработке новых материалов бурения в Рыбинском и Некрасовском районах В. А. Панченко и В. М. Ереминой также были выделены отложения, соответствующие ярославской серии любимского разреза; авторами они относились к среднему ордовику. Аналогичные отложения в Красном Холме сопоставлялись В. А. Васильевым с ярославской серией.

Ярославская серия по литологическим признакам расчленяется на митинскую, ниже- и верхневарлыгинскую и пироговскую толщи; последняя по ряду признаков относится к девону и рассматривается в соответствующем разделе. Органические остатки в митинской и варлыгинских толщах исключительно редки и очень плохой сохранности. Имеющиеся данные, касающиеся палеонтологической характеристики этих отложений, немногочисленны и часто довольно противоречивы. Однако обнаруженные в ряде случаев ископаемые остатки ордовикского типа (остракоды в Любимской скв. Л-2, брахиоподы и кораллы в Краснохолмской скважине и акритархи, изученные во многих разрезах) дают основание относить ярославскую серию к ордовикской системе; имеющиеся определения девонских ископаемых не являются бесспорными и, по-видимому, нуждаются в уточнении.

Митинская толща в стратотипическом разрезе Любимской опорной скважины представлена (Бирина, 1954) песчано-глинистыми сульфатизированными породами с прослоями доломитов.

В основании толщи залегают прослой белого кварцевого алевролита с незначительной примесью зерен кварцитов и полевых шпатов. Цементированы алевролиты регенерационными выделениями, ангидритом, баритом и карбонатами; в тяжелой фракции преобладают циркон и турмалин (Бирина, 1957). Выше залегают доломиты желто-серые, микро- и тонкозернистые, нередко пронизанные выделениями ангидрита. Среди кристаллических доломитов присутствует прослой (глуб. 1885 м) мелкообломочного доломита и прослой глин в различной степени доломитизированных, темно- или светло-зеленоватых с небольшой примесью мелкозернистого алевритистого песка.

На доломитах лежат зеленовато-серые карбонатные глины, иногда алевритистые, местами сульфатизированные, с прослоями песчаников с глинистым, карбонатным или ангидритовым цементом, алевритов и редкими мелкими прослоями доломитов. В более грубозернистых разностях песчаников наблюдается косая слоистость, в тонкозернистых — слоистость горизонтальная, подчеркнутая тонкими пропластками зеленой глины; в тяжелой фракции песков заметно увеличенное содержание аксессуарных минералов — циркона и турмалина, а также присутствует глаукоцит. В интервале 1853—1864 м встречен прослой пестроцветной доломитизированной глины с беспорядочными вкраплениями мелкозернистых песков, с алевритовыми прослоями и с гнездами розовато-серого ангидрита, а в интервале 1831—1837 м — прослой углистых глин и глинистых доломитов, с остатками растительных микрофоссилий (по С. Н. Наумовой). Из средней, глинисто-алевролитовой, части митинской толщи в Любимской скв. Л-2 (инт. 1917—1921 м) Н. И. Умной выделен комплекс акритарх, в котором резко преобладают два вида: *Leiopsophosphaera aperta* Scher. (26%) и очень маленькая форма *Trachyposphosphaera Naum.* (25%). Кроме них, присутствуют: *Uniporata Naum.* — маленькая форма с гладкой оболочкой (14%), *Trachymarginata Naum.* (11%), *Leiomarginata Naum.* (5%), *Leiopsophosphaera minutissima Naum.* (6%), *Micrhystridium eotonensis* Down. (6%) и мельчайшие сильно смятые оболочки из рода *Discina Naum.*

Западнее Любима митинские отложения становятся более глинистыми и увеличивается их карбонатность. В некрасовском и вологодском разрезах они представлены глинистыми песчаниками и мергелями, переслаивающимися, по-видимому, в равных долях. Песчаники светло-серые и зеленоватые, разнозернистые — от мелкозернистых до крупнозернистых, кварцевые, с глинисто-карбонатным и гипсовым базальным цементом, содержащие прослой карбонатных песчаных ангидритизированных глин. Зерна кварца иногда плохо отсортированы, угловатые

или угловато-окатанные; встречаются различно окатанные зерна полевых шпатов. Обломочный материал составляет 50—75%. В цементе — изометрические кристаллы доломита, тонкочешуйчатое глинистое вещество (до 50%) с псевдомонокристаллическим погасением и окатанные и слабо окатанные зерна кварца (до 10%). Мергели доломитовые, несколько алевритистые, серовато-розовые (внизу) или темно-серые с буроватыми прожилками и вкраплениями, неяснослоистые, крепкие; в цементе — глинистое тонкочешуйчатое вещество с одновременным погасением. В кровле митинской толщи залегают глинистые светло-серые известняки с темно-зелеными мелкими кольцеобразными разводами, придающими породе конгломератовидность (Бирина, 1957).

Минеральный состав тяжелой фракции характеризуется преобладанием циркона (29—48,5%), турмалина (12—36%) и граната (10—30%); количество рутила уменьшается с глубиной (от 8,5 до 1,5%); в небольших количествах присутствует анатаз, спорадически — сфен, брукит, дистен, ставролит, андалузит, апатит; неустойчивые минералы отмечены только в отдельных образцах, пирит встречен в незначительных количествах. В мергелистых породах верхней части толщи встречена *Lingula* sp. (определение Д. Н. Утехина) и мелкие остатки рыб? (Некрасовская скв., инт. 1781—1787 м); в Вологде (инт. 1447—1459 м) С. Н. Наумовой был определен комплекс микрофоссилий нижнесилурийского облика.

В рыбинском разрезе, расположенном еще западнее, митинская толща представлена в основном глинистыми породами — пестроцветными аргиллитоподобными доломитизированными глинами с прослоями алевролитов, а в средней части — доломитовых мергелей. Глины красно-коричневые алевро-песчанистые, в различной степени доломитизированные, сложенные тонкочешуйчатыми ориентированными в одном направлении глинистыми минералами. Обломочный материал (от 5—6 до 25%) представлен корродированными и угловато-окатанными зернами кварца, мутными пелитизированными полевыми шпатами и единичными узкими листочками бесцветной слюды; породы неравномерно, иногда послойно, ожелезнены. Серовато-зеленые кварцевые алевролиты, сцементированные глинисто-карбонатным веществом, образуют неправильной формы прослои. Выше залегают темно-коричневые с фиолетовым оттенком слабо песчанистые аргиллиты, местами с зеленовато-серыми пятнами и прослоями, более доломитизированные в верхней части.

В прослое доломитизированного аргиллита из верхней части митинской толщи в Рыбинской скв. Р-2 (инт. 1575—1579 м) выделен комплекс акритарх, в котором преобладают очень мелкие формы *Trachysophsphaera* Naum. (15%), *Leiopsophsphaera minutissima* Naum. (13%), мелкие, сильно смятые оболочки из рода *Discina* Naum. (17%), аналогичные встреченным в нижней части толщи в Любимской скважине, *Uniporata* Naum. — мятые оболочки с большой порой (10%) и мелкие шагреновые формы (16%). В небольшом количестве встречаются оболочки с порой и трещиной типа *Schismatosphaeridium* Starlin (2%) и только с трещиной без поры (5%).

Максимальная мощность митинской толщи отмечена в районе Вологды (101 м) и Любиме (82—84,5 м). К югу и, по-видимому, к северу от этой площади мощность уменьшается до 58,5 (Некрасовское) и 75—69 м (Рыбинск, скв. 5-р и Р-2).

Нижневарлыгинская толща была выделена Л. М. Бириной (1954) в разрезе Любимской опорной скважины как «варлыгинская толща». По аналогии с разрезом опорной скважины, а также по литологии и электрокаротажным данным эта толща выделяется на Любимской и

Рыбинской разведочных площадях, в Некрасовской, Судиславской и Краснохолмской скважинах.

Литолого-фациальный состав рассматриваемой толщи хорошо выдерживается на всей площади распространения. В основании ее лежат светло-серые микрозернистые известняки с мелкими скоплениями органических остатков. Здесь отмечены обломки раковин брахиопод, гастропод, остракод, членики криноидей, обломки щитков трилобитов (?). Известняки комковатого строения с бугристыми поверхностями, с пленками буровато-черной глины по наслоению; в основании и кровле слоя известняки доломитизированы (Бирин, 1957).

В некрасовском разрезе (по В. М. Ереминой) среди органогенно-обломочных известняков присутствуют подчиненные прослои доломитов серых и темно-серых, мелко- и тонкозернистых, слабо глинистых, местами алевритистых, неяснослоистых, крепких; сложены они ромбоэдрами и кристаллами изометрической формы, сцементированными глинисто-карбонатным, местами светло-желтым органическим веществом; в цементе иногда наблюдаются скопления кластического материала — зерен кварца и полевых шпатов.

Органические остатки, встреченные в органогенно-обломочных известняках, имеют очень плохую сохранность. В Любимской опорной скважине А. И. Ляшенко обнаружил обломки раковин брахиопод, по скульптуре напоминающих *Theodossia* Na l. и *Gypidula* sp., и считает вмещающие породы более древними, чем девон. В разведочной скв. Л-2 (инт. 1840—1845 м) В. А. Иванова определила остракоды, подобные ордовикским: *Haploprimita?* sp., *Dilobella?* sp. и *Longinacula* sp. М. Ф. Жаркова и другие (1967) в Любимской опорной скважине выделили комплекс микрофоссилий — *Leiosphaeridium* ex gr. *eisenacki* Tim., *Hystriospheridium* (*Baltisphaeridium*) ex gr. *longispinosum* Eis. и др. — предположительно среднеордовикского возраста.

По-видимому, в аналогичных слоях Вологодской скважины (инт. 1392—1403 м) С. Н. Наумовой был обнаружен комплекс микрофоссилий, близкий выявленному ею в митинской толще. В Некрасовской скважине (инт. 1756—1759 м) А. И. Ляшенко были предположительно определены брахиоподы: *Atrypa* cf. *olchovensis* Lja sch. и *Productella* cf. *mosolovica* Lja sch., а Р. Б. Самойловой — ордовикская остракода *Dilobella?* sp.

Н. И. Умновой из органогенных известняков нижней части толщи в Рыбинской скв. Р-2 (инт. 1563—1567 м), Любимских Л-2 (инт. 1830—1840 м) и Л-4 (инт. 1760—1768,9 м) и Некрасовской (инт. 1756—1759 м) скважинах выделен комплекс акритарх, в котором преобладают оболочки рода *Trachyporphosphaera* Naum. (мелкие формы — 14—27% и тонкие мелкоморщинистые формы — 7—23%), а также присутствуют *Micrhystridium varians* St. et W. (9—20%), *M. eotonensis* Downie (1—6%), *M. sp.*, с тонкими волосовидными шипиками (1—6%), *Lophosphaeridium millegrana* Andr. (1—9%), *Cymatiosphaera pavimenta* Defl. (5—6%), *Trachymarginata* Naum. (3—9%). В небольших количествах, но постоянно встречаются оболочки *Baltisphaeridium rugosa* Naum. (2%), *B. stellatum* Defl. (3%), *B. multipilosum* Eis. (3%) и оболочки *Uniporata* Naum. очень разнообразные по форме и характеру скульптуры поверхности.

В Рыбинске (скв. Р-2, инт. 1493—1501 м), Любиме (скв. Л-4, инт. 1735—1744 м) и Красном Холме (глуб. 1393 м) совершенно аналогичный комплекс акритарх был встречен в более высоких слоях нижневарлыгинской толщи.

Выше органогенных известняков залегает мощная толща, образованная переслаиванием алевритистых или песчаных доломитов и

доломитов мелкозернистых песчаниковидных (Бирин, 1957). Песчаные доломиты голубовато-серые, белые или кремовые, микрозернистые, тонкослойные, местами с темно-серыми прожилками. В Любимской опорной скважине (глуб. 1817 м) в основании песчаных доломитов залегает слой черного среднекристаллического несколько глинистого доломита с сажистыми налетами по наслоению. Примесь песчано-алевритового материала распределена в породе неравномерно. В нижней части доломиты относительно слабо песчаные, в средней же части обломочный материал образует целые самостоятельные прослои. Песчаниковидные доломиты твердые, в нижней части желтоватые, часто битуминозные, содержат перекристаллизованные обломки члеников криноидей и другой фауны (?); в верхней — пестроцветные сиреневые или красно-коричневые.

В некрасовском, вологодском и рыбинском разрезах доломиты серые, темно-серые или зеленоватые, в значительной степени ангидритизированные, глинистые, местами пятнистые. Вверх они переходят в слоистые или неяснослойные доломиты, содержащие плохо сохранившиеся остатки брахиопод и иглокожих. Породы сложены изометрическими зернами и правильными ромбоэдрами доломита. В цементе присутствуют алевритовые зерна кварца и пелитизированные и корродированные зерна полевых шпатов; текстура пород микрослойная, с послойными выделениями ангидрита и гипса. В верхней части часто присутствуют подчиненные прослои серых кварцевых алевролитов и песчаников мелко- и среднезернистых с карбонатно-глинистым цементом. Заканчивается нижняя толща доломитами глинистыми, несколько песчаными зеленовато-серого и лилового цвета с вишнево-красными прожилками.

Краснохолмская скважина вскрыла только верхнюю часть нижневарлыгинской толщи. В этом разрезе она представлена преимущественно доломитами с прослоями глинистых доломитизированных известняков и карбонатных глин. Л. М. Бириной в интервале 1361—1366 м обнаружен прослой пятнистой карбонатной породы, пронизанный крупными ходами илоедов, выполненными крупнозернистым кальцитом (?); этот прослой она сопоставляет с водорослевым известняком из везенбергского горизонта пестовского разреза. На глубине 1361 м Л. М. Бириной была встречена брахиопода *Rafinesquina* sp., указывающая на ордовикский возраст включающих пород.

Наибольшая мощность нижневарлыгинской толщи отмечена (см. рис. 10) в Рыбинске (109—127 м), Некрасовском (99 м) и Вологде (89 м); в пределах Любимского тектонического поднятия мощность толщи изменяется от 59 м в своде структуры (скв. Л-1) до 95 м на крыле (скв. Л-2).

Верхневарлыгинская толща развита в пределах погруженной части Московской синеклизы. Изучение и сопоставление разрезов глубоких скважин показало, что в ярославской серии, выше «варлыгинской толщи» Л. М. Бириной, присутствует еще одна, очень характерного облика, терригенно-карбонатная толща, которая была нами названа верхневарлыгинской толщей. В любимских разрезах эта толща отсутствует. Стратотипом для верхневарлыгинской толщи может служить разрез Рыбинской скв. 5-Р в инт. 1374—1490 м.

Рассматриваемая толща легко выделяется на диаграммах стандартного каротажа и уверенно коррелируется по всем разрезам. На подстилающих отложениях она залегает, по-видимому, с размывом. Покрывается верхневарлыгинская толща девонскими породами; в Ры-

бинске, в Некрасовском — пироговой толщей, в Красном Холме — пярнскими отложениями, а в Вологде — верхним девонем.

Верхневарлыгинская толща представляет собой полный циклически построенный комплекс слоев. Песчаники, залегающие в основании (по В. А. Панченко), мелко- и тонкозернистые, синевато-серые, кварцевые, с глинисто-доломитовым цементом, микропористые, крепкие. В шлифах видно, что цементирующая порода, сложенная изометрическими кристаллами доломита и тонкорассеянным глинистым веществом, преобладает над обломочной частью песчаников (в шлифах эти породы описаны как песчаный доломит). Количество обломочного материала в породе составляет 30—35%; представлен он преимущественно плохо отсортированными окатанными и угловато-окатанными зернами кварца, значительно реже — полевых шпатов; аксессуарные минералы представлены единичными зернами турмалина, ставролита, реже — циркона и граната.

Выше лежат карбонатные породы, характеризующиеся исключительно высокими значениями кажущегося сопротивления; во всех разрезах, где они присутствуют, величина электрического сопротивления устанавливается только в третьем, самом мелком, масштабе кривой КС.

Здесь развиты пестроцветные доломиты — желтоватые, фиолетовые, красновато-коричневые, зеленоватые, часто очень ярких расцветок. Доломиты пелитоморфные, глинистые, с тонкими прожилками белого прозрачного ангидрита и розоватого гипса. Доломиты сложены ромбоэдрами и изометрическими кристаллами, тесно прилегающими друг к другу. В доломитах часто наблюдаются скопления обломков перекристаллизованной фауны, среди которой можно различить обломки брахиопод, остракод и иглокожих. Заканчивается карбонатная пачка конгломератовидными или брекчированными доломитами, образовавшимися, вероятно, в результате преддевонского выветривания.

В краснохолмском разрезе (по В. А. Васильеву) в одном из органических прослоев отмечены мелкие остатки рыб (?); здесь же Р. Ф. Геккером определен *Orthis* sp., а Л. М. Биринной, в интервале 1272—1275 м, обнаружен коралл *Rectigrewingkia* sp. (определение Д. Л. Кальо) — форма, характерная для набальского и вормского горизонтов верхнего ордовика. Породы этой пачки (по Р. Ф. Геккеру) напоминают силурийские отложения с о. Сарема.

Мощность верхневарлыгинской толщи составляет: в Рыбинске (скв. 5-р) — 56, в Некрасовском — 53, в Вологде — 47, в Красном Холме — 55 м.

Таким образом, верхневарлыгинскую толщу, содержащую остатки кораллов, следует сопоставлять, по-видимому, пока условно, со средней частью верхнего ордовика (набальский и вормский горизонты).

Подстилающая ее нижневарлыгинская толща при сопоставлении с Пестовской опорной скважиной по каротажным диаграммам обнаруживает замечательное сходство с кегельским горизонтом среднего и везенбергским горизонтом верхнего ордовика (см. рис. 10). Необходимо, однако, иметь в виду, что некоторые формы акритарх, встреченные в нижневарлыгинской толще — *Micrhystridium varians*, *M. eotonensis*, *Cymatiosphaera pavimenta*, *Baltisphaeridium stellatum*, были описаны из венлокских отложений Англии и Франции.

Нижележащая митинская толща по положению в разрезе (см. рис. 10) может соответствовать всей средней части среднего ордовика — части идаверского и всему хревицкому горизонтам, но представлена она отложениями иного, чем в западных разрезах, литолого-фациального облика.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Тремадокский эпиконтинентальный бассейн полностью унаследовал палеогеографические условия, существовавшие в кембрийском море. Однако уже с аренигского времени привнос обломочного материала в бассейн резко сокращается и появляются фации открытого моря, характеризующиеся преобладанием известковых осадков в западной части бассейна, глинисто-карбонатных — в средней и алевро-глинисто-карбонатных — в восточной. Медленное углубление и, возможно, расширение ордовикского моря продолжалось до начала карадокского времени, когда произошли, по-видимому, мощные поднятия суши на востоке бассейна. В это время вновь резко увеличивается снос обломочного материала в восточную часть бассейна, а временами (митинский век) повышается и соленость последнего, тогда как в западной части, до меридиана Пестово-Максатиха, продолжалось накопление карбонатных пород. Условия открытого, но, вероятно, засоленного бассейна восстанавливаются в ордовикском бассейне в связи с опусканиями Московской синеклизы в ниже- и верхневарлыгинский века (средний и верхний карадок).

Перестройка структурного плана территории, происшедшая на рубеже нижнего палеозоя и девона в связи с герцинскими орогеническими движениями на окраинах Русской платформы, обусловила крупные поднятия центра платформы и глубокий размыв додевонских осадочных образований.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

На рассматриваемой территории девонские отложения распространены повсеместно, причем на большей ее площади они залегают глубоко от дневной поверхности. В Ярославской, Костромской, Владимирской и Московской областях, расположенных в центральной части Московской синеклизы, девонские образования покрыты толщей каменноугольных, пермских, триасовых, юрских, меловых и четвертичных отложений общей мощностью до 800 м. В северных районах Рязанской, Калужской и в восточных районах Смоленской и Калининской областей, т. е. на крыльях синеклизы, мощность пород, перекрывающих девон (каменноугольных, юрских, меловых и четвертичных), уменьшается до 450—250 м. Еще ближе к дневной поверхности девонские отложения залегают (под каменноугольными, мезозойскими и четвертичными напластованиями) на юге Рязанской, Тульской и Калужской областей. Здесь по Оке, Снежеди, Черни, Плаве, Красивой Мече и некоторым другим рекам местами обнажаются самые молодые горизонты девона. На юго-западе Калининской и западе Смоленской областей мезозойские и каменноугольные отложения выклиниваются и девон залегает непосредственно под породами четвертичного возраста, достигающими мощности 80—100 м, а местами и более. На этой территории коренные выходы пород девона обнаружены только у Демидова и в Смоленске. Ближайшие их обнажения на соседней площади известны лишь в 25—50 км западнее — по Днепру под Оршей и по Западной Двине под Витебском.

Разрез девонских отложений на различных участках рассматриваемой территории существенно изменяется. Юго-восточный участок, включающий южные районы Рязанской, Тульской и Калужской областей, тяготеет к северной окраине Центрального девонского поля, для которого характерен преобладающе карбонатный состав отложений при сравнительно небольшом развитии доломитов. Северо-западная часть, занимающая почти всю Калининскую область и северо-западные рай-

оны Ярославской, по составу отложений родственна Главному девонскому полю благодаря значительному развитию терригенного материала, поступавшего с Балтийского щита. На остальной площади разрез девона в общем близок к разрезу юго-восточной части, однако он отличается от него значительным увеличением мощности ряда горизонтов, большей доломитизацией карбонатных пород, существенным развитием на отдельных уровнях ангидрита, гипса и каменной соли.

Суммарная мощность отложений девонской системы на южной и западной окраинах территории составляет 650—750 м, на севере — в Любиме — увеличивается до 827 м, а в центральной части (Москва, Серпухов) и на юго-востоке (Мосолово, Ряжск) достигает 900—1018 м.

В истории изучения девонских отложений рассматриваемой территории можно различить два периода. Первый, начавшийся в дореволюционное время и закончившийся к концу 30-х годов, характеризуется выявлением естественных обнажений и констатацией девонских отложений в отдельных скважинах. Иногда делались попытки привязать вскрытые слои девона к разрезам Центрального или Главного девонского поля, на основе которых в этот период была создана стратиграфическая схема девона центральных районов Русской платформы. Второй период характеризуется появлением научно обработанного материала многочисленных глубоких скважин, осветивших строение девонских отложений погруженной части Московской синеклизы на всей рассматриваемой территории. Этот материал существенно уточнил и дополнил представления о строении девонских отложений Центральных районов, в особенности среднего девона.

Изучение девонских отложений Главного и Центрального полей началось в середине прошлого столетия. На Главном поле их наличие впервые установили одновременно в 1840 г. Г. Гельмерсен, Л. Бух и Э. Эйхвальд, а на Центральном, годом позднее, Г. Гельмерсен и Р. Мурчисон. Тогда же Гельмерсен (1840, 1841 б. в), Мурчисон при участии А. Кейзерлинга и Е. Вернейля (1841, 1849) и несколько позднее Р. Пахт (1856) описали главнейшие разрезы этих отложений. Однако общая последовательность напластования в отложениях среднерусского девона оставалась недостаточно ясной. Решение этой проблемы выпало на долю П. Н. Венюкова, который в 1884 г. опубликовал обзор литологии и стратиграфии девона обоих полей, а в 1886 г. привел монографическое описание большого количества ископаемых, представляющих почти все группы девонской фауны. Он правильно установил последовательность слоев, разработал и сопоставил друг с другом стратиграфические схемы отложений Центрального и Главного полей (табл. 5, см. прилож.). Но он ошибочно отнес выделенные им евлановский и воронежский горизонты и горизонт со *Spirifer verneuilii* (и соответствующие им слои Главного поля) к среднему девону. Надо сказать, что в эти же годы Ф. Н. Чернышев (1884) справедливо доказывал, что горизонт со *Spirifer verneuilii* относится не к среднему, а к верхнему девону.

В 1908—1913 гг. данково-лебединский горизонт П. Н. Венюкова был расчленен группой гидрогеологов во главе с А. С. Козменко на семь «ярусов» (см. табл. 5).

В 1922 г. вышел из печати «Обзор геологического строения Европейской России» А. Д. Архангельского, в котором он принял схему девона П. Н. Венюкова с дополнениями С. В. Обручева (1916). Горизонт со *Spirifer verneuilii* этот исследователь переименовал в семилукский (по г. Семилуки на Дону, где расположены классические обнажения этого горизонта).

В 1923 г. появилась работа Д. В. Наливкина, положившая начало современным представлениям о возрасте напластований девонской системы на Русской платформе. Семилукский, воронежский и евлановский горизонты на основании анализа фауны были отнесены автором к франскому, а елецкий и данково-лебединский к фаменскому ярусам. Более подробно эти вопросы освещены Д. В. Наливкиным в работе 1925 г., в которой дается характеристика группы *Spirifer anossofi* Verp., выделенной автором в новый самостоятельный род *Theodossia*, и приводится сопоставление разрезов девона центральных и северо-западных районов платформы Тимана и западного склона Урала.

В 1924 г. А. Д. Архангельский описал по материалам бурения в Щигровском районе Курской области неизвестные до того отложения мощностью до 100 м, залегающие здесь между семилукским горизонтом и кристаллическим фундаментом. Он назвал их щигровским горизонтом и отнес к франскому ярусу верхнего девона. В семи толщах, на которые этот исследователь разделил щигровский горизонт, в настоящее время без труда можно узнать многие подразделения современных стратиграфических схем среднего и верхнего девона центральных районов.

В 1925 г. В. Н. Крестовников наметил расчленение семилукского, воронежского и евлановского горизонтов на более дробные единицы. Эта детализация частично получила развитие в работах Д. В. Наливкина и Б. П. Марковского (1930, 1934).

В 1937 г. Д. В. Наливкин выделил нижнюю часть щигровских слоев в самостоятельные старооскольские слои, которые отнес к верхам живетского яруса среднего девона.

В результате работ А. С. Козменко, Д. В. Наливкина, А. Д. Архангельского, В. Н. Крестовникова, Б. П. Марковского, Д. В. Наливкина и других стратиграфическая схема девонских отложений Центрального девонского поля к концу 30-х годов была значительно уточнена, а также дополнена в отношении нижних горизонтов (см. табл. 5).

Существенной детализации подверглась также и схема стратиграфии девона Главного поля, в основном благодаря работам группы ленинградских геологов (В. П. Бархатова, Е. П. Брунс, М. Ф. Филиппова, Н. Н. Форш и другие, во главе с Р. Ф. Геккером и Д. В. Обручевым). Д. В. Обручев (1930, 1933) разделил нижний песчанниковый ярус Венюкова на горизонты: перновский, наровский, лужский, оредержский, оставленные им в среднем девоне, и подснетогорский, отнесенный к верхнему девону. Р. Ф. Геккер (Геккер и др., 1932, 1935) в вышележащей известняковой толще выделил: снетогорские, псковские (те и другие совместно с Д. В. Обручевым), чудовские, шелонские, свиородские, шильменские и бургские слои, а в верхней пестроцветной толще — смолтинско-ловатскую, чимаевскую и биловскую серии карбонатных пород, залегающие «клиньями» среди терригенных отложений. Чимаевскую и биловскую серии Геккер отнес к фаменскому, а все нижележащие слои к франскому ярусам.

Вопросы литологии в работах охарактеризованного периода освещались, как правило, очень скупо. Наибольшее внимание им уделили В. Н. Крестовников (1925), М. Ф. Филиппова (1934), Е. П. Брунс (1935 г.), Р. Ф. Геккер (1935).

В погруженной части Московской синеклизы девонские отложения впервые были достигнуты скважиной ударного бурения, пройденной в 1870 г. в Москве на Яузском бульваре. По девонским отложениям скважина прошла около 100 м, однако благодаря плохой документации этих разрезов остался не изученным. Возможно, что девона достигла так-

же скважина на Сосновской мануфактуре в г. Иваново, пробуренная в 1910—1914 гг. до глубины 702 м (Пчелин, 1936).

В самом конце XIX и начале XX столетия девонские отложения на западе и юге рассматриваемой территории были вскрыты серией сравнительно неглубоких (до 300 м) скважин, бурившихся при изысканиях железных дорог и для водоснабжения промышленных предприятий. Позднее, главным образом уже после Великой Октябрьской социалистической революции, пород девона достигла небольшая часть скважин, бурившихся в Подмосковном буруюгольном бассейне. Девонские отложения при бурении на воду и уголь практически не изучались.

Впервые полный разрез девонских отложений Московский синеклизы удалось получить лишь в конце 30-х годов. В 1929 г. в Москве на территории городской бойни было начато ударное разведочно-эксплуатационное бурение, доведенное до глубины 781,5 м. Разрез девона от данково-лебединских до петинских слоев составили по макроскопическому описанию пород Н. В. Бобков (1933 г.) и А. П. и Е. А. Ивановы (1930—1933 гг.). Последними определены скудные органические остатки и ориентировочно дано стратиграфическое расчленение разреза. Сокращенный вариант этого разреза опубликован В. А. Жуковым (1934). В 1934 г. эти же горизонты описала Ю. М. Феофанова по кернам скважины ВИМСа, пробуренной в 1931—1932 гг. в Москве на Большой Ордынке (это описание приведено в сводной работе А. Д. Архангельского, 1934). Бурение Боевской скважины продолжалось до 1940 г., когда на глубине 1648 м был достигнут кристаллический фундамент. К этому времени закончилось бурение еще двух глубоких скважин: ВИМСа — в южной части Окско-Цнинского вала, у с. Сборное близ Шацка (остановлена в нижнецигровской подските, на глуб. 617,12 м) и Института курортологии в Москве, на Красной Пресне (остановлена в низах верхнефаменского подъяруса, на глуб. 500 м).

Материалы Боевской, Ордынской и Цнинской скважин обрабатывали Ю. М. Феофанова (1934 г.), К. Ф. Терентьева и М. А. Болховитинова (1935 г.), Д. Е. Егоров (1935 г.), К. Филатов (1935—1937 гг.), В. А. Туруновский (1935—1938 гг.), В. Н. Железкова (1937, 1938 гг.), Р. М. Пистрак, при консультации Р. Ф. Геккера, Д. В. Наливкина, Б. П. Марковского, Д. В. Обручева, Е. Д. Сошкиной и др. Керны Краснопресненской скважины были изучены М. С. Швецовым (1940б).

Карбонатные отложения верхнего девона, вскрытые Боевской, Ордынской и Цнинской скважинами, были разделены Р. М. Пистраком по общепринятой стратиграфической схеме Центрального девонского поля, с детализацией части франского яруса по схеме Р. Ф. Геккера (см. табл. 5). В нижележащих отложениях, отнесенных к среднему девону, она выделила три литологических комплекса: 1) нижний — песчано-глинистые породы мощностью около 475 м; 2) средний — карбонатные и глинистые породы, внизу с прослоями ангидрита и гипса мощностью около 116 м и 3) верхний — пестроцветные песчано-глинистые породы, сверху с остатками рыб, мощностью около 192 м. В составе этих комплексов Р. М. Пистрак выделила ряд литологических толщ, которые в дальнейшем получили значение самостоятельных стратиграфических единиц. Нижний комплекс Пистрак сопоставила с перновскими (пярнускими) слоями, второй — с наровскими и третий — с лужскими и ордежскими слоями Главного девонского поля. Такое толкование московского разреза было принято большинством геологов (Шатский, 1937—1946; Архангельский, 1937—1948; Белоусов, 1944; Бакиров, 1948а и др.).

Ошибочное представление об отсутствии в Центральных районах осадочных отложений, более древних чем среднедевонские, привело к ряду неправильных выводов по истории формирования Московской синеклизы. Между тем еще в 1940 г. Б. М. Даньшин считал, что большая часть первого комплекса, не содержащая остатков рыб, может принадлежать нижнему палеозою, А. Н. Мазарович в 1948 г. высказал предположение о силурийском возрасте первого комплекса, Д. Н. Утехин (совместно с Б. А. Яковлевым и М. И. Яковлевым), полагал, что к девону следует относить лишь верхнюю из девяти пачек, на которые Р. М. Пистрак разделила первый комплекс.

В 1947—1953 гг. на рассматриваемой территории было пробурено более 20 опорных и разведочных скважин, вскрывших полностью отложения девона. Обработка материала, полученного в результате опорного бурения, выполнялась М. Ф. Филипповой, Л. М. Бириной, А. И. Ляшенко, И. Г. Гассановой, Л. И. Соколовой, З. Л. Майзель, К. А. Байковой (Ермаковой), Г. П. Ляшенко, А. Н. Петровской, А. В. Копелиовичем, Н. В. Смирновой, А. Г. Завидоновой, Е. Г. Буровой, С. В. Тихомировым, Ц. И. Питковской, Д. Н. Утехиным, В. Т. Никитюк (Умновой), Н. Д. Конжуковой и др. Для этих работ характерны углубленность литологических и палеонтологических исследований, широкое использование геофизических, геохимических, люминесцентных, битуминологических и газокаротажных методов изучения. Для стратиграфического расчленения разрезов, помимо брахиопод, списки которых пополнились большим числом новых руководящих видов (А. И. Ляшенко), широко и успешно использовались остракоды (Л. Н. Егорова, Е. Н. Поленова, В. Г. Егоров, Р. Б. Самойлова и др.), тентакулиты (Г. П. Ляшенко), кораллы (К. А. Ермакова). Для расчленения фаунистически немых толщ, в особенности терригенных, решающую роль приобрело изучение спорово-пыльцевых комплексов (С. Н. Наумова, М. Ф. Жаркова).

Первые публикации о результатах обработки материалов опорного бурения сделаны В. М. Сеньюковым (1948), В. М. Сеньюковым и А. А. Бакировым (1949), Р. М. Пистрак (1950а), Н. Н. Тихоновичем (1951). В 1951 г. ВНИИгазом издано два сборника статей, посвященных литологии, палеонтологической характеристике и стратиграфии девона отдельных разрезов и районов (авторы Е. Г. Бурова, А. Г. Завидонова, А. В. Копелиович, Р. М. Пистрак и В. А. Сытова, А. Н. Петровская и др.).

К 50-м годам делаются попытки усовершенствовать стратиграфическую схему, предложенную Р. М. Пистрак для московского разреза. В 1949 г. Д. Н. Утехин и Р. Б. Самойлова в Плавской, Бяратинской и Тамбовской скважинах разделили верхний терригенный комплекс на две толщи. Верхнюю, в которой были обнаружены остатки *Asmusia vulgaris* Lutk., они отнесли к франскому ярусу верхнего девона, а нижнюю, с остатками остракод и брахиопод живетского типа, к среднему девону. Почти одновременно то же было сделано по разрезам ряда других скважин А. И. Ляшенко и М. Ф. Филипповой. Несмотря на эти данные, М. М. Толстихина и Б. П. Марковский (1950) отнесли к франскому ярусу весь верхний терригенный комплекс. Сульфатно-карбонатный комплекс среднего девона синеклизы они неправильно сопоставили со старооскольскими слоями воронежского девона.

А. И. Ляшенко в 1950—1951 гг. показал, что брахиоподы верхней половины сульфатно-карбонатного комплекса имеют более древний облик, нежели старооскольские; он выделил ее как самостоятельный мосоловский горизонт. Для нижней части этого комплекса, хорошо выделяющейся по литологическому составу, К. С. Маслов предложил назва-

ние «морсовский горизонт». Подстилающие его песчано-глинистые отложения М. Ф. Филиппова (1953) назвала ряжским горизонтом.

В 1951 г. А. И. Ляшенко предложил разделить воронежские слои на два горизонта: верхневоронежский и нижневоронежский, несколько различающиеся по фауне. Годом ранее он же, совместно с М. Ф. Филипповой, выделил нижнюю часть семилукских слоев в качестве самостоятельного рудкинского горизонта.

В 1951 г. на Всесоюзном совещании была выработана и в том же году опубликована унифицированная стратиграфическая схема девона Русской платформы и западного склона Урала (материалы совещания изданы в 1953 г. в книге «Девон Русской платформы»). В последующие годы эта схема была доработана М. Ф. Филипповой и другими (1958). Более дробное расчленение девона было предложено А. И. Ляшенко (1959).

В 1952 г. была опубликована работа М. М. Толстихиной — одна из первых сводок материалов опорного бурения, в которой повторяется неправильное сопоставление разрезов среднего девона и щигровских слоев Центрального девонского поля и Московской синеклизы.

Ряд работ по детализации среднего девона были выполнены в 1953 г. С. Н. Наумовой и С. В. Тихомировым. Оригинальную стратиграфическую схему девона северных областей (Любим, Солигалич, Шарья и др.) предложила Л. М. Бириня (1954, 1957). В Любимской скважине она выделила «пироговские слои» (14 м), предположительно отнесенные ею к нижнему девону. Верхнюю часть морсовского горизонта она рассматривает как самостоятельный «сундырский горизонт». Между сундырским и мосоловским горизонтами ею выделен «трохилисковый горизонт» и все они отнесены к эйфелю. Карбонатно-сульфатную пачку морсовской толщи подмосковных разрезов Л. М. Бириня относит, с нашей точки зрения ошибочно, к силуру.

В 1957 г. ВНИГНИ опубликована большая коллективная работа под редакцией С. К. Нечитайло, в которой разбираются вопросы стратиграфии, палеогеографии и фаций палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений, дан обзор тектоники, приведены битуминологическая, газовая и гидрохимическая характеристики палеозойских, в том числе девонских отложений центральных областей Русской платформы.

Как уже указывалось выше, в 1958 г. вышел в свет коллективный труд под редакцией М. Ф. Филипповой, в котором обосновывается одна из новейших наиболее популярных стратиграфических схем среднерусского девона.

С 1954 по 1964 г. был опубликован ряд статей С. В. Тихомирова, в которых разбираются отдельные вопросы строения девонских отложений Центральных районов, а в 1967 г. вышла в свет большая работа (см. табл. 5) этого исследователя, посвященная выяснению закономерностей строения девонских отложений Русской платформы по этапам, под которыми он понимает «время одного расширения и сокращения площади морских отложений». Подробное литологическое описание пород верхнефаменского подъяруса и условий их образования содержится в работе В. Г. Махлаева (1964).

В последнее десятилетие вновь развернулось глубокое бурение (докристаллического фундамента), выполняемое преимущественно Геологическим управлением центральных районов. К настоящему времени пройдено около 15 скважин. В обработке материалов этих скважин участвовали Б. Н. Розов, В. А. Васильев, А. Г. Морев, И. Б. Савчук, В. А. Панченко, И. П. Киреев, В. Д. Федоров, М. М. Пошехов, А. А. Свирилин, М. М. Шамшурин, В. Н. Еремина, А. П. Ергаков, В. К. Каминский и др. Литологическое и петрографическое изучение

производили Л. С. Сорская, Ф. И. Красновская, З. С. Романова и др. Остатки ископаемых форм из руководящих групп фауны и флоры были определены главным образом В. В. Алексашиной, Д. Н. Утехиным, А. И. Ляшенко (брахиоподы), Р. Б. Самойловой, Е. А. Делекторской (остракоды), В. Т. Умновой, Р. Б. Мескиной (спорово-пыльцевые комплексы). Р. Б. Самойловой определены также трохилиски. Следует отметить большой прогресс в изучении палинологического материала, вызывающий необходимость ревизии некоторых прежних представлений о составе и распространении отдельных комплексов.

В настоящей главе описание девонских отложений выполнено в соответствии с стратиграфической схемой, выработанной на Межведомственном совещании в 1962 г. в Ленинграде и утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1963 г. (см. табл. 5).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ (?)

Нижнедевонские отложения, надежно подтвержденные палеонтологическими данными, на рассматриваемой территории не известны.

Как уже отмечалось, условно к нижнему девону Л. М. Бирин (1954) отнесла выделенные ею в Любиме пироговские слои мощностью 16 м, залегающие между ярянским горизонтом и предполагавшимся ею отложениями силура, которые в настоящей работе отнесены к ордовику (глуб. 1756—1740 м). Эти слои сложены красноцветными глинами, содержащими в основании и в средней части два прослоя песчаника. Глины окрашены в вишнево-красные, красновато-коричневые и сиреневые тона, иногда с зелеными пятнами, карбонатные, содержат алевритовый и песчаный материал в виде примеси и прослоечек. Песчаники светлые, зеленоватые и розоватые, преимущественно среднезернистые, прослоями крупно- или мелкозернистые, с глиняными и кремневыми галечками. Песчаники кварцевые с примесью (25%) полевого шпата. Цемент доломитовый. Есть тонкий прослой песчанистого доломита. В одном шлiffe песчаника встречены косточки рыб.

Возможно, близкие по возрасту образования вскрыты скважиной в Пошехонье. Здесь на глубине 1720—1450 м под палинологически обоснованными морсовскими отложениями залегает толща глинистых доломитов с прослоями песчаников, известняков и известковистых глин. Доломиты содержат неравномерно распределенный плохо отсортированный песчаный материал и включения ангидрита. В интервале 1720—1622 м в прослоях известняка В. Т. Умновой обнаружены многообразные акритархи ордовикского или силурийского типа и единичные споры девонского облика. Не исключено, что эта часть разреза принадлежит нижней половине ярославской серии.

Из периода интервала 1622—1450 м В. Т. Умнова выделила трилетные девонские споры, составившие три комплекса, ранее не известные в девоне центральных районов Русской платформы. По ее заключению, эти комплексы наиболее близки к комплексам спор, установленным Е. В. Чибриковой для такатинского, ваяншинского и вязовского горизонтов среднего девона Предуральского прогиба, которые согласно унифицированной схеме 1961 г. имеют нижнеэйфельский возраст. Однако в верхней части этого интервала (1622—1493 м) вместе с эйфельскими спорами присутствуют в небольшом количестве споры, характерные для стонишкйских слоев, отнесенных в унифицированной схеме 1962 г. к нижнему девону.

Возможно, что охарактеризованные отложения сохранились в тектонической депрессии, приуроченной к Среднерусскому авлакогену. Надо полагать, что это не единственный останец раннедевонских пород в Центральных районах. Заслуживают внимания данные о наличии возможных аналогов стонишкйских слоев у с. Шаблино Орловской области, также сохранившихся в депрессии додевонского рельефа.

По стратиграфическому положению и литологическому составу отложения, вскрытые Пошехонской скважиной на глубине 1720—1450 м, очень сходны с отложениями ярославской серии. Возможно, что ее верхняя половина принадлежит уже девону.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

В разрезе среднего девона рассматриваемого района четко различаются три группы отложений. Внизу залегают преимущественно терригенные породы, обычно с обилием грубого обломочного материала, в середине — сульфатно-карбонатные (а в центральной части района и галогенные), сверху — глинисто-алевритовые и мелкоземистые песча-

ные. Принадлежность всех этих образований к девону установлена палеонтологически. В самых низах определены остатки девонских рыб, в средней части встречаются характерные для среднего девона Главного девонского поля лингулы и филлоподы, а также комплекс остракод, свойственных бийским и вязовским слоям среднего девона западного склона Урала. В верхних слоях присутствуют остатки брахиопод стрингоцефалового горизонта, венчающего средний девон Западной Европы.

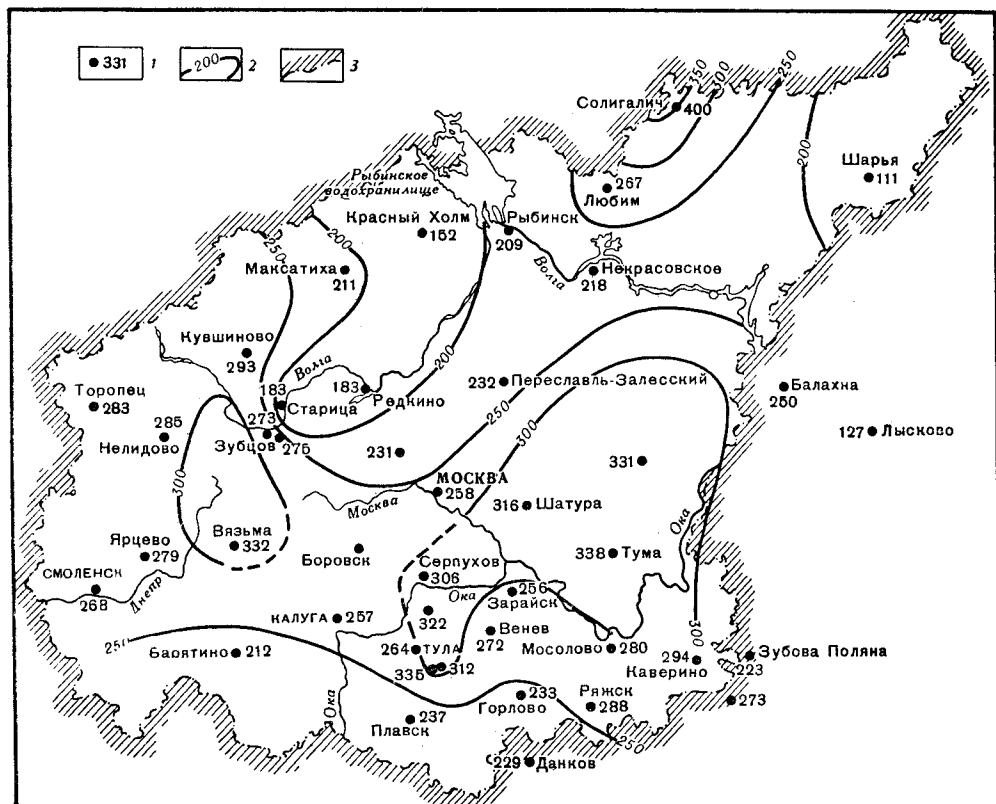


Рис. 11. Карта изопакит среднедевонских отложений

1 — местоположение скважины и мощность пройденных ею среднедевонских отложений; 2 — изопакиты; 3 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

Палеофаунистические данные подтверждаются результатами палинологических исследований. Однако имеющийся материал еще не позволяет дать точного представления о принадлежности всех подразделений рассматриваемого разреза к тому или иному ярусу среднего девона. Достаточно точно определяется возраст лишь самых верхних слоев, принадлежащих к верхам живетского яруса. К каким ярусам относятся нижележащие напластования, пока еще окончательно не установлено, так как встреченные в них виды ископаемых имеют лишь местное стратиграфическое значение. Одни исследователи относят эти отложения к нижней части живетского яруса, другие — частью к нижнеживетскому подъярусу, частью к эйфельскому ярусу (подробнее об этом говорится при характеристике наровского горизонта).

Мощность среднего девона в границах описываемой площади сравнительно выдержана, и на большей ее части колеблется от 200 до 300 м. Наименьшие ее значения отмечены на северо-западе, в Красном

Холме — 152 м и на северо-востоке, в Шарье — 111 м; немного больше мощность среднего девона в Старице и Редкине — 183 м (рис. 11). Максимальная мощность — около 400 м — установлена в районе Солигалича. Следует, впрочем, иметь в виду, что положение нижней границы девона в северных районах точно не определено, вследствие чего приведенные сведения о максимальной мощности условны.

В средней полосе территории намечаются два неравновеликих участка с мощностью среднего девона от 300 до 338 м. Большой из них располагается в районе Тулы, Серпухова, Каширы, Непейцина, Тумы, Сомова, значительно меньший — в районе Вязьмы. Увеличение мощности происходит главным образом за счет нижних горизонтов в участках, приуроченных к депрессиям додевонской поверхности.

ЖИВЕТСКИЙ ЯРУС

Согласно стратиграфической схеме, утвержденной МСК (1965), живетский ярус подразделяется на три горизонта: пярнуский, наровский и старооскольский.

Пярнуский горизонт представляет собой базальную толщу преимущественно терригенных образований, залегающих на породах самого различного возраста. На юге (в районе Плавск — Бобрики — Горлово) постелью для него служат породы кристаллического фундамента; на юго-западе, юго-востоке и в средних широтах территории — отложения вендского комплекса; севернее линии Торопец — Редкино — Переславль-Залесский — Решма девон подстилается кембрием и ордовиком, а на самом севере и северо-востоке (в районе Ярославля, Любима, Солигалича и др.) местами — ярославской серией проблематичного возраста.

Кровлей для пярнуского горизонта повсеместно служат сульфатно-карбонатные, в центре территории также галогенные, а на севере и терригенные породы наровского горизонта.

Мощность пярнуского горизонта изменяется от 10—30 м на севере рассматриваемой территории до 60—86 м в средней ее полосе (исключая район Старицы и Редкина) и на юго-востоке. Наибольшая мощность установлена в Шатуре — 80 м, Непейцине — 83 м и Туме — 86 м. В Редкине мощность пярнуского горизонта определена в 28 м, а в Старице — 15 м (рис. 12). Возможно, что этот участок в пярнуское время был относительно несколько повышен.

Остатки животных в отложениях пярнуского горизонта сравнительно редки и обычно имеют плохую сохранность. Наиболее часто они представлены обломками панцирей, зубами и чешуей рыб, реже (преимущественно вверху) остатками лингул и остракод. Из тульских скважин Д. В. Обручев определил остатки рыб: *Haplacanthus marginalis* A g., *Devononchus concinnus* G r o s s., *Glyptolepis* sp., *Actinolepis*? sp., *Asteolepidae*, чешуи *Acanthodii*, *Pterichthys* sp. nov., *Onychodus* sp., *Schizosteus* sp., *Coelacanthidae*. Большая часть этих форм присуща среднему девону Главного девонского поля (лагунно-дельтово-речная фауна). Местами в глинах пярнуского горизонта присутствует неопределимый ближе детрит обугленной, частью пиритизированной растительной ткани, встречается характерный комплекс микроспор (рис. 13). По М. Ф. Жарковой в пярнуском горизонте изобилуют макроспоры типа *Blefarotriletes* D s c h. gen. nns.

Пярнуский горизонт слагают пески, песчаники, алевролиты и глины, в значительном меньшем количестве присутствуют карбонатные породы — мергели, известняки, доломиты. Кластическая часть всех этих пород характеризуется гранатово-полевошпатовой ассоциацией минералов.

Как правило, горизонт имеет двучленное строение. Внизу преобладают пестроцветные песчано-глинистые породы с относительно грубым механическим составом (до гравелитов), а сверху — сероцветные, более мелкозернистые отложения, в том числе алевролиты и глины, среди которых встречаются прослои мергелей, известняков и доломитов. Прослои карбонатных пород иногда наблюдаются и в нижней части горизонта. На юго-западе района (Торопец, Вязьма, Ярцево, Смоленск, Ба-

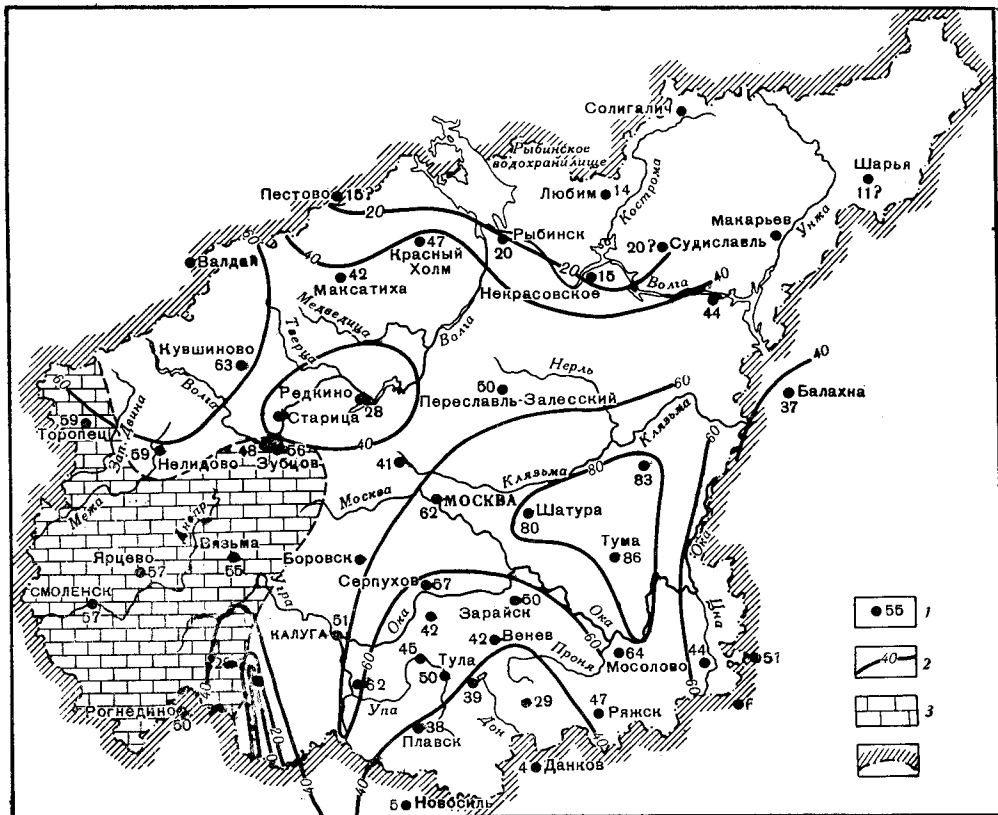


Рис. 12. Карта изохазит пярнуского горизонта

1 — местоположение скважины и мощность пройденных ею отложений пярнуского горизонта; 2 — изохазиты; 3 — зона значительного развития карбонатных отложений; 4 — граница территории, рассматриваемой в данном томе

рятинская) относительное количество карбонатных пород в разрезе значительно больше, чем на остальных участках. Один из наиболее представительных разрезов пярнуского горизонта для юго-восточной и центральной части рассматриваемой территории дала скважина в г. Рязске (Филиппова и др., 1958). Здесь он имеет мощность 47 м. Нижняя его часть (28 м) сложена пестроцветными, преимущественно мелкозернистыми песчаниками с единичными слоями глин и алевролитов, стяжениями и линзами известняка, доломита и прослоями (в основании) конгломерата. Песчаники полевошпатово-кварцевые, сложенные из неотсортированных и слабо окатанных зерен размером до 2 мм. Цемент песчаниково-глинистый, гипсовый, участками карбонатный. Тип цементации базальный, соприкосновения и выполнения пор. Прослои глин имеют мощность от 0,04 до 2,12 м; глины темно-красные и лиловые с зелеными пятнами и разводами, песчанистые, с конкрециями и линза-

Виды спор	М и в е т с к и й								Ярус	
	нижнеярадовский		верхнеярадовский			староярославский			ориентированные комплексы	
	Каледон	Бессоговой	Нижнеярадовский	Верхнеярадовский	Малоярославский	Воробьевский	Ардатский	Местонахождение		
Архангельск, Невель	Невель, Арчево	Красный Колодезь	Несвижа, Арчево	Кудышова, Троицын, Арчево, Рудня	Кудышова, Троицын	Красный Колодезь, Арчево, Рудня, Монастырщина	Невель, Рудня, Монастырщина	Медведьки	Труны	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	№№ комплексов	
<i>Leioditales microrogus</i> (Ohr) Naum, <i>Trachytriletes solidus</i> Naum.	+								№2 комплекс	
<i>L. minutissimus</i> Naum, <i>L. minutus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>L. rotundus</i> Naum, <i>L. punctulatus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>L. nigra</i> Naum, <i>L. albus</i> Naum, <i>L. nigra</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>L. latus</i> Naum, <i>L. minor</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>Acanthotriletes tenuispinosus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>A. squamatus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>A. thaeugilis</i> sp. nov.									№2 комплекс	
<i>Lophotriletes rugosus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>L. rotundus</i> Naum, var. <i>minor</i> Naum., <i>L. rotundus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>L. minor</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>L. semilucens</i> Naum, var. <i>sonatis</i> Kedo									№2 комплекс	
<i>Retusotriletes gibberosus</i> Naum									№2 комплекс	
<i>R. deugnicus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>R. antiquus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>R. verruculatus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>R. stipes</i> Naum., <i>R. psychovii</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>R. raris</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>Hymenozonitoides asper</i> Tsch.									№2 комплекс	
<i>H. polyacanthus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>H. macroacanthus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>H. polymorphus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>H. mesopodipticus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>H. procerus</i> Naum., <i>H. procerus</i> Naum, var. <i>ezimius</i> Kedo									№2 комплекс	
<i>H. echiniformis</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>H. tichonvitschi</i> (Tsch.) Kask.									№2 комплекс	
<i>H. spinulosus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>H. melanidus</i> Naum., <i>H. melanidus</i> Naum, var. <i>colcoliticus</i> Tsch.									№2 комплекс	
<i>H. mangrothms</i> Atch.									№2 комплекс	
<i>H. endemicus</i> Tsch.									№2 комплекс	
<i>H. serratus</i> (Naum.) Kedo									№2 комплекс	
<i>Sclerotriletes confinis</i> Naum., <i>S. definitus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>Sclerotriletes confinis</i> Naum., <i>S. definitus</i> Naum., <i>S. formosus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>S. ornatus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>Stenozonitoides minutus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>S. maslovius</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>S. deugnicus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>S. anticus</i> Naum., <i>S. giganteus</i> Kask.									№2 комплекс	
<i>Diatomozonitoides deugnicus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>Archaeotriletes ramulus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>A. hebetatus</i> Tsch.									№2 комплекс	
<i>A. ulosus</i> Tsch.									№2 комплекс	
<i>A. epicus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>A. viduus</i> Tsch.									№2 комплекс	
<i>Archaeozonitoides micromantifestus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>A. micromantifestus</i> Naum, var. <i>trispus</i> Tsch.									№2 комплекс	
<i>A. melanidus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>A. venustus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>A. ezimensis</i> Naum, var. <i>major</i> Kedo									№2 комплекс	
<i>A. extensus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>A. epicus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>A. singularis</i> Naum., <i>A. confusus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>A. pustulatus</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>A. basillaris</i> Naum.									№2 комплекс	
<i>A. parvobasillaris</i> Naum.									№2 комплекс	

Рис. 13. Руководящие спорные комплексы живетского яруса среднего девона западного и северо-западного склонов Московской синеклизы. Составила В. Т. Умнова, 1968 г.

в содержание спор:

0 70 30%

+ единичные оболочки

ми известняка. В верхней части горизонта (19 м) также преобладают песчаники, но в отличие от нижележащих они сероцветные, преимущественно мелкозернистые, относительно лучше отсортированные, с более частыми прослоями алевролитов и глин. Алевролиты глинистые, зеленовато-серые, с включениями гипса и доломита, с остатками рыб. Глины зеленовато- и темно-серые, микрослоистые тонкочешуйчатые, преимущественно гидрослюдистые, пиритизированные, иногда богатые органическим веществом, с остатками рыб и остракод.

Сходный разрез пярнуского горизонта установлен в Горловке, Веневе, Мосолове, Каверине, Шатуре, Туме, Поваровке, Переславле-Залесском, Решме. Мосоловский и каверинский разрезы отличаются наличием более грубозернистых песчаников (с зернами до 5 мм), что, видимо, объясняется близостью Токмовского свода. В Веневе, Шатуре и Переславле-Залесском, наоборот, отмечается резкое преобладание в составе нижней части горизонта фракций 0,25—0,1 мм (до 94%).

В Туме, по данным И. Б. Савчук, пярнуский горизонт залегает на глубине 1372—1286 м. Нижняя его толща мощностью 62 м сложена пестрыми (красно-бурыми, лилово-серыми и зеленоватыми) полевошпатово-кварцевыми песчаниками, преимущественно разнозернистыми, местами с примесью гравия и с полуокатанными гальками кварца размером до 1,5 см, наиболее частыми внизу. В отдельных пачках песчаники мелкозернистые. Цемент песчаников глинисто-гидрослюдистый, в редких случаях глинисто-карбонатный. Местами песчаники переходят в песчанистые глины. В верхней части толщи в песчаниках встречены карбонатные конкреции и прослой конгломерата из мелких галек органогенного известняка, сцементированных кальцитом. По данным двух анализов породы нижней пачки характеризуются гранат-полевошпатовой ассоциацией минералов (граната 5,8 и 19,5% тяжелой фракции, полевых шпатов — 10 и 21,4% легкой фракции).

По-видимому, к породам пярнуского горизонта в этой скважине относятся еще два анализа (образцы 31а и 31б с глубины 1383—1380 м), показавшие содержание граната 19,4 и 28,75% и полевого шпата 7,3 и 24%.

В районе Тулы, Серпухова и Смородинки пярнуский горизонт разделен С. Н. Наумовой и С. В. Тихомировым (1953) на две разновозрастные толщи, наиболее четко выраженные в Новобасовской скважине (3 км к югу от Тулы). Здесь нижняя толща (21 м), названная этими авторами новобасовскими слоями, сложена глинами зеленовато-серыми и красными с тонкими прослойками разнозернистого обломочного материала, с большим количеством остатков панцирных рыб и лингул. Верхняя толща (13 м) начинается разнозернистым песчаным материалом, выше сменяющимся красной алевролитовой глиной с карбонатными и алевролитовыми прослойками. Она рассматривается авторами как базальный горизонт «соленосно-доломитовой толщи» (т. е. наровского горизонта). В новобасовских слоях С. Н. Наумова определила комплекс спор иного облика, чем споры из «базального горизонта»; это и послужило основанием для выделения новобасовских слоев. Однако вопрос о самостоятельности последних остается открытым, и для его решения необходимо переопределение свойственных им спор в свете новейших палинологических данных.

В Серпухове, по А. Н. Петровской (1953), пярнуский горизонт внизу (35 м) сложен серыми разнозернистыми, местами слабо сцементированными песками, в нижней части которых заключены прослой темно-серых плотных глин. Верхняя часть (22 м) состоит из чередующихся прослоев зеленовато-серых тонкоотмученных микрослоистых, частью карбонатных глин, известково-глинистых алевролитов, иногда содержа-

щих примесь глауконита, и доломитовых мергелей. Глины слабо битуминозные, содержат включения пирита. В них встречаются остатки рыб, филлопод, остракод. Среди последних определена *Cavellina aff. explecata* L. E g o r. В нижней и верхней части разреза С. Н. Наумовой выделены отличающиеся друг от друга комплексы спор. В нижней (глины с глуб. 1103—1096 м) определены споры, свойственные новобасовским слоям. В верхней (глуб. 1070—1064 м) комплекс более молодого, пярнуско-морского, облика.

Своеобразный разрез вскрыт Плавской скважиной. Здесь, по данным Д. Н. Утехина и других (1949 г.), в отложениях мощностью 37 м, условно отнесенных к пярнускому горизонту, намечаются два цикла седиментации. В нижнем цикле можно выделить два ритма. Нижнему из них отвечают пески желтые, мелкозернистые, с прослойками глины (6 м), сменяющиеся кверху темно-серой глиной (6 м), содержащей горизонтальные и слабо волнистые микропрослойки песчанистой глины и алевролита. Отложения второго ритма начинаются зеленовато-серым мелкозернистым песчаником с прослойками бурой песчанистой глины (8 м). Над ним располагаются: доломит светло-серый, крепкий, микрозернистый с тончайшими прослойками глины (2 м); алевролит глинистый, зеленовато-серый, тонкослоистый (1 м); глина зеленовато-серая, слабо песчанистая, тонкослоистая (3 м) и снова алевролит зеленовато-серый, тонкогоризонтальнослоистый (1 м). Началу второго цикла отвечает светло-серый крупнозернистый песчаник и гравелит полевошпатово-кварцевые, с гипсовым цементом (6 м). Их сменяют песчаники зеленовато-серые, средне- и мелкозернистые, кварцевые, с глинистым и гипсовым цементом (1,86 м). В глинах первого цикла, соответствующих новобасовским слоям, встречены неопределимые остатки рыб и лингул; Л. А. Юшко в 1948 г. выделила отсюда комплекс спор, отнесенный ею к эйфельско-живетскому типу.

В западной части рассматриваемой территории во многих разрезах (Зубцов, Смоленск, Барятино, Вязьма, Торопец) выделение пярнуского горизонта подчас очень затруднительно. Здесь в самых низах среднего девона наблюдается обилие карбонатных пород — мергелей, доломитов, доломитовых глин, нередко запесоченных, постепенно сменяющихся кверху карбонатно-сульфатными отложениями и галитом наровского горизонта. В Зубцове и Смоленске эта подсульфатная мергельно-доломитовая толща была отнесена к наровскому горизонту. К пярнускому горизонту в Зубцове отнесен лишь подстилающий ее песчаный прослой ничтожной мощности, а в Смоленске — песчаники мощностью около 10 м. Между тем мощность пярнуского горизонта в ближайших разрезах, где он выражен типично (Нелидово, Кувшиново, Калуга) очень близка к мощности подсульфатной карбонатной толщи, что хорошо видно на рис. 14 и 15. По-видимому, в районе Зубцов-Торопец — Смоленск — Барятино имеют место не резкие колебания мощности пярнуского горизонта и морсовской толщи, а фациальные изменения пярнуского горизонта, а возможно, и морсовской толщи.

В Барятинской скважине, по В. Т. Умновой и Д. Н. Утехину (1949 г.), на кварцитах нижнего палеозоя (глуб. 763,92 м) залегают:

Доломит известковистый желтовато-серый, микрозернистый, местами остракодово-оолитовый	1,22 м
Песчаник серый кварцевый с полевым шпатом (до 20%), внизу разномзернистый, выше — мелкий с редкими крупными, хорошо окатанными зернами кварца	3,86 „
Мергель глинистый доломитовый, серый, с крупными песчинками кварца и доломита, с тремя прослоями (0,1—0,5 м) конгломерата, состоящего из обломков карбонатных и глинистых пород с небольшой примесью галек докембрийских кварцитов и сланцев, зерен кварца и полевых шпатов. Це-	

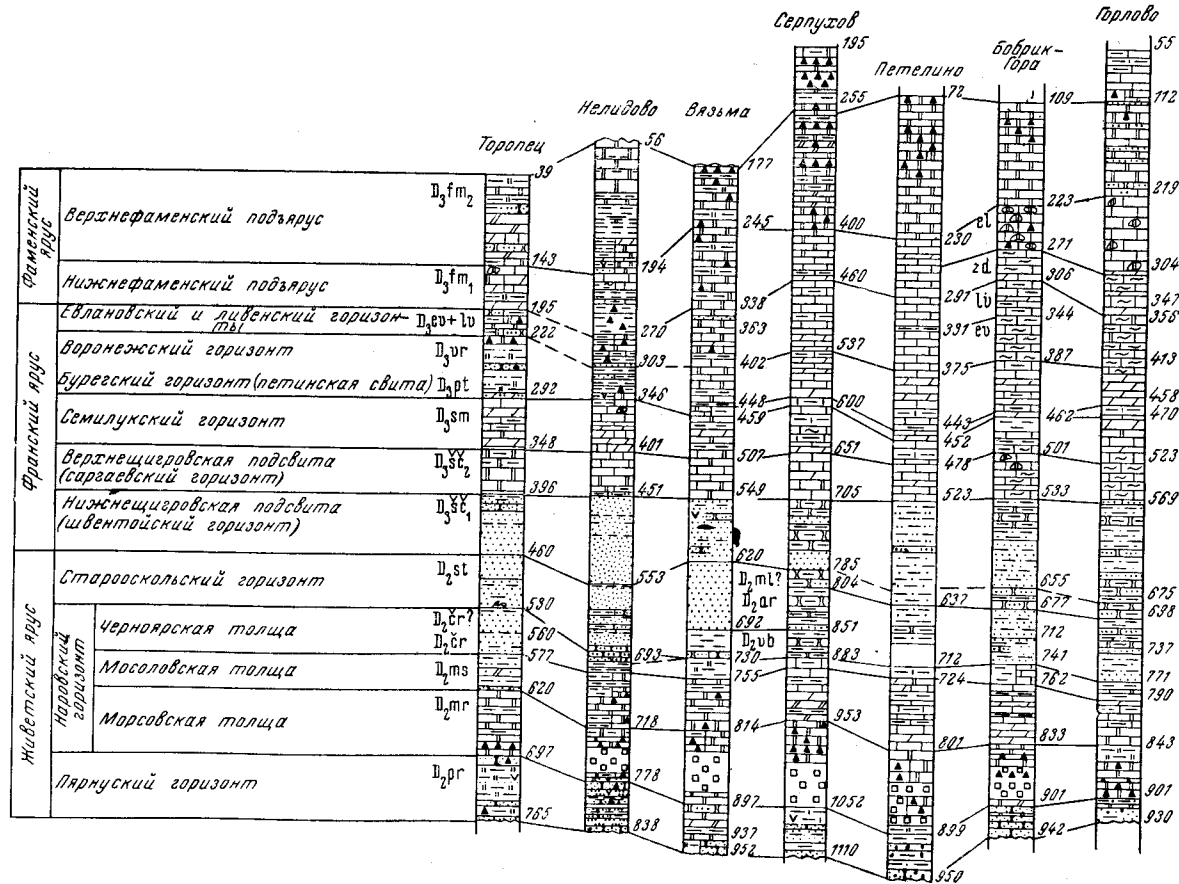


Рис. 14. Сопоставление разрезов девонских отложений по линии Торопец — Горлово

1 — гальки, гравелиты; 2 — пески; 3 — песчаники; 4 — песчаники известковистые; 5 — авригты; 6 — алевриты; 7 — алевриты глинистые; 8 — алевриты известковистые; 9 — глины; 10 — глины алевритистые и алевритовые; 11 — глины песчаные; 12 — глины известковистые; 13 — глины доломитистые и доломитовые; 14 — мергели; 15 — мергели песчаные; 16 — мергели песчаные; 17 — мергели доломитистые и доломитовые; 18 — известняки; 19 — известняки песчаные; 20 — известняки глинистые; 21 — известняки неравномерно глинистые; 22 — известняки пятнисто-доломитизированные; 23 — известняки доломитизированные и доломиты; 24 — известняки доломитизированные и доломиты песчаные; 25 — известняки доломитизированные и доломиты глинистые; 26 — ангидрит и гипс; 27 — каменная соль; 28 — частое чередование двух пород; 29 — глауконит

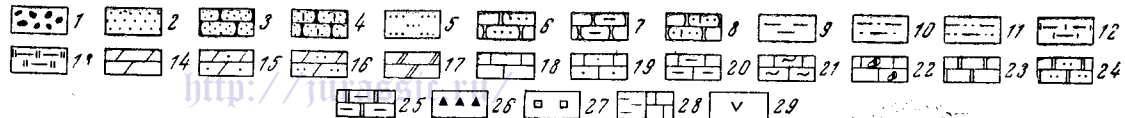
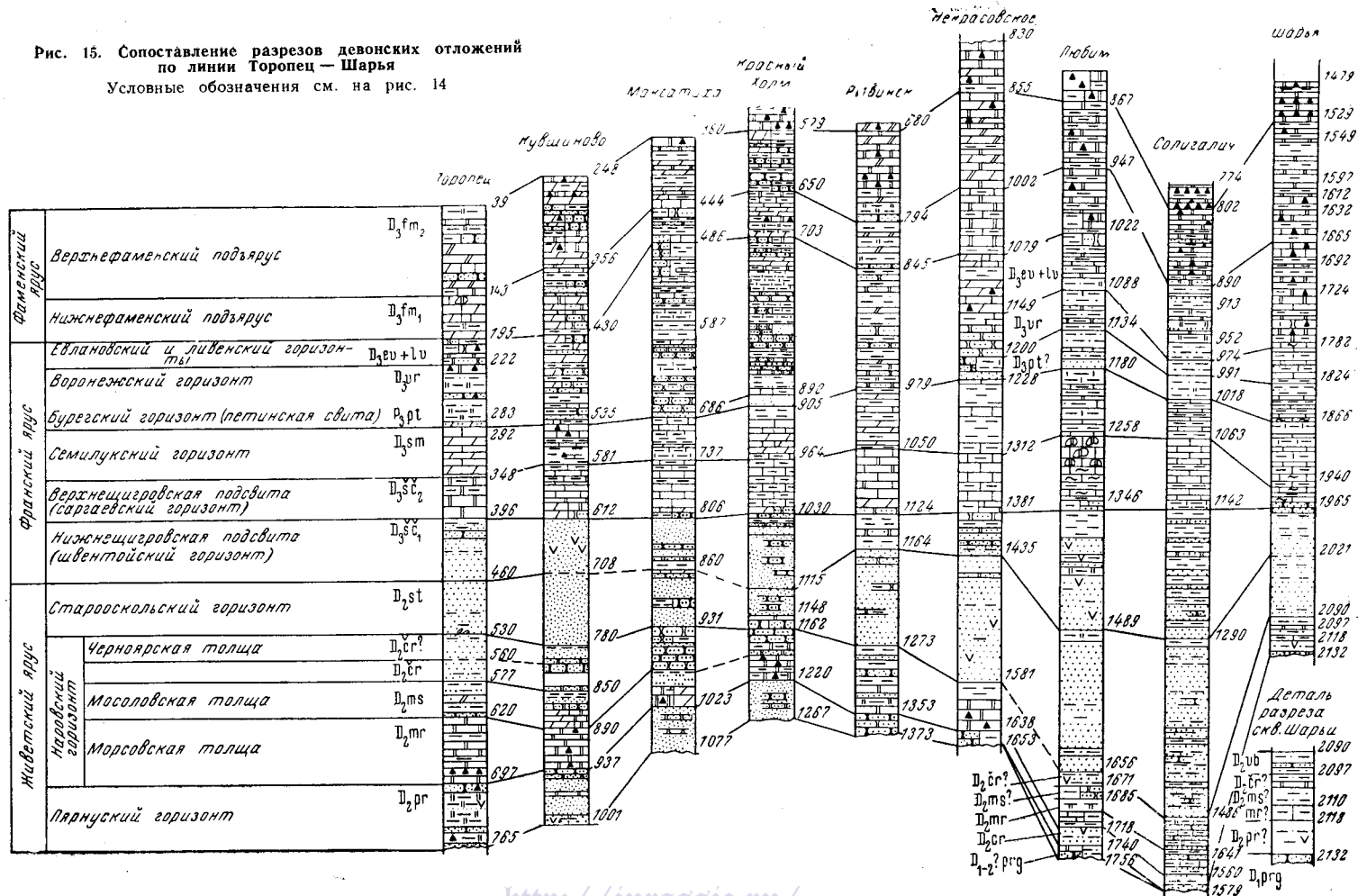


Рис. 15. Сопоставление разрезов девонских отложений по линии Торопец — Шарья
 Условные обозначения см. на рис. 14



мент конгломерата глинисто-доломитовый. Вверху — прослой желтовато-серого микрозернистого, частью оолитово-остракодового доломита (1 м)	7,01 м
Доломит глинистый розовато-серый с редкими прослойками коричневой глины и автохтонного конгломерата	3,08 „
Глина коричневая с гнездами зеленой, доломитизированная	3,5 „
Мергель доломитовый глинистый, серый	1,41 „
Глина серая доломитизированная с редкими зернами глауконита, в основании — прослой ангидрита (0,21 м)	1,09 „
Доломит серый микрозернистый, частью оолитовый, с включениями гипса, с прослоями мергеля и глины, содержащей зерна глауконита	3,02 „
Алевролит зеленовато-бурый и пестрый с глауконитом, кверху сменяется песчаником разнозернистым полевошпатово-кварцевым, загипсованным, с глауконитом. В песчанике прослой ангидрита (0,12 м)	3,98 „

В Смоленске, Вязьме и Ярцеве пярнуский горизонт начинается полевошпатово-кварцевыми песчаниками мощностью соответственно 11, 14,75 и 0,60 м. В Смоленске песчаники тонкослоистые, мелко- и разнозернистые, с глинисто-железистым и глинисто-карбонатным цементом. В Вязьме — белые и зеленовато-серые с гипсовым и ангидритовым цементом, с ооидами сидерита, внизу грубозернистые, выше разнозернистые. Они переслаиваются с буро-красной и зеленовато-серой доломитовой глиной, содержащей примесь алевритовых и хорошо окатанных песчаных зерен кварца. В Ярцеве песчаники грубо- и разнозернистые, сцементированы гипсом и содержат редкие кристаллы галенита. В тяжелой фракции, по И. П. Кирееву, обнаружены (в %): гранат — 44; сфалерит — 41,6; ангидрит — 22,9; гипс — 30,4.

Выше песчаников во всех трех разрезах располагается толща зеленовато-серых, реже коричневатых доломитовых мергелей и глин, содержащих прослой в различной степени доломитизированных микрозернистых, местами мелкоолитовых известняков. Отдельные прослой мергелей и глин имеют примесь кварцевого алеврита и песка. В Ярцеве и Вязьме наблюдаются тонкие прослой алевролита и песчаника. По всей толще рассеяны включения гипса и ангидрита (до 5 см).

В Ярцевской скважине в верхней части карбонатной толщи определены остракоды *Cavellina explicata* L. E g o г. и харовые *Trochiliscus* cf. *bulbiformis* K a г р. Здесь же, непосредственно выше толщи, отнесенной к пярнускому горизонту (897—700 м), определен комплекс спор, указывающий на возможную принадлежность этой части разреза к самым верхам пярнуского горизонта.

Две скважины, пробуренные в районе г. Зубцова, показали несколько различные разрезы. В скв. р-2 (14 км к восток-юго-востоку от Зубцова) к пярнускому горизонту можно отнести выделенную здесь Ц. И. Питковской и др. (1951 г.) «терригенную пачку нарвовского горизонта». Эта пачка мощностью 49,6 м выражена частым чередованием доломитовых мергелей, глин, алевролитов и песчаников, нередко с карбонатным цементом. В разрезе скв. р-1 (г. Зубцов) терригенных пород, по-видимому, значительно меньше. Преобладающие здесь доломитовые мергели и глины содержат тонкие прослойки и гнезда ангидрита, гипса и галита. Мощность ее также около 50 м. В скв. р-2 в средних горизонтах описываемой толщи (990 м) найдены остатки листоногого, определенные Е. М. Люткевичем как *Estheria* (*Asmussia*) *membranacea* P a s h t. Их присутствие здесь не может служить основанием для отрицания пярнуского возраста этой части разреза, так как палеонтологическая характеристика пярнуского горизонта еще очень несовершенна.

Скважина г. Торопца, подобно скв. р-2 г. Зубцова, показала разрез, как бы промежуточный между типичными разрезами восточной части рассматриваемой территории и «карбонатными» разрезами района Смоленск — Барятинская — Зубцов. Здесь пярнуский горизонт представлен чередованием серых и зеленоватых кварцевых с полевым

шпатом (4—26%), разнозернистых (1—0,1 мм) песчаников, доломитовых глин и доломитовых мергелей. Глины и мергели голубовато- и зеленовато-серые и розовато-фиолетовые, частью песчаные. Внизу песчаников больше и мощность их прослоев значительнее, чем в верхней половине. Цемент песчаников доломитовый, глинистый, гипсовый или смешанный глинисто-доломитовый, иногда кварцевый регенерационный. В глинах содержатся редкие зерна глауконита и частые оонды доломита (сидерита?). Местами встречаются включения гипса. Венчается горизонт пачкой мелкозернистого песчаника мощностью 7,3 м.

Из органических остатков обнаружены редкие обломки скелета рыб, раковин лингул, остракоды, трохилиски. Из остракод Р. Б. Самойловой с глубины 710 м определена *Cavellina* aff. *explicata* L. Egor. forma nova T. Chussid., В. Т. Умнова с глубины 698,7 м определила пярнуский комплекс спор (рис. 13).

В северо-западной части рассматриваемой территории пярнуский горизонт сложен почти исключительно терригенными отложениями. Так, в Нелидове, по данным В. А. Васильева и Б. Н. Розова (1960 г.), пярнуский горизонт начинается белым кварцевым разнозернистым песчаником, содержащим глинистые гальки. В нем имеются незначительные прослойки зеленоватых глин. Выше располагаются зеленые, вишнево-красные и красно-бурые алевриты (иногда с глауконитом) и плотные глины с подчиненными прослоями кварцевых песчаников. Из органических остатков обнаружены плохо сохранившиеся раковины *Lingula* sp. и обломки панцирей рыб. Мощность горизонта здесь 59,45 м.

Сходный разрез показала Кувшиновская скважина. Он отличается наличием двух тонких прослоев доломита. Из доломита с глубины 991 м и из алевrolита с глубины 946,3 м В. Т. Умнова выделила споры «ряжского» комплекса. Здесь пярнуский горизонт имеет мощность 63,35 м.

В Краснохолмской и, судя по каротажным данным, в Максатихинской скважинах пярнуский горизонт почти полностью сложен песками и песчаниками с прослойками алевритов; его мощность соответственно 46,8 и 54 м. В Красном Холме вскрыты пески и песчаники светло-серые, почти белые, местами зеленоватые и розовато-фиолетовые с большим количеством остатков рыб. Зерна полуокатанные размером 0,5—0,04 мм. Резко преобладает кварц. Среди прозрачных минералов тяжелой фракции много циркона, турмалина и анатаза. Цемент песчаников глинистый.

На северо-востоке (Рыбинск, Любим, Солигалич, Шарья и др.) пярнуский горизонт ввиду недостатка палеонтологических данных выделяется весьма проблематично.

В Любиме Л. М. Бирин (1957) к пярнускому горизонту отнесла толщу песков мощностью 14 м, залегающую между пироговскими слоями и карбонатно-глинистыми породами с фауной морсовской толщи. Пески светло-серые, преимущественно кварцевые, мелкозернистые, прослоями крупно- и среднезернистые, косослоистые, слабо уплотненные (карбонатный и глинистый, иногда регенерационный цемент). В тяжелой фракции резко преобладает циркон (63—68%), встречаются ангидрит, глауконит. Пески содержат прослойки зеленовато-серых глин с перетертыми обугленными остатками растений. Над песками залегают микрослоистые алевритовые глины мощностью около 7 м, содержащие остатки растений. В этих глинах найдены споры пярнуско-морсовского типа, среди которых, по С. Н. Наумовой, преобладают: *Leio-triletes atavus* Naum., *Retusotriletes gibberosus* Naum., *R. vulgaris* Naum. Из основания песков Д. В. Обручевым определены остатки среднедевонской рыбы *Actinolepis tuberculata* Ag.?

В Рыбинской скважине пярнуский горизонт выделен В. А. Панченко (в 1965 г.) по литологическим признакам на глубине 1372,5—1353 м. Внизу (5 м) здесь залегают серые кварцевые песчаники, в основании гравелистые, а над ними зеленовато- и синевато-серые глины и алевролиты с прослоями доломитовых мергелей в середине. В Некрасовской скважине пярнуский горизонт можно выделить по данным каротажа и шламу (плотные песчаные глины, песчаники с глинисто-доломитовым цементом, мелко- и разнозернистые) на глубине 1653—1638 м.

В Шарье, по Л. М. Бириной (1957), пярнуский горизонт отсутствует. Однако М. Ф. Филиппова и другие (1958) выделяют его здесь весьма условно (по литологическим признакам) на глубине 2148—2137 м. К пярнускому горизонту отнесена толща разно- и мелкозернистых песчаников, чередующихся с глинистыми алевролитами.

В Солигаличе пярнускому горизонту, возможно, принадлежат нижние слои песчано-глинистой толщи, залегающей на глубине 1578—1541 м, в верхней части которой, по Л. М. Бириной (1957), встречены остатки *Pseudestheria pogrebovi* Lutk. Общая характеристика этой толщи приводится в разделе, посвященном «морсовской толще» (см. стр. 143).

Литологический состав пярнуского горизонта и встреченные в нем редкие остатки фауны указывают на то, что большую часть рассматриваемой территории в пярнуское время покрывал неглубокий бассейн лагуно-морского типа. Воды этого бассейна, по-видимому, проникли в Центральные районы с юго-запада.

Наровский горизонт распространен повсеместно, всюду перекрывая пярнуский; вместе они соответствуют одному крупному циклу седиментации. Нижняя граница наровского горизонта условно проводится по подошве, упоминавшейся выше галогенно-сульфатно-карбонатной толщи, верхняя — по кровле, залегающей на ней толщи известняков и глин. На северо-западе эта верхняя часть наровского горизонта фациально изменяется, приобретает преимущественно песчаный состав. В направлении на север (Рыбинск, Любим) и северо-восток (Судиславль, Солигалич, Шарья) изменяется литологический состав всего наровского горизонта: исчезают сульфаты, резко сокращается количество карбонатных пород за счет развития глинистых, алевролитовых и песчаных образований. Эти изменения сильно затрудняют определение на севере рассматриваемой территории границ наровского горизонта и слагающих его толщ.

Мощность наровского горизонта составляет обычно 100—120 м, увеличиваясь в районе Серпухова и Тулы до 170—180 м и сокращаясь на севере и северо-востоке до 50—60 м.

В составе наровского горизонта согласно стратиграфической схеме 1962 г. различаются нижненаровский подгоризонт, соответствующий морсовскому горизонту схемы ВНИГНИ, и верхненаровский подгоризонт, объединяющий мосоловский и черноярский горизонты схем ВНИГНИ и А. И. Ляшенко. Эти три подразделения включены в схему 1962 г. в ранге толщ.

Морсовская толща на большей части территории сложена в основном химическими образованиями — доломитами, сульфатами (ангидрит, гипс) и галитом — и выделяется преимущественно по литологическому составу. Органические остатки в ней крайне редки и представлены почти исключительно обломками скелета рыб, раковин остракод, листоногих и следами растительности (детритус и споры наземной флоры, трохилиски). В числе остракод, главным образом из верхних слоев, определены *Aparchites polenovae* L. Egor., *A. agnes* L. Egor., *A. mo-*

nocornis L. Egor., *Mennerella crassa* L. Egor., *Marginia radiata* L. Egor., *Cavellina explicata* L. Egor. и др. Эти виды являются руководящими для морсовской толщи; однако все они новые, что не позволяет установить их принадлежность к определенному ярусу.

Попытки определить возраст морсовской толщи сводятся к привязке ее по остракодам и спорово-пыльцевым комплексам к разрезам восточных районов платформы и Урала, датированным по гониатитам, кораллам и брахиоподам. В зависимости от интерпретации возраста предполагаемых аналогов морсовской толщи определяется и возраст последней. Единства в решении этого вопроса пока что нет. Так, например, по А. А. Рождественской, комплексы остракод из морсовских и мосоловских слоев Центральных районов аналогичны комплексам верхнебийских и афонинских слоев восточных районов Русской платформы, содержащих элементы нижеживетской фауны. Е. Н. Поленова находит, что морсовская толща по остракодам сходна с более древними язовскими слоями западного склона Урала. Последние ранее также относились к нижеживетскому подъярсу, в настоящее же время вместе с покрывающими их кальцеоловыми и нижнебийскими слоями большинством исследователей включаются в эйфельский ярус.

Мощность морсовской толщи в южной половине территории в среднем 50—60 м. В районе Серпухов — Тула она увеличивается до 138 м (Домнино). На севере территории мощность сокращается до первых десятков метров.

Морсовская толща типичное строение имеет в южной половине рассматриваемой территории. Здесь она распадается на две пачки: нижнюю — сульфатно-карбонатную, местами с каменной солью, и верхнюю — глинисто-карбонатную. Для удобства их можно назвать нижнеморсовской и верхнеморсовской. Наиболее мощные и полные разрезы морсовской толщи наблюдаются на площади развития каменной соли. Последняя распространена в полосе, вытянутой в северо-западном направлении между пос. Бобрики Тульской области и г. Нелидово (смежные части Тульской, Калужской и Смоленской областей). Ширина этой полосы 75—200 км, протяженность около 475 км (рис. 16). Здесь в основании нижнеморсовской пачки, достигающей мощности 100 м, повсеместно залегают доломитовые мергели и глины, доломиты, ангидриты и своеобразная порода, сложенная причудливо перемежающимися жилками и гнездами доломита, ангидрита и гипса. Все эти породы в отдельных разрезах встречаются в различных сочетаниях, образуя выдержанную по площади пачку мощностью до 20 м. Слагающие эту часть разреза мергели и глины темно-серые, и серовато-зеленые, слабо алевроитистые, часто тонкослоистые, нередко загипсованные. Они содержат тонкие прослои доломита. Глинистая их часть представлена каолинитом, бейделлитом, гидромусковитом, изредка встречается мономинеральный каллофанит. Алевроитовый материал (около 5%) составляют угловатые зерна кварца и немного глауконита. Доломиты микрозернистые, неравномерно глинистые, местами слоистые, иногда брекчиевидные, трещиноватые, часто загипсованные. Ангидрит серый, иногда коричневый, от мелко- до крупнозернистого, с массивной, нередко ленточной или плейчатой текстурой. В Ярцеве на поверхностях наслоения ангидрита отмечены налеты черной и бурой землистой битуминозной породы. В охарактеризованных породах встречаются включения целестина и галита.

Выше по разрезу располагается каменная соль, образующая огромную залежь мощностью до 66 м (Мясоедово близ Тулы). Зона с повышенной мощностью соляной залежи приурочена к осевой ее части, про-

тягивающейся от района Тулы к Серпухову и далее на Вязьму (см. рис. 16).

Каменная соль содержит тонкие пропластки доломита и ангидрита, аналогичных описанным выше. Количество и мощность этих прослоев в разных пунктах неодинакова: в основании и у кровли соляной залежи их обычно больше (до восьми на 1 м); в середине же наблюдаются мо-

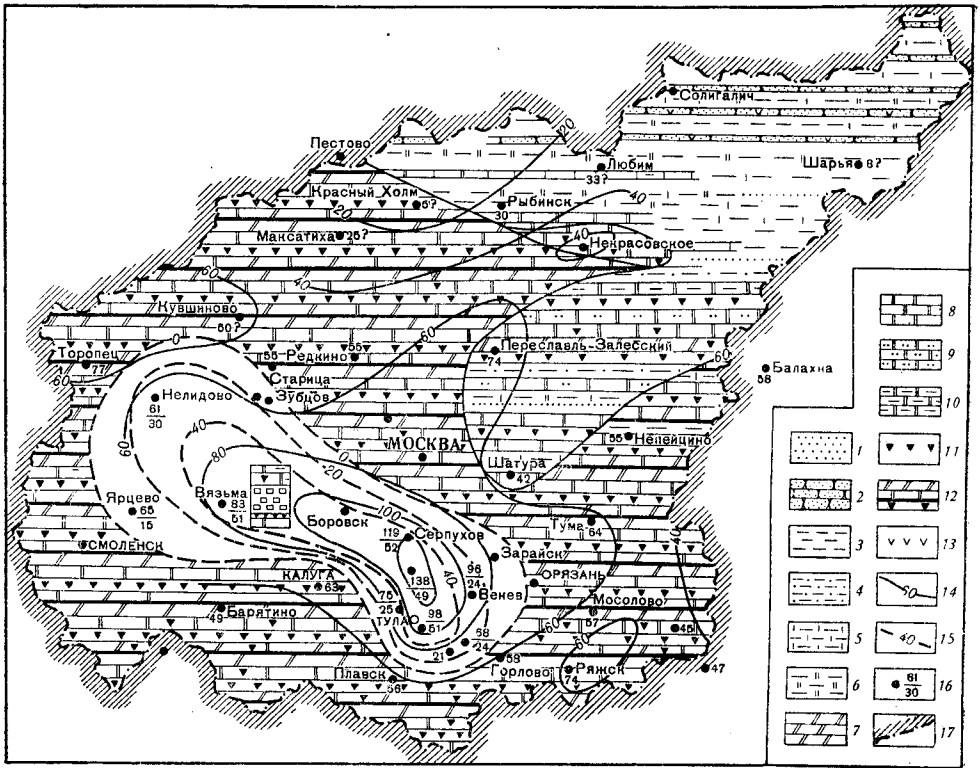


Рис. 16. Литологическая карта морской толщи (нижненаровского подгоризонта)

1 — пески; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — глины алевроитовые; 5 — глины известковистые; 6 — глины доломитовые; 7 — мергели доломитовые с прослоями доломитов и глин; 8 — доломиты; 9 — доломиты песчаные; 10 — доломиты глинистые; 11 — ангидриты и гипс; 12 — чередование пород в последовательности разреза; 13 — глауконит; 14 — изопачиты нижненаровского подгоризонта; 15 — изопачиты соляной залежи; 16 — местоположение скважины, в числителе мощность нижненаровского горизонта, в знаменателе мощность соли; 17 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе. В колонке, помещенной восточнее Вязьмы, дан сводный разрез морской толщи в границах распространения соли

нолитные пласты галита мощностью до 10—20 (?) м. У подошвы и кровли соль нередко засорена «хлопьями» слабо битуминозного коричневатого доломита и ангидрита, реже гипса.

Каменная соль прозрачная, крупно- и среднекристаллическая, обычно светло-, реже темно-серая, иногда розоватая и зеленоватая. В Ярцеве на глубине 686,35—685 м она окрашена в розовые и оранжевые тона с ярко-оранжевыми и желтыми пятнами, что обусловлено присутствием соединений калия (по-видимому, сильвина). Представление о химическом составе каменной соли западной части бассейна дают результаты опробования Ярцевской скважины. Здесь по данным Б. Н. Розова и И. П. Киреева (1968 г.) содержится (в %): CaO — 0,03—2,71; MgO — 0,01—0,86; SO₄ — 0,02—6,12; K — 0,02—8,64; Na — 27,9—39,02; Cl — 51,15—60,27; н. о. — 0,04—8,02; H₂O_{гипр} от сл. до 2,00; NaCl — 84,68—99,29.

Минеральный состав каменной соли из Серпуховской скважины, по А. Н. Петровской (1953), следующий: галит — 99,54%, сильвин и гидрофилит — доли процента, н. о. — 0,72—1,28% (в разностях, засоренных включениями доломита и ангидрита). В пробах из Вяземской скважины определены: галит — 96,5—98%; н. о. — 0,2—10%; Са — 0,1—10%; К — 0,2—1%.

Относительно повышенное содержание калийных солей приурочено к западной части солеродного бассейна и отмечается на одном и том же уровне в теле залежи. При этом концентрация их увеличивается к периферии бассейна от Нелидова (0,124%) и Вязьмы (до 1%) к Ярцеву (8,64%). Этот факт может быть использован как веский поисковый признак.

Над каменной солью, венчая нижнеморсовскую толщу, располагаются чередующиеся прослои доломита, частью загипсованного, и ангидрита общей мощностью 10—15 м. Породы вполне аналогичны залегающим ниже.

Верхнеморсовская пачка в границах солеродного бассейна имеет мощность 10—30 м. Она сложена светло-серыми микро- и тонкозернистыми обычно слоистыми доломитами, зеленовато-серыми, тонкослоистыми, часто доломитовыми глинами и доломитовыми мергелями. Как и в других районах, преимущественно в этой пачке и найдены перечисленные выше ископаемые.

За пределами площади, к которой приурочена залежь каменной соли, мощность морсовской толщи уменьшается во всех направлениях (рис. 16). Так, как к югу (в сторону Воронежской антеклизы) она сжимается: до 63 м — в Калуге, 56 м — в Плавске, 49 м — у Барятино. Примерно такие же мощности отмечены к северу и востоку от солонесной зоны: около 50 м — в Кувшиново, 55 м — в Старице, Редкине и Непейцине, 42 м — в Шатуре, 44 м — в Туме, 57 м — в Мосолове, 45 м — в Каверине, 58 м — в Горлове. Несколько большие мощности морсовской толщи наблюдаются в Москве, Поваровке и Переславле-Залеском (70, 73 и 74 м), Ряжске (74 м) и Торопце (77 м).

В большей части перечисленных пунктов нижнеморсовская пачка сложена ангидритами с подчиненными прослоями глинистых доломитов и доломитовых глин и мергелей, нередко загипсованных. Мощность прослоев ангидрита достигает нескольких метров. Мощность всей пачки 20—40 м. В западном, северо-западном и северном направлении (Смоленск, Торопец, Кувшиново, Максатиха, Красный Холм, Некрасовское) количество прослоев ангидрита и их мощность уменьшаются. Верхнеморсовская пачка мощностью 15—40 м представляет чередование в различной степени глинистых доломитов, доломитовых мергелей и глин с редкими прослоями микрозернистых доломитизированных известняков, иногда остракодовых и оолитовых, и автохтонных конгломератов. На юго-западе (Барятино) и юго-востоке (Ряжск, Мосолово, Каверино) в верхней части пачки увеличивается количество глин и появляется примесь (в Барятине также и прослой) алевроитового материала. На юго-востоке окраска глин сверху меняется от серой к пестроцветной. Признаки опесчанивания наблюдаются и в разрезах к северу от солеродной зоны (Шатура, Переславль-Залесский, Максатиха).

На севере и северо-востоке рассматриваемой территории (Рыбинск, Любим, Солигалич, Шарья) мощность морсовской толщи становится еще меньше — порядка 30 м. При этом наблюдаются существенные фашиальные изменения по всему ее разрезу, и разделению на нижнюю и верхнюю морсовские пачки она не поддается. Выше уже указывалось, что морсовская толща выделяется здесь условно. Исключением являются лишь разрезы Любима и Солигалича, в которых определены ос-

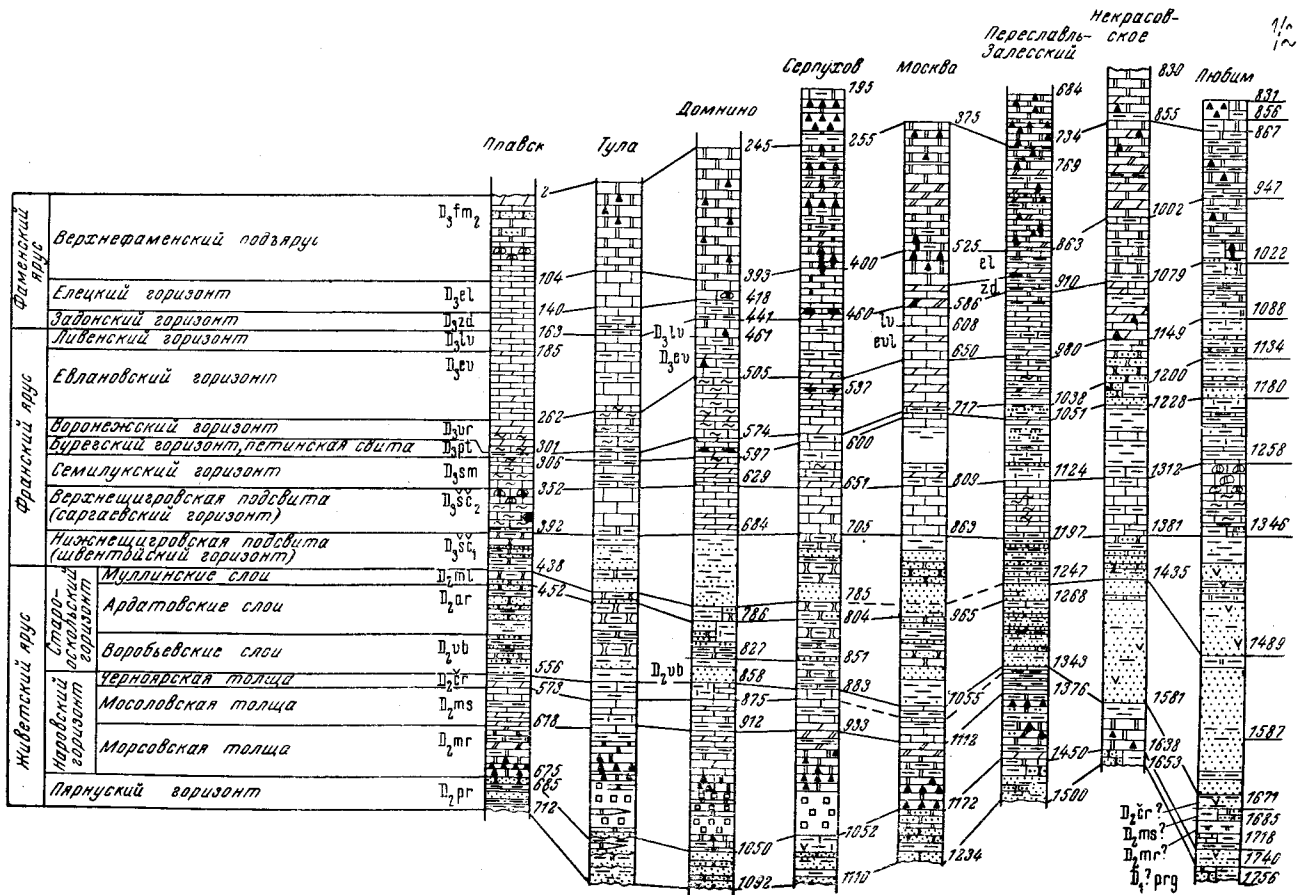


Рис. 17. Сопоставление разрезов девонских отложений по линии Плавск — Любим
 Условные обозначения см. на рис. 14

татки ископаемых морсовской толщи. Однако границы ее и здесь проводятся по-разному.

В настоящей работе к морсовской толще в Любиме отнесены выделенные Л. М. Бириной (1957) «сундырский горизонт» (глуб. 1718—1712,5 м) и две нижние пачки «трохилискового горизонта» (глуб. 1712,5—1685 м). «Сундырский горизонт» сложен внизу темно-серыми глинами с тонкими (1—2 см) прослоями доломита, сверху — с глинами, чередующимися с зеленоватыми глинистыми известняками. Из глин и известняков Л. Н. Егоровой определены остракоды: *Aparchites* cf. *polenovae* L. Egor., *A. aff. agnes* L. Egor., *A. sp. nov.* L. Egor., *Cavelina* cf. *explicata* L. Egor., *Uchtovia* sp., *Pseudestheria pogrebovi* Lutk. E. M. Люткевичем — листоногие и Д. В. Обручевым — остатки рыб *Dipterus* ? sp., *Gliptolepis* ? sp., Нижняя пачка «трохилискового горизонта» также сложена серыми глинами, содержащими подчиненные прослойки алевролитистого доломита и известняка, частью трохилискового. В основании залегает темно-серый известняк с *Sycidium*, разделенный пропластками глин с обломочками известняка, заключающими остатки рыб и морсовских остракод. Вторая пачка представлена пестрыми каменистыми сильно доломитизированными глинами и зеленовато-серыми глинистыми алевролитистыми доломитами. Здесь тоже встречается трохилиски и косточки рыб. Эта пачка чрезвычайно напоминает верхние слои морсовской толщи северного склона Воронежской антеклизы, образовавшиеся также недалеко от берегов морсовского бассейна.

В Солигаличе несомненно морсовской толще принадлежат зеленовато-серые, частью карбонатные глины с *Pseudestheria pogrebovi* Lutk., остатками рыб и обугленной растительной ткани. Они залегают на глубине 1546—1541 м. Ниже и выше располагаются красноцветные алевроитовые глины с прослоями белых и розовых карбонатных песчаников с косточками рыб. Песчаники мелко- и разнозернистые, кварцевые, с примесью полевых шпатов (13—20%), внизу с зернами глауконита. Породы, подстилающие глины с псевдоэстериями, в значительной своей части принадлежат пярнускому горизонту: покрывающие, несомненно, относятся к наровскому горизонту, по расчленению на толщ не поддаются.

В Шарье морсовская толща не распознается. К ней очень предположительно можно отнести залегающие на глубине 2118—2110 м зеленовато-серые с красными и вишневыми пятнами комковатые глины; сверху пятна исчезают и в глине появляются известковые стяжения. Л. М. Бирина (1957) «сугубо условно» относит их к «трохилисковому горизонту».

Сопоставление разрезов скважин по направлению Плавск — Москва — Любим показывает, что уменьшение мощности морсовской толщи к северу и югу обусловлено в основном выпадением из разреза каменной соли. Однако нет основания считать, как это общепринято, что за пределами солеродной полосы развиты отложения лишь более молодые, чем каменная соль. Сравнивая разрезы морсовской толщи от сводовой части Воронежской антеклизы до Любима, можно убедиться, что сокращение ее мощности объясняется скорее не выпадением на севере и юге «более древних» соленосных слоев, а фациальными изменениями и общим сокращением мощности разновозрастных осадков вследствие различий в режиме их отложения. Интенсивное выпадение каменной соли, образовавшей мощную залежь в течение геологически очень короткого времени (несколько тысячелетий?), происходило, по-видимому, на фоне более спокойного отложения по периферии сульфатных, глинисто-карбонатных и терригенных осадков.

Верхненаровской подгоризонт распространен на рассматриваемой территории повсеместно и представлен морскими образованиями. На северо-западе, севере и юго-востоке наблюдаются четко выраженные признаки обмеления, связанные с естественным выклиниванием подгоризонта на склонах, расположенных неподалеку от Балтийского щита, Котельнического и Токмовского сводов. Слагающие верхненаровский подгоризонт мосоловская и черная толща относительно легко распознаются лишь в южной половине рассматриваемой площади. На севере во многих разрезах их трудно отделить не только друг от друга, но даже и от морсовской толщи. Л. М. Бирин полагает, что в Любиме, Солигаличе и Шарье мосоловская (а следовательно, и черная) толща отсутствует.

Мощность верхненаровского горизонта изменяется от 78—72 м на юго-западе и юге (Нелидово, Вязьма, Барятино, Петелино, Горлово, Рязжск) до 37—33 м в Редкине, Поваровке, Переславле-Залесском. На севере (Некрасовское, Любим) она сокращается до 20—14 м (?).

Вопрос о возрасте верхненаровского подгоризонта окончательно еще не разрешен. Органические остатки, найденные в нижних его слоях (мосоловская толща), представлены почти исключительно новыми формами. Некоторые виды брахиопод, по заключению А. И. Ляшенко, имеют эйфельский облик. Отдельные их представители в юго-восточном Притиманье встречены в омринских слоях, параллелизуемых Ляшенко с бийскими и кальцеоловыми слоями западного склона Урала. Здесь же, а также в аналогах бийских слоев Пугачевской скважины в комплексе с бийскими остракодами определены и некоторые мосоловские формы. Однако А. А. Рождественская уточняет, что комплекс остракод, сходный с мосоловским, свойствен лишь верхней части бийских слоев, которую она сопоставляет с афонинскими слоями (нижний живет). М. Ф. Микрюков и А. П. Тяжева отмечают наличие в последнем и некоторых видов брахиопод, общих с мосоловской толщей. В верхней части подгоризонта (черная толща) присутствуют брахиоподы уже несомненно верхнеживетского облика. Таким образом, остается неясным: относится ли верхненаровский подгоризонт целиком к живетскому ярусу (даже без выделения подъярусов) или же он объединяет части разных ярусов — эйфельского и живетского.

Мосоловская толща на большей территории представлена карбонатными отложениями и лишь на севере приобретает существенно песчано-глинистый состав. Ее мощность изменяется от 75—50 м на юге до нескольких (?) метров на севере.

На юге рассматриваемой территории к мосоловской толще относятся известняки и глины, непосредственно покрывающие морсовскую толщу и в отличие от нее содержащие большое количество остатков морской фауны. Стратотипом ее служит разрез Мосоловской опорной скважины в интервале 1105—1055 м. Здесь, по М. Ф. Филипповой и другим (1958), мосоловская толща сложена серыми и зеленовато-серыми микрозернистыми, в различной степени глинистыми известняками с линзовидной, конкреционной или брекчиевидной текстурой, с бугорчатыми поверхностями наслоения. Иногда они однородные, массивные, местами частично перекристаллизованы или слабо доломитизированы. Известняки содержат тонкие прослои темно-серых и зеленовато-серых мергелей и известковистых глин гидрослюдистого состава, часто пиритизированных.

Отдельные прослои известняков и глин изобилуют органическими остатками. Преобладают обломки и целые раковины брахиопод, более редки остатки остракод, тентакулитов, пелеципод, гастропод, криноидей, мшанок, трилобитов, рыб, исключительно редки остатки головоногих.

Встречены споры растений. В руководящий комплекс брахиопод, по А. И. Ляшенко, входят *Lingula bicarinata* Kut., *Paeckelmannia philippovae* Ljasch., *Productella mosolovica* Ljasch., *P. morsovensis* Ljasch., *Atrypa crassa* Ljasch., *A. mosolovica* Ljasch., *A. ventricosa* Kelus., *A. olchovensis* Ljasch., *Spirifer (Ilmenia) mosolensis* Ljasch., *Sp. ex gr. inflatus* Schnur. А. И. Ляшенко находит, что грубобребристая *Atrypa crassa* Ljasch. очень близка к *At. scaberba* Khod. из эйфельских отложений Урала. Из остракод, по Л. Н. Егоровой, Е. Н. Поленовой и другим, характерны *Coeloenellina decorata* Pol., *Eurychillina mirabilis* Pol., *Monoceratina sublimis* Pol., *Gravia volgaensis* Pol., *Eulanella scrobiculata* Pol., *E. alveolata* Pol., *Margidia aperta* Pol., *Bairdiocypris vastus* Pol., *Voronina voronensis* Pol., *Schweyerina arcuata* L. Egor., *Semilukiella lata* L. Egor. Г. П. Ляшенко указывает характерного для мосоловской толщи тентакулита *Heteroctenus mosolovicus* G. Ljasch. Характерный комплекс спор приведен на рис. 13.

Сходное строение мосоловской толщи наблюдается в Москве, Серпухове, Туле, Плавске и Горлове.

Резко отличается разрез в районе Калужского поднятия. Здесь к мосоловской толще относится толща конгломерато-брекчии, состоящей из галек и слабо окатанных обломков доломита, мергеля, известняков, изверженных и метаморфических пород. Размер обломков 1—33 см. Цемент известково-глинистый. Из этой толщи определены мосоловские остракоды. Образование конгломератов можно поставить в связь с наличием на этом участке резко выраженных локальных дислокаций в кристаллическом фундаменте и нижних горизонтах осадочного чехла.

Конгломераты покрываются толщей глин мощностью около 55 м, которую С. В. Тихомиров (1967) сопоставил с верхней частью мосоловского горизонта и назвал «калужскими слоями». Эта толща внизу сложена известковистыми глинами, венчающимися прослоем (5 м) глинистого известняка; в середине — доломитовыми глинами с прослоем глинистого доломитизированного известняка в кровле. В обеих пачках определены остракоды мосоловского горизонта и *Lingula bicarinata* Kut.

С. Н. Наумова выделила из «калужских слоев» характерный комплекс спор: *Leiotriletes atavus* Naum., *Stenozonotriletes pumilis* Naum., *S. rognatus* Naum., *Archaeozonotriletes parvifosilaris* Naum., *Hymenozonotriletes olchovensis* Naum., *H. polyacanthus* Naum., *H. polymorphus* Naum., *H. proteus* Naum. Приводя этот список, С. В. Тихомиров (1967), к сожалению, не привязывает определения к конкретным частям разреза и оговаривается, что дает их обобщенно для всего стратотипа в целом. Однако разрез, на который опирается С. В. Тихомиров, — сводный, и нет уверенности в том, что калужский комплекс спор относится ко всей этой толще, мощность которой, к тому же, возможно, искусственно завышена. Всего естественнее было бы привязать калужский комплекс спор к верхней из охарактеризованных глинистых пачек и присоединить к ней непосредственно покрывающие ее глины, не имеющие (?) палинологической характеристики, но содержащие черноморскую фауну.

Такое представление тем более вероятно, если учесть, что на колонке «калужских слоев» С. В. Тихомиров (1967), помимо бескарбонатных глин, изображает также доломитовые и известковистые глины. Однако ни в работе 1953 г., ни в последней работе этот исследователь не указывает, что глины, содержащие калужский комплекс спор, карбонатны.

В верхненаровском подгоризонте западных районов (Торопец, Кувшиново, Ярцево) В. Т. Умнова в последние годы выделила три четких спорово-пыльцевых комплекса: нижнемосоловский, верхнемосоловский и калужский. Первые два по стратиграфическому положению без сомнения соответствуют мосоловской и чернойской толщам. Стратиграфическая принадлежность калужского комплекса недостаточно ясна. Учитывая то, что он встречен в породах, залегающих непосредственно ниже отложений с ольховским и воробьевским комплексами, а также приве-

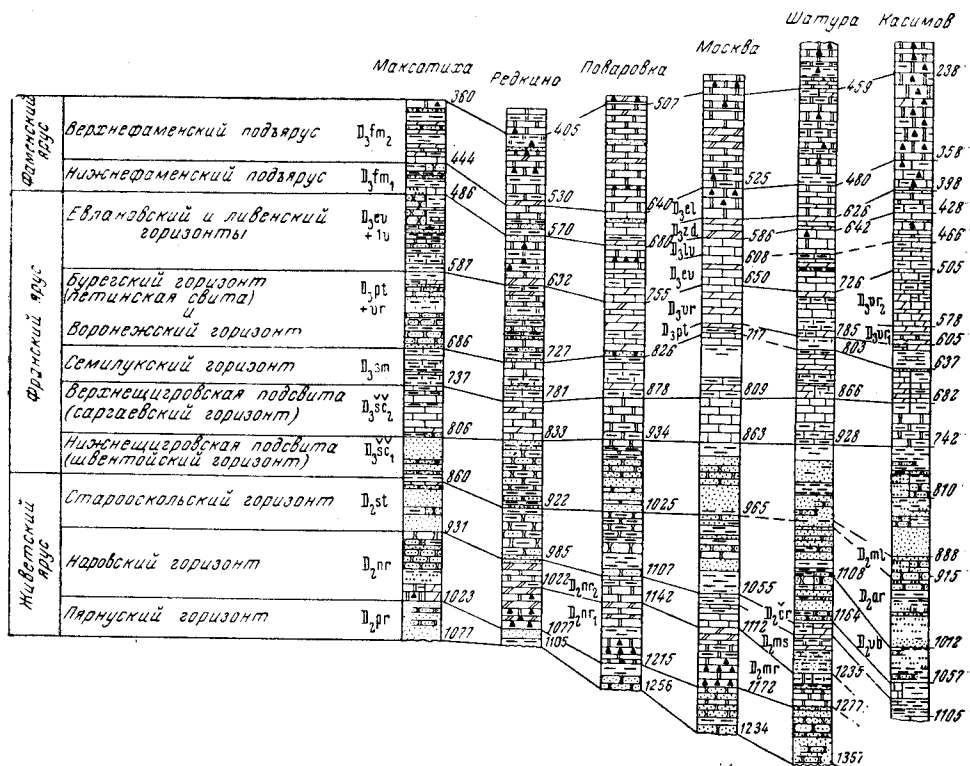


Рис. 18. Сопоставление разрезов девонских отложений по линии Максати́ха — Касимов
Условные обозначения см. на рис. 14

денные выше данные С. В. Тихомирова и комментарии к ним, можно предположить, что калужский комплекс скорее всего относится к чернойской толще. Как видно на рис. 13, калужский и верхнемосоловский комплексы очень близки друг к другу, и вполне допустимо, что 15—20 лет назад они еще не различались.

К востоку и северо-востоку от очерченной выше площади (в скважинах Ряжска, Каверина, Касимова, Тумы, Шатуры, Непейцина, Переславля-Залесского) количество известняков в разрезе уменьшается за счет развития глин (рис. 18, 19). Здесь слои, отнесенные к мосоловской толще, довольно четко разделяются на две пачки: нижнюю — преимущественно глинистую, и верхнюю — глинисто-карбонатную.

Так, в Касимове нижняя пачка, по данным Л. А. Свирилина и Н. Н. Шамшурина (1967 г.), сложена зеленовато-серой бейделлитовой глиной с обугленными растительными остатками, с прослойкой голубовато-серого доломитизированного известняка мощностью 1—2 м. В составе верхней пачки преобладают неравномерно глинистые, слабо доломитизированные известняки (75%), переслоенные слабо доломитизи-

роваными глинами (25%). В Шатуре нижняя пачка (35 м) представлена серыми и зеленовато-серыми тонкослоистыми, частью алевритистыми глинами, верхняя (20 м) — мергелями, доломитовыми гидрослюдыстыми глинами и доломитами. Прослой доломитовых мергелей, главным образом внизу толщи, встречаются в Непейчине. В Переславль-Залесском по всему разрезу преобладают карбонатные глины; в них

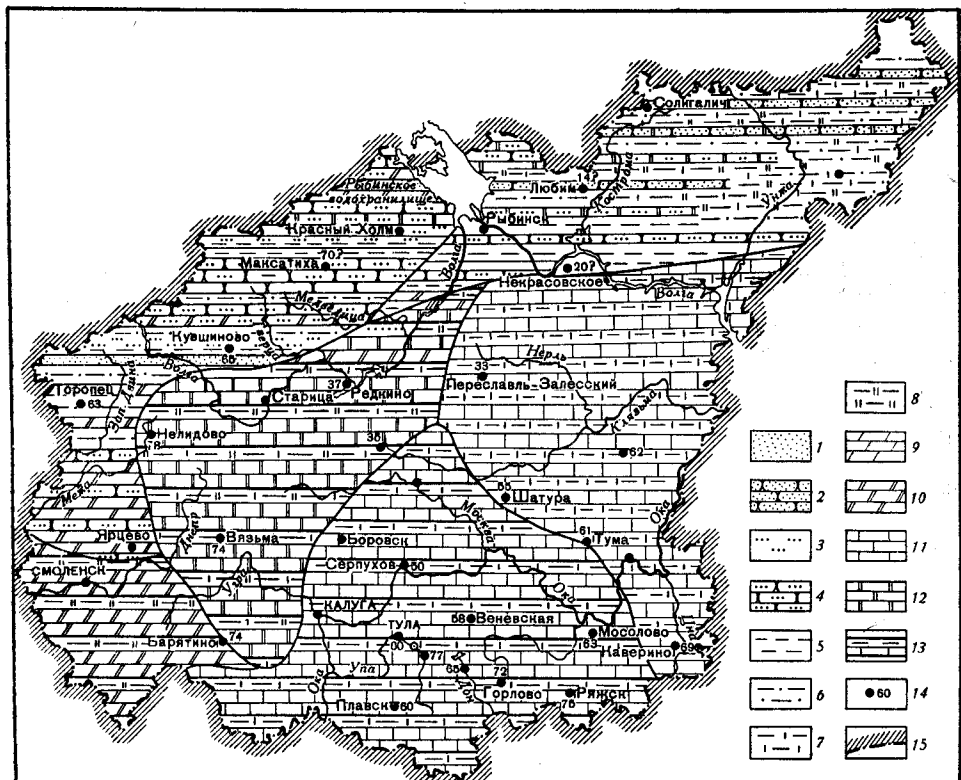


Рис. 19. Литологическая карта мосоловской толщи (верхненаровского подгоризонта)

1 — пески; 2 — песчаники; 3 — алевриты; 4 — алевриты; 5 — глины; 6 — глины алевритистые и алевритовые; 7 — глины известковистые; 8 — глины доломитовые; 9 — мергели; 10 — мергели доломитовые; 11 — известняки; 12 — известняки доломитизированные и доломиты; 13 — породы в порядке их чередования в разрезе; 14 — местоположение скажины и мощность вскрытых ею отложений мосоловской толщи; 15 — границы территории, рассматриваемой в настоящем томе

кроме прослоев известняка встречаются прослой мелко-среднезернистого кварцевого песчаника с притовым цементом.

Принадлежность охарактеризованных отложений в перечисленных пунктах к мосоловской толще подтверждается палеонтологическими данными.

К западу от линии Переславль-Залесский — Москва — Калуга в мосоловской толще обнаруживается более значительная доломитизация. Заметные признаки ее видны уже в Поваровке, где появляются частые прослой доломитизированных известняков и доломитов. В Редкине, Нелидове, Вязьме, Барятине, Ярцеве и Смоленске мосоловская толща уже полностью сложена серыми микрозернистыми доломитами, частью глинистыми, с подчиненными прослоями доломитовых мергелей. Здесь определены частые обломки и целые раковины *Lingula bicarinata* Kut., остатки рыб, следы жизнедеятельности илоедов; реже встречаются остатки остракод и иглокожих. В Ярцеве и Смоленске преобладают

дают доломитовые мергели, причем, в Ярцеве в доломитах обнаруживается примесь песчаных, а в мергелях — алевритовых зерен кварца.

На северо-западной окраине рассматриваемой территории (Торопец, Максатиха, Красный Холм) в составе мосоловской толщи преобладает терригенный материал, что связано с близостью Главного девонского поля. Несколько особняком стоит разрез Кувшинова; здесь нижняя часть толщи (глуб. 890—868 м) сложена чередующимися мергелями, доломитизированными известняками и доломитами, содержащими сверху тонкие прослой песчаника и алевролита. Верхняя часть толщи, которую условно можно выделить на глубине 868—855 м, представлена только терригенными породами — глинами, алевролитами и песчаниками. И в карбонатной и в терригенной части были найдены остатки *Lingula bicarinata* Kut. Мосоловская толща покрывается в Кувшинове песками, в которых на глубине 818 м В. Т. Умновой определен «верхнемосоловский» комплекс спор, что позволяет относить их уже к чернойрской толще.

В Торопце к мосоловской толще можно отнести породы, залегающие на глубине 620—577 м. Этот интервал разреза, по Б. Н. Розову и другим (1966 г.), начинается прослоем песчаника (1 м) мелко- и среднезернистого (0,06—0,27 мм), кварцевого, с полевым шпатом (18,5%), с глинистым и доломитовым цементом, с пологой волнистой слоистостью. Выше располагаются песчанисто-алеверитистые глины, пятнисто окрашенные в серые, темно-бурые, фиолетовые и охристые тона. Местами глины доломитизированы и переходят в доломитовые мергели. Перекрывающие эту толщу породы содержат «верхнемосоловский» комплекс спор.

В Максатихе, по сопоставлению разрезов, мосоловской толще может принадлежать пачка алевролитов с подчиненными прослоями песков и аргиллитоподобных глин, залегающая на глубине 980—931 м. Алевролиты зеленовато-серые с фиолетовыми и желтыми пятнами, кварцевые, с примесью полевого шпата, крепкие.

В Красном Холме мосоловская толща залегает, по-видимому, на глубине 1192—1162 м и представлена темно-фиолетовыми и голубовато-зелеными глинами, песчанистыми и алеверитистыми доломитами, переходящими в доломитистые алевролиты. В верхней их части, возможно, частично соответствующей чернойрской толще, появляются прослой песчаников с доломитовым цементом. Близкий разрез, но с большим количеством глин наблюдается в Рыбинске.

Вопрос о наличии мосоловской толщи на северо-востоке рассматриваемой территории решается не однозначно. Л. М. Бирина (1957) полагает, что она здесь отсутствует; М. Ф. Филиппова и другие (1958) условно относят к мосоловской толще «трохилисковые слои» Бириной. В настоящей работе столь же условно сопоставляется с мосоловской толщей верхняя пачка «трохилисковых слоев» любимского разреза. Эта пачка имеет мощность 14 м и сложена, по Л. М. Бириной, ожелезненными глинами и песчанистыми доломитами, переходящими в доломитизированные алевролиты и песчаники. В Солигаличе мосоловской толще, по-видимому, соответствует часть верхних слоев наровского горизонта, представленного алеверитистыми, частью карбонатными зеленовато-серыми и пестроцветными глинами, чередующимися, судя по данным каротажа, со слоями песчано-алеверитовых пород.

В Шарье столь же условно к мосоловской (и чернойрской?) толще можно отнести примерно нижние две трети залегающей на глубине 2110—2090 м пачки глин, отнесенных Л. М. Бириной (1957) к нижнелужским слоям. Указанием на возможно верхненаровский возраст этой части пачки служит присутствие в ней комплекса спор с доминан-

тами *Leiotriletes atavus* Naum., *Hymenozonotriletes polymorphus* Naum., *H. proteus* Naum. В верхней трети этой пачки С. Н. Наумовой определены споры воробьевского комплекса.

Черноярская толща. При бурении опорных скважин во многих разрезах в верхней части мосоловского горизонта выделялась толща глин с прослоями известняков и доломитов, содержащая местами скопления мелких раковин брахиопод из рода *Ilmenia*. Вслед за А. И. Ляшенко ее называли «глинами с ильмениями», «верхнемосоловским горизонтом», а с недавнего времени — «черноярским горизонтом». Последнее название было принято в унифицированной схеме 1962 г., но с изменением ранга. Эта толща связана с подстилающей мосоловской постепенным переходом, но имеет иную палеонтологическую характеристику. Здесь при наличии форм из группы *Lingula* ex gr. *bicarinata* Kut. появляются представители верхнеживетских брахиопод: *Spirifer* ex gr. *aviceps* Keys., *Sp.* ex gr. *hians* Buch, а за пределами рассматриваемой площади из пород этой толщи А. И. Ляшенко (Сердобск), Б. П. Марковским (Городок, Костюковичи) и Д. Н. Утехиным (Орловская и Курская области) определены *Atrypa* ex gr. *zonata* Schnur, *Emanuella pseudopachyrincha* Tschegn. и *Stringocephalus* ex gr. *burkini* Defr. Южнее рассматриваемой территории в низах черноярской толщи встречаются отдельные представители мосоловских брахиопод. Из мосоловской толщи в черноярскую переходит также пелеципода *Aviculopecten naliokini* Ljasch. Комплекс остракод отличается и от мосоловского и от старооскольского. Для него характерно присутствие *Jenningsina serdobskensis* Legor., *J. primus* Pok., *Dizigopleurella clare* Pol. Спорово-пыльцевой комплекс черноярской толщи в разрезах, где она представлена в типичных карбонатных фациях, с необходимой детальностью еще не изучен. На северо-западе и севере, где развиты терригенные отложения черноярской толщи, ей, видимо, свойственны «верхнемосоловский» и «калужский» комплексы спор.

На рассматриваемой территории черноярская толща распространена, по-видимому, повсеместно: в южной и центральной частях она распознается сравнительно легко, но в северо-западных и северных районах выделить ее крайне трудно. Мощность ее оценивается от нескольких до 20—25 м. В отдельных случаях (Калуга, Торопец) она, возможно, достигает 50 м.

Отложения, относимые к черноярской толще, в центральной и юго-восточной частях территории (Переславль-Залесский, Москва, Непейчино, Шатура, Серпухов, Венев, Калуга, Плавск, Мосолово, Горлово, Рязск и др.) представлены глинами темно-серыми и серыми с синеватым, зеленоватым, реже с желтоватым и коричневатым оттенком. В нижней части глины обычно тонкодисперсные, известковистые, вверху чаще доломитовые или бескарбонатные, нередко с примесью алеврита. Глины содержат подчиненные прослои известняка и (обычно в верхней половине) доломитизированного известняка, доломита и доломитового мергеля. Мощность этих прослоев обычно не превышает 1—2 м. Иногда суммарная мощность карбонатных пород достигает 50% мощности всей толщи. Известняки серые и желтовато-серые, органогенно-обломочные, местами неравномерно-глинистые, доломитизированные известняки и доломиты чаще голубовато-серые, микрозернистые.

К западу от очерченной площади отложения, относимые к черноярской толще, так же как и мосоловские, характеризуются значительной доломитизацией. Так, в Редкине это серовато-зеленые пиритизированные доломитовые мергели со следами жизнедеятельности илоедов и остатками рыб. В Вязьме, Нелидове, Барятине и Смоленске — зеленовато-серые и пестроцветные доломитовые глины с прослоями доломитовых

мергелей, с остатками рыб, *Lingula bicarinata* Kut. и *Lingula ex gr. bicarinata* Kut.

В направлении к Ярцеву и Торопцу черная толща приобретает существенно песчано-алевролитовый состав. Так, в Ярцеве к этой толще можно условно отнести алевролиты, в различной степени глинистые, светло- и темно-серые, слюдистые, с конкрециями пирита и обугленными растительными остатками, содержащие, по В. Т. Умновой, верхнемосоловский комплекс спор (образцы с глуб. 577—567 м).

В Торопце, также по наличию верхнемосоловского комплекса спор, к черной толще следует отнести пачку песков, залегающих на глубине 577—560 м. Пески белые, кварцевые с небольшим количеством полевых шпатов, мелкозернистые (0,08—0,2 мм), с тонкой, иногда неясной косою слоистостью. В песках есть прослой серой тонкослойной алевролитистой глины. Очень может быть, что к черной толще принадлежат и залегающие выше, в интервале глубин 560—533 м, песчаные отложения, охарактеризованные, по В. Т. Умновой, калужским комплексом спор. Однако при таком допущении на долю старооскольского горизонта остается очень незначительная часть разреза. Поэтому на колонке Торопецкой скважины (см. рис. 14, 15) индекс черной толщи при глубине 560—533 м сопровождается знаком вопроса.

В Кувшиновской скважине В. Т. Умнова на глубине 818 м обнаружила споры верхнемосоловского комплекса, а на глубине 790—780 м — калужского. Эти данные с учетом состава пород позволяют условно выделить здесь черную толщу в интервале глубин 850—780 м. По данным Б. Н. Розова и других (1964 г.), в этом интервале вскрыты белые кварцевые мелко- и среднезернистые пески с прослоями песчаников, пестроцветных алевролитов и глин.

Какие изменения претерпевает черная толща на северной окраине рассматриваемой территории, пока не установлено. Исходя из общих палеогеографических соображений, можно полагать, что она имеет там песчано-глинистый состав и сокращается в мощности. Возможно, что черная толща соответствует часть нижнелужских слоев, выделенных Л. М. Биринной (1957) в разрезах Любима, Солигалича и Шарьи.

Старооскольский горизонт. На северном и восточном склонах Воронежской антеклизы и в Пачелмском прогибе наровский горизонт с разрывом покрывается толщей глин, алевролитов, песков и известняков старооскольского горизонта, содержащих ископаемые стрингоцефаловых слоев девона Западной Европы и Урала. Они разделяются здесь на воробьевские, ардатовские и муллинские слои¹. На Главном девонском поле этим отложениям соответствует большая, верхняя, часть лужских и нижняя часть ордежских слоев.

Непосредственно к югу от рассматриваемой территории, в районе Воронеж — Тим, воробьевские и ардатовские слои сложены морскими, в значительной части карбонатными отложениями. В сторону Московской синеклизы карбонатные породы из разреза выпадают, и в границах рассматриваемой территории воробьевские и ардатовские слои полностью сложены песчано-глинистыми образованиями. На Воронежской антеклизе они содержат руководящие комплексы ископаемой фауны; для воробьевских слоев здесь характерно также присутствие глауконита. Муллинские слои на антеклизе фаунистически немы, но имеют своеобразный литологический облик, в частности, отличаются значи-

¹ Отложения, относимые на рассматриваемой и прилегающей к ней с юго-востока территории к муллинским слоям, некоторые палинологи (В. Т. Умнова, Л. Г. Раскатова) в последнее время считают более правильным датировать верхним девонем.

тельной каолинизацией и присутствием частых конкреций сидерита, обычно окисленных. Им свойствен спорово-пыльцевой комплекс, характеризующийся присутствием живетских и франских форм.

На рассматриваемой территории старооскольский горизонт распространен повсеместно. Его обычная мощность 75—110 м. Однако местами она уменьшается до 60—50 м (крайний северо-запад), местами увеличивается до 131 м (Непейцино), 146 м (Некрасовское), 169 м (Касимов) и даже до 182—196 м (Любим, Солигалич). Незначительные изменения мощности могут объясняться частными причинами, в ряде случаев — неоднозначным определением границ горизонта. Крупные колебания, без сомнения, связаны с различием в условиях отложения осадков. Не случайно, что максимальные мощности приурочены к зонам наибольшего прогибания Московской синеклизы.

Установление границ старооскольского горизонта (особенно верхней) в пределах Московской синеклизы представляет значительные трудности. Еще сложнее ввиду отсутствия определимых остатков фауны и недостатка палинологического материала разделить повсюду старооскольский горизонт на составляющие его слои. Это можно сделать с известным приближением лишь в отдельных разрезах южной половины территории, где старооскольские отложения литологически относительно разнообразнее и богаче органическими остатками, чем на севере. Особенно трудно это сделать на крайнем западе и северо-западе, где развиты монотонные песчаные толщи.

Старооскольский горизонт повсеместно слагают глины, алевролиты и песчаники. Глины серые, зеленоватые и голубовато-серые, желтые и коричневые, в различной степени алевролитистые, нередко слюдястые, часто с тончайшими прослоечками алевролита и включениями бурого глинистого сидерита. Состав их коллоидной части преимущественно гидрослюдистый, иногда с примесью каолинита. Встречаются чистые тонкоотмученные разности с раковистым изломом, свойственные главным образом ардатовским слоям. Алевролиты желтовато-, буровато- и голубовато-серые, в разной степени глинистые, нередко слюдястые, с тонкими прослоечками сидерита, на северо-западе иногда с доломитовым цементом. Встречается разность белесого тона с пятнистой окраской, обусловленной значительной примесью каолинита и окисленных конкреций сидерита. Она особенно характерна для муллинских слоев, но на юге встречается и в нижней половине горизонта. Песчаники желтовато-, розовато- и голубовато-серые, нередко ожелезненные красновато-бурые, мелкозернистые, алевролитистые, местами с тонкой горизонтальной или косою слоистостью, с глинисто-сидеритовым или железисто-карбонатным цементом.

Обломочная часть пород старооскольского горизонта, по М. Ф. Филипповой и другим (1958), в основном состоит из зерен кварца, количество которых составляет обычно около 90% легкой фракции. Довольно часто содержание кварца повышается до 96—100% и очень редко опускается до 60%. Содержание полевых шпатов обычно не превышает 10%. В тяжелой фракции много рудных минералов (ильменит, магнетит, гематит) — преимущественно от 25 до 59%, значительно меньше нерудных непрозрачных (в основном лейкоксена) — 3—10%, иногда до 40%. Из прозрачных преобладают устойчивые — циркон (обычно 12—42%) и турмалин (3—23%). Сравнительно много анатаза, в редких случаях — брукита и сфена, чаще до 10, иногда до 19% тяжелой фракции. Содержание граната обычно не превышает 1% и изредка поднимается до 6—12%.

Органические остатки встречаются преимущественно в глинах и однотоновых алевролитах; они представлены местами избыточными об-

рывками и детритом обугленной, частью пиритизированной растительной ткани, очень редкими, обычно ближе не определяемыми остатками брахиопод, наутилоидей, остракод, встречаются членики стеблей морских лилий, остатки рыб.

Четко выраженных общих для всей территории закономерностей в последовательности напластования, исключая указанные выше, не наблюдается.

Для южной половины площади наиболее представительны разрезы Плавска, Ряжска, Мосолова, Венева, Серпухова. В Плавской скважине положение старооскольского горизонта можно приурочить к интервалу глубин 556—438 м. Здесь на известковистых глинах и мергелях черноярской толщи залегает пачка алевритовых глин, алевролитов и песчаников мощностью 46 м, которую условно можно отнести к воробьевским слоям. Основанием для последнего служит наличие глауконита в некоторых прослоях алевролитов и концентрических образований неустановленного происхождения, характерных для воробьевских слоев Воронежской антеклизы (Утехин, 1966). Выше располагаются глины коричневые, зеленые и серые, тонкоотмученные, плотные, характерные для ардаатовских слоев территории КМА (Утехин, 1966). В них встречено ядро *Orthoceratidae*, редкие членики криноидей, остатки *Tentaculites* sp., рыб. В большей верхней части толщи глины чередуются с желтовато- и голубовато-серыми алевритистыми горизонтально- и косослоистыми песчаниками. Эта толща, видимо, соответствует ардаатовским слоям. Ее мощность 58 м. Венчается разрез старооскольского горизонта белесым розовато-серым, местами пятнисто-ожелезненным алевролитом с желваками лимонита (окисленный сидерит), относящимся к муллинским слоям. Его мощность 14 м.

Близкий разрез показали скважины в Ряжске, Веневе, Серпухове. В Ряжске (Филиппова и др., 1958) внизу располагается песчано-алеваритовая толща мощностью 34 м, непосредственно выше которой в терригенных же породах встречены макроспоры зоны *Petalodentitritetes*, относящейся уже к ардаатовским слоям. В этой второй толще имеются прослой тонкодисперсных глин ардаатовского типа, изредка содержащих членики стеблей криноидей, остатки лингул, пеллеципод и тентакулитов (*Tentaculites* cf. *baituganicus* G. L j a s c h.) мощность ее 34 м. Эта толща венчается пачкой алевролитов, содержащих конкреции сидерита, нередко окисленного и дающего бурые потеки, по-видимому, соответствующей муллинским слоям.

В Веневе старооскольский горизонт выделяется достаточно четко на глубине 839—763,5 м (Ергаков и др., 1962 г.). Здесь на известковистых глинах и известняках, содержащих черноярскую фауну (определения Д. Н. Утехина), залегает толща светлых, иногда слабо ожелезненных мелкозернистых кварцевых песков и алевритов, местами обогащенных глауконитом; ее мощность 27 м. Выше располагается сильно алевритистая желтовато-серая плотная глина, сверху с тонкими (2—3 см) прослоечками алеврита мощностью 12 м. Эта часть глин охарактеризована воробьевско-ардаатовским комплексом спор. Глина покрывается пачкой (18 м) чередующихся алевролитов с глинистым, известковистым и сидеритовым цементом, темно-серых алевритистых глин и тонких прослоев песка. В кровле пачки залегает 9-метровый пласт тонкодисперсной шоколадно-коричневой глины ардаатовского типа, местами содержащей остатки лингул и членики морских лилий. Разрез горизонта заканчивается пестроокрашенным глинистым (каолинизированным) алевролитом, слюдистым, с желваками бурого железняка. Его мощность 7 м. Здесь определен «ястребовский» (муллинский) спорово-пыльцевой комплекс: *Acanthotritetes serratus* Na u m., *A. inferus*

Naum., A. usitatus Naum., A. crassus Naum., Retusotriletes verriculatus Naum., R. communis Naum., Hymenozonotriletes poliacantus Naum., Archaeozonotriletes micromanifestus Naum., A. decorus Naum., A. pustulatus Naum., A. lasius Naum., Stenozonotriletes extensus Naum., S. formosus Naum., Lophozonotriletes commutatus Naum.

В Домнинской, Серпуховской и Калужских скважинах разрез старооскольского горизонта существенно не меняется. В Калуге в глинисто-алевролитовых породах основания горизонта С. Н. Наумовой определен «ольховский» спорово-пыльцевой комплекс (сердобский горизонт С. В. Тихомирова), свойственный базальной части воробьевских слоев. Залегающие выше породы характеризуются четко выраженным воробьевским комплексом спор, еще выше установлен ардаатовский комплекс. Муллинские слои здесь по имеющимся данным выделить трудно. В Серпухове и Калуге они, по-видимому, включались в состав нижнешигровского горизонта. В домнинском разрезе В. К. Каминский (1964 г.) по палинологическим данным выделяет муллинские слои мощностью 25 м, сложенные внизу глинами, частью известковистыми, алевролитами и песками. Глины, по-видимому, следует считать еще ардаатовскими.

Сходный характер наслоения установлен в Мосолове, Касимове, Непейцине. Однако в отличие от вышеописанных разрезов здесь не отмечены тонкоотмученные глины в ардаатовских слоях. Наличие воробьевских и ардаатовских слоев в этих разрезах подтверждается скудными палинологическими данными. Не меняется заметно разрез и в северном направлении до Москвы и Поваровки.

К северо-западу от Поваровки (Редкино, Старица, Максатиха, Красный Холм) породы все чаще приобретают пестрые и красные оттенки, а в средней и особенно верхней частях разреза в алевролитах появляются доломитовые и гипсовые (Красный Холм) цементы и тонкие прослои алевролитистого и глинистого доломита. В Красном Холме на глубине 1125—1123 м отмечены прослоечки бурого угля. По В. Т. Умновой, породы с глубины около 1130 м характеризуются спорово-пыльцевым спектром воробьевских слоев.

На крайнем западе (Смоленск, Ярцево, Торопец, Нелидово, Кувшиново, Максатиха) количество и мощность прослоев глин среди песков и алевролитов сокращается и разрез становится очень монотонным. Резко преобладают пески и песчаники светло-серые, существенно кварцевые (полевых шпатов 2—18%), иногда с зернами глауконита, мелкозернистые, с неясной тонкой, местами косой слоистостью. Глины то пестроцветные, то серые, с обугленными растительными остатками. В Ярцеве нижняя треть горизонта сложена серыми, частью косослоистыми алевролитами с обугленными остатками растений и отпечатками лингул.

Разрез промежуточного типа получен в Вязьме. Здесь внизу (730—692 м) располагаются темно-серые и пестрые глины с обугленными растительными остатками, с пачкой алевролитов, песков и песчаников в основании. Большую верхнюю часть (692—620 м) занимают пески желтовато- и светло-серые, мелко- и среднезернистые, глинистые и известковистые, с прослоями темно-серой глины, содержащей обугленные растительные остатки. С глубины 685—634 м В. Т. Умнова выделила споры ардаатовского комплекса. Аналогичный спорово-пыльцевой спектр ею же установлен в Смоленске (скв. 1, глуб. 367,5 м), Нелидове (глуб. 553,4 м); воробьевский комплекс спор выделен в Торопце (глуб. 510,8 м) и воробьевско-ардаатовский в Кувшиново (глуб. 774—750 м).

На севере и северо-востоке рассматриваемой территории старооскольскому горизонту соответствует верхняя часть нижнедужских слоев

и верхнелужские слои, выделенные Л. М. Бириной (1957) в Любиме, Солигаличе и Шарье.

В Любимской опорной скважине старооскольский горизонт можно выделить на глубине 1656—1489 м. Здесь, по Л. М. Бириной, развиты пески, разделенные подчиненными пачками глин на три толщи. Пески белые, прослоями желтовато-серые, кварцевые, мелко-, реже среднезернистые, местами глинистые, уплотненные, с регенерационным разрастанием зерен, местами сцементированные карбонатом и ангидритом. Мощность песков нижней толщи около 15 м. Их покрывает глина зеленовато-серая алевритистая, неяснослоистая, с зернами карбоната и пирита. Выше снова следуют пески с редкими тонкими прослоями серых глин (47 м), отличающиеся от нижележащих песков присутствием роговой обманки. Эти пески венчаются дымчато-серой алевритовой глиной мощностью 1 м, с крупными обрывками обугленных растений. В песках и глинах второй толщи С. Н. Наумова определила спорово-пыльцевой спектр, свойственный воробьевскому горизонту. Для песков верхней, третьей, толщи (98 м) характерно обилие на плоскостях наслоения листовочек слюды и углистых остатков растений. Здесь на глубине 1587—1561 м определены споры ардатовского комплекса. Пески покрываются зеленовато-серыми алевритовыми слюдыстыми доломитизированными глинами с прослоями алевролита, содержащего зерна глауконита и полевого шпата.

В Солигаличе разрез старооскольского горизонта близок к предыдущему. Здесь господствуют пески, аналогичные вышеописанным, прослой глин, внизу частые, кверху исчезают. В нижнем прослое глин около 1480 м) С. Н. Наумова определила споры, характерные для нижней части воробьевских слоев; выше (в опорной скважине на глуб. 1440—1405 м и в скв. 3 на глуб. 1509—1503 и 1474—1470 м) — споры ардатовского типа. Муллинские слои здесь, как и в Любиме, выделить также не представляется возможным. Мощность старооскольского горизонта в опорной скважине определяется в 196 м, в скв. 3—238 м (возможно, вместе с черныярскими толщами).

К востоку от Любима и Солигалича мощность отложений установленного старооскольского возраста (верхнелужские слои, по Л. М. Бириной) уменьшается. Так, в Шарье она оценивается в 70 м. Здесь, по материалам Л. М. Бириной (1957) в основании горизонта залегают темно-серые микрослоистые алевритовые глины мощностью 5 м, содержащие много обрывков обугленной растительной ткани и споры, внизу воробьевского комплекса, выше — ардатовского (определения С. Н. Наумовой). Большая, верхняя, часть (65 м) сложена почти исключительно песками и рыхлыми песчаниками, в основном кварцевыми, с послонными скоплениями обугленного растительного детрита. В самом верху песков есть прослой темно-серых и коричневатых алевритистых, микрослоистых глин с обугленными растительными остатками. С. Н. Наумова выделила из них березовский комплекс спор, что может указывать на их промежуточный живецко-франский возраст.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнедевонские отложения на рассматриваемой территории представлены обоими ярусами — франским и фаменским.

ФРАНСКИЙ ЯРУС

Отложения франского яруса соответствуют двум крупным циклам седиментации и в соответствии с этим разделяются на два подъяруса: нижнефранский и верхнефранский.

Нижнефранский подъярус

Нижний цикл накопления осадков франского яруса обнимает напластования, отвечающие щигровской свите и семилукскому горизонту. В настоящей работе щигровская свита разделяется на две подсвиты: нижнещигровскую, соответствующую пашийскому и кыновскому горизонтам востока платформы, и верхнещигровскую, соответствующую саргаевскому горизонту той же области.

Нижнещигровская подсвита распространена повсеместно и повсюду выражена песчано-глинистыми отложениями, литологически очень сходными с отложениями старооскольского горизонта. В настоящей работе ее нижняя граница на юге территории проводится в кровле каолинизированных пятнистых алевролитов с желваками окисленного сидерита, отнесенных к муллинским слоям. В северной половине граница литологически менее четка и определяется по немногочисленным палинологическим данным. За верхнюю границу обычно (как и в настоящей работе) принимается подошва карбонатных пород с фауной псковско-чудовских слоев. Мощность нижнещигровской подсвиты в таком объеме изменяется от 50 до 150 м, наиболее обычная — 80—100 м. Максимальные мощности приурочены к двум участкам. Один располагается на юго-востоке, в области северного окончания Пачелмского прогиба, а другой на севере, в районах Любимских и Солигаличских поднятий. На юго-востоке мощности таковы: в Горлове 129 м, Ряжке 133 м, Мосолове около 150 м (с муллинскими слоями 168 м), Касимове 146 м, Непейщине 129 м; на севере: в Любиме 143 м, в Солигаличе 148 м.

Принадлежность описываемой толщи пород к нижнещигровской подсвите большей частью определяется по стратиграфическому положению и спорово-пыльцевым спектрам. Остатки фауны крайне редки и представлены почти исключительно раковинами лингул (*Lingula* sp., *L. rectangularis* Ljasch.) и листоногих (*Asmussia vulgaris* Lutk.), а также большей частью трудно определимыми обломками панцирей и чешуей рыб. Местами наблюдаются следы жизнедеятельности илоедов.

На всей рассматриваемой площади нижнещигровская подсвита сложена однотипными песчано-алевритовыми и глинистыми породами, часто сменяющими друг друга и по площади и по разрезу. Пески светло-серые до белых, в верхней половине с прослоями желтых, фиолетово-серых и красных, мелкозернистые, существенно кварцевые (обычно 93—97% легкой фракции), часто слюdistые, нередко с обугленными растительными остатками. Местами пески уплотнены до песчаника, обычно с глинистым или железистым цементом, с тонкой горизонтальной и косою слоистостью. Алевролиты такой же окраски, обычно глинистые, слюdistые, иногда с ооидами сидерита, местами горизонтально и косослоистые. Глины зеленовато-серые, фиолетовые, красноватые и пестрые, в разной степени алевритистые. Коллоидальная часть их в основном гидрослюдистая с примесью хлорита и монтмориллонита, иногда каолинита. В Вязьме в средней части подсвиты отмечен прослой бурого угля мощностью 0,35 м.

Кластический материал пород нижнещигровской подсвиты в основном кварцевый, содержание полевых шпатов определяется несколькими процентами и лишь в отдельных случаях на юге, северо-западе и севере (вблизи областей сноса) достигает 13—23% легкой фракции (Ряжск, Любим, Мосолово, Тула, Торопец, Солигалич). Из прозрачных минералов тяжелой фракции преобладают устойчивые. Так, в Вяземской скважине определены циркон 59,2%, ставролит — 12,6%, гранат — 7,2%, в меньшем количестве присутствуют рутил, турмалин, ми-

нералы группы эпидота, единичные зерна дистена, роговой обманки, сфена, анатаза, силлиманита, апатита, глауконита. В Торопце определены циркон 45—75%, гранат 0,5—18,7%, рутил 7%, турмалин 10—26%. Из непрозрачных преобладают ильменит и магнетит. Единичные зерна глауконита в породах нижнешигровской подсвиты были отмечены во многих разрезах на разных глубинах.

По количественному соотношению в разрезе нижнешигровской подсвиты песчано-алевритовых и глинистых пород на рассматриваемой территории грубо выделяются две зоны. На западной окраине, тяготеющей к Главному девонскому полю (Смоленск, Ярцево, Нелидово, Торопец, Кувшиново, Максатиха, Красный Холм), в разрезе резко преобладают пески и алевриты. Глины, большей частью пестрые, алевритистые, образуют редкие маломощные прослои. Лишь в отдельных случаях в самых верхах подсвиты глины слагают относительно мощные прослои (Торопец — 12 м, Максатиха — 7 м, Красный Холм — около 10 м).

В центральных, восточных и южных районах территории песчано-алевритовые и глинистые породы присутствуют примерно в равных соотношениях. При этом, как правило, первые преобладают в нижней части разреза, а вторые в верхней. Один из типичных разрезов показала Веневская скважина (Ергаков и др., 1962 г.). Здесь на каолинизированных алевролитах с «ястребовским» (муллинским) комплексом спор залегает пачка чередующихся алевритов и алевролитов мощностью 92 м, содержащих подчиненные прослои глин, количество которых в верхней части увеличивается. Пески светло-коричневые, мелкозернистые (0,25—0,1 м), нередко алевритистые, кварцевые, с примесью слюды и единичных зерен глауконита, местами сцементированные глинистым веществом. Алевролиты преимущественно зеленовато-серые, глинисто-слюдистые, с тонкой горизонтальной слоистостью. Местами слоистость прерывисто-волнистая, обусловленная присутствием непостоянных прослоечек алевритистой глины мощностью 1—3 мм. На плоскостях наслоения много обугленных растительных остатков. Алевролиты существенно кварцевые (84—98% легкой фракции). Из аксессуарных минералов присутствуют единичные зерна циркона, турмалина, ставролита, из рудных — зерна пирита.

Песчано-алевритовые породы покрываются пачкой глин мощностью 37 м, содержащих подчиненные прослои алевролита описанного выше типа. Глина — алевритистая, голубовато-зеленая, местами слабо ожелезненная, пятнистая, плитчатая, иногда с железистыми оолитами. Основные глинистые минералы — гидрослюда и каолинит. Содержание кластического материала достигает 45%. Он состоит из угловато-окатанных алевритовых зерен кварца и единичных зерен циркона, турмалина, глауконита. Из рудных много пирита.

На севере и северо-востоке рассматриваемой территории песчаность нижнешигровских отложений, как и на западе, в общем сильно возрастает, значительно варьируя в отдельных разрезах. Так, в Солигаличе песчаными породам принадлежит около 50% мощности подсвиты, а в Некрасовском, Любиме и Шарье их количество возрастает до 70—80%.

В Любиме, по Л. М. Бириной (1957), преобладают белые мелкозернистые, с тонкой горизонтальной и косою слоистостью кварцевые пески, местами переходящие в слабые песчаники с глинистым, кварцевым регенерационным, реже карбонатным цементом. В них встречаются зерна полевого шпата и глауконита. Три пачками алевритистых глин пески подразделяются на три толщи. Глины нижней пачки (1422—1409 м) внизу темно-серые с обильными обугленными остатками растений и ходами илоедов, сверху красновато-коричневые, прослоями зеле-

новато-серые. Средняя пачка (1400—1393 м) сложена почти целиком красноцветной глиной с зеленовато-серыми выцветами и бурожелезистыми потеками в кровле. Третью пачку, венчающую разрез (1372—1346 м), слагают глины красновато-коричневые с сиреневыми и зеленовато-серыми пятнами, со следами выветривания. На глубине 1427—1390 м С. Н. Наумовой определены доминанты нижнешигровского комплекса спор: *Lophotriletes rugosus* Naum., *Archaeozonotriletes micromanifestus* Naum., *A. basilaris* Naum., *A. rugosus* Naum., *A. reticularis* Naum.

В Солигаличе в меньшей, нижней части (40 м) преобладают пески кварцевые с примесью полевых шпатов (13%), содержащие прослойки серовато-зеленых глин с растительными остатками. Большая, верхняя, часть (108,5 м) сложена глинами, внизу зеленых оттенков, выше — зелеными и красноцветными и, наконец, одними красноцветными. Глины содержат прослойки песков и алевролитов. По всему разрезу встречаются редкие зерна глауконита.

В скв. р-3 в Солигаличе в основании нижнешигровской подсвиты встречен пласт туфобрекчии, представленной, по Л. М. Бириной, красновато-бурой землистой песчанистой массой, содержащей угловатые обломки светло-зеленовато-серого и темно-зеленого базальта и красновато-коричневой глины; ее мощность, видимая в керне, 3,1 м.

В этой скважине в низах нижнешигровской подсвиты С. Н. Наумова отмечает преобладание спор *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *A. basilaris* Naum. Аналогичный комплекс определен здесь же на 80 м выше, а также в Шарье из темно-серых глин с глубины 1991—1983 м. Близкий состав спор В. Т. Умнова обнаружил в Некрасовской скважине на глубине 1407—1405 м.

Верхнешигровская подсвита обнимает покрывающую нижнешигровские отложения толщу карбонатных пород, соответствующую по фауне псковским, чудовским и нижнешелонским слоям Главного девонского поля. К ним присоединяются и местами залегающие непосредственно ниже известковистые песчано-алевритовые и глинистые породы, соответствующие снетогорским слоям Главного девонского поля.

По литологическому составу и палеонтологической характеристике верхнешигровская подсвита отличается очень большим постоянством. Это связано с максимальным развитием морской трансгрессии во второй половине нижнефранского времени. Почти повсеместно верхнешигровская подсвита сложена известняками, частью доломитизированными, с высоким электрическим сопротивлением и на каротажных диаграммах имеет очень четкую геофизическую характеристику. Из ископаемых преобладают брахиоподы, остракоды, тентакулиты, иглокожие, реже встречаются остатки гаспоропод, пеллеципод, трилобитов и других морских животных. Из брахиопод особенно характерны представители родов *Lamellispirifer* Naal., *Ladogia* Naal., *Camarotoechia* Hall et Clarke. Руководящими видами брахиопод, определенных из очень многих скважин, являются: *Chonetes menneri* Ljasch., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll., *L. muralis* Vern., *Ladogia meendorfi* Vern., *Camarotoechia aldoga* Naal., *Hypothyridina calva* Margk., *Atrypa velikaya* Naal., *A. naliokini* Ljasch., *A. richthofeni* Kays., *Elitha fimbriata* Comp. Кроме этих видов встречены *Schizophoria tulliensis* Van., *Sch. ex gr. striatula* Schl., *Striatopproductus sericeus* Buch., *Camarotoechia galinae* Ljasch., *Atrypa philippovae* Ljasch. и некоторые другие. Характерный комплекс остракод составляет *Cavellina depressa* Pol., *Acratia pskovensis* Egor., *A. longa* Zasp., *A. vastigata* Zasp., *A. tschudovenski* Zasp. Из тентакулитов типичны *Tentaculites soluzevi* G. Ljasch., *T. acutus* G. Ljasch., *Styliolina gassanovae* G. Ljasch.

Исчезновение этой фауны в верхних слоях подсыты и смена ее новым комплексом, уже семилукским, определяет положение верхней границы верхнецигровской подсыты. Литологически эта граница, при отсутствии руководящих ископаемых, проводится условно по появлению среди известняков частых прослоев мергелей и глин.

Мощность верхнецигровской подсыты обычно составляет 50—60 м. На севере (Солигалич, Любим) она увеличивается до 78—88 м. Зона

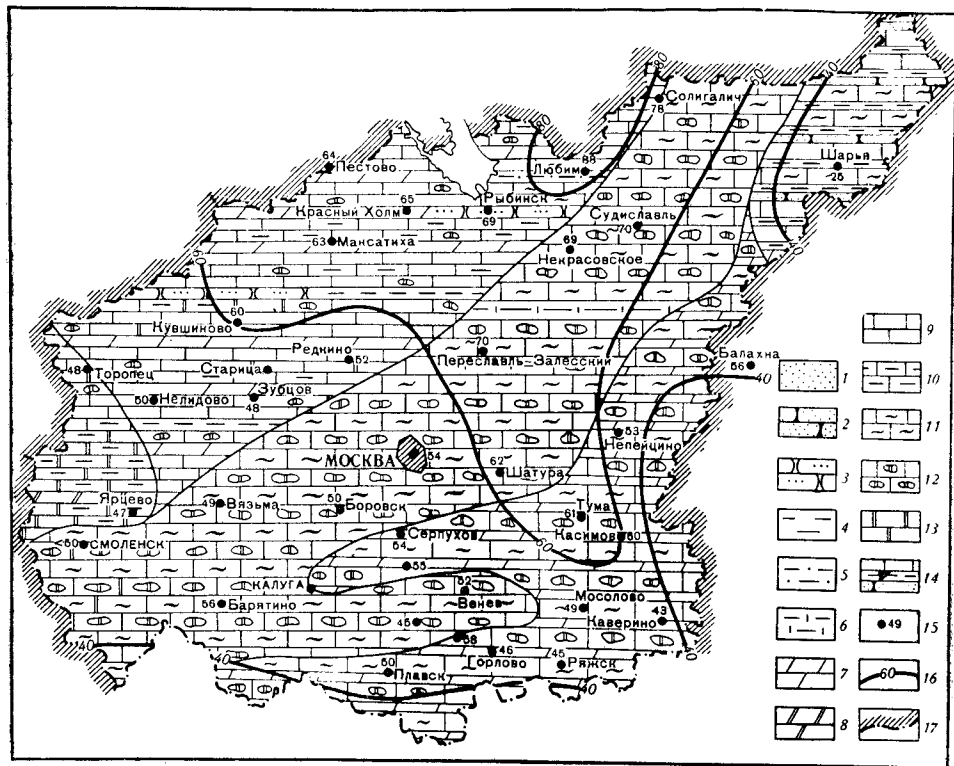


Рис. 20. Литологическая карта верхнецигровской подсыты (саргаевского горизонта)

1 — пески; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глины; 5 — глина с алевролитом; 6 — глина известковистая; 7 — мергели; 8 — мергели доломитовые; 9 — известняки; 10 — известняки глинистые; 11 — известняки неравномерно глинистые; 12 — известняки пятнистодолмитизированные; 13 — доломитизированные известняки и доломиты; 14 — породы в порядке их чередования в разрезе; 15 — местоположение скважины и мощность вскрытых ею верхнецигровских отложений; 16 — изопакиты; 17 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

относительно повышенной мощности, очерченная изопакитой 60 м, вырисовывается на карте (рис. 20) в виде узкого клина, обращенного вершиной на юго-восток к району Тума — Касимов.

На большей части рассматриваемой территории (исключая северо-запад) верхнецигровская подсыта имеет в общем двучленное строение. В нижней ее половине преобладают неравномерно глинистые известняки, в верхней — более свободные от глинистой примеси пятнисто-доломитизированные известняки. В основании верхнецигровской подсыты почти повсюду наблюдаются маломощные прослои песчаных известняков, опесчаненных мергелей и известковистых глин, иногда известковистого песчаника. Местами в них встречаются железистые оолиты. Иногда здесь отмечается наличие маломощного слоя «базального мелкогалечного известнякового конгломерата» (Филиппова и др., 1958; Нечитайло и др., 1957), якобы свидетельствующего о перерыве

в отложении осадков в начале верхнешигровского времени. Однако возможно, что этот конгломерат имеет автохтонный характер и аналогичен частым прослоям внутрiformационных конгломератов, входящих в состав верхнешигровской подсвиты и других горизонтов среднерусского верхнего девона. По-видимому, местное значение имеют и гравелиты из основания верхнешигровской подсвиты, описанные Л. М. Бириной в Любиме и Солигаличе.

Несмотря на однотипность строения верхнешигровской подсвиты, некоторые различия в сочетании слагающих ее пород на отдельных участках позволяют наметить несколько литологических зон.

Наиболее чистые карбонатные отложения образовались в полосе, протягивающейся в северо-восточном направлении от Смоленска и Барятинской через Москву на Некрасовское и Солигалич (рис. 20). Здесь нижняя часть разреза слагается преимущественно зеленовато-серыми микрозернистыми неравномерно-глинистыми известняками, содержащими тонкие прослойки зеленых известковистых глин и редкие прослойки мергелей. Очень характерны пропластки серовато-зеленого известняка, испещренного ходами илюедов, выполненными белым известковым материалом. Нередки тонкие (10—15 см) прослойки автохтонного мелкогалечного конгломерата, содержащего разбитые и целые раковины брахиопод и остатки других ископаемых. Вещество галек иногда непосредственно связано с цементом, что подтверждает залегание галек на месте их образования.

Верхнюю часть разреза слагают главным образом светло-серые с желтоватым оттенком микрозернистые неглинистые пятнисто-доломитизированные известняки. На фоне их общей светлой окраски выделяются беспорядочно разбросанные более темные участки неправильной формы (1—5 см в поперечнике), сложенные тонкозернистым доломитом, содержащим незначительную глинистую примесь. В Некрасовской скважине обнаружены мелкие выделения вторичного гипса. Отдельные прослойки пятнисто-доломитизированных известняков встречаются и в нижней части разреза, так же как и неравномерно-глинистые известняки можно встретить в верхней половине подсвиты. В разных частях разреза наблюдаются также прослойки мергельно-известняковой породы, представляющей зеленовато- или голубовато-серый мергель или сильно известковистую глину с прослойно расположенными в них уплощенными желваками почти белого микрозернистого известняка. Остатки ископаемых приурочены преимущественно к нижним слоям подсвиты. Л. М. Бириня (1957) в верхней части известняков Солигалича отмечает обилие онколитов.

В юго-западной части охарактеризованной литологической зоны (Смоленск, Барятино) наблюдается общее увеличение доломитизации пород, захватившей и неравномерно глинистые известняки.

На юго-востоке территории (Плавск, Серпухов, Рязск, Мосолово, Каверино, Касимов, Тула, Непейцино) разрез несколько меняется: здесь больше мергелей и известковистых глин, что, возможно, связано с близостью Воронежского массива и Токмовского свода. Однако приуроченность пятнисто-доломитизированных известняков к верхней части подсвиты здесь сохраняется.

На северо-востоке, судя по скважине в Шарье, преобладают глинистые известняки и глины, а в нижней части разреза присутствуют пески и песчаники с карбонатным цементом. Онколитовых известняков здесь нет, что Л. М. Бириня объясняет размывом в предсемилюкское время. Однако возможно, что это связано с фаціальными изменениями.

На северо-западе территории (Нелидово, Старица, Редкино, Кувшиново, Максатиха, Красный Холм, Рыбинск) строгой закономерности

в распределении по разрезу неравномерно глинистых и пятнисто-доломитизированных известняков нет. Как и на востоке, здесь заметную роль играют мергели и глины, а в Кувшинове, Красном Холме, Рыбинске, Любиме есть алевролиты, частью известковистые.

В наиболее полно изученном разрезе Любимской опорной скважины Л. М. Бирин выделяет верхнешигровскую подсвету на глубине 1346—1258 м. Здесь в основании залегают коричневатые и зеленоватосерые малопесчаные глины с прослойками алевроитового известняка и мелкогалечного известнякового конгломерата с остатками брахиопод. В известняке встречаются косточки рыб, оолиты бурого известняка, окатанные членики криноидей. Эти породы мощностью 11 м Бирин предположительно сопоставляет с снетогорскими слоями Главного девонского поля. Выше залегают зеленоватые глинистые известняки и известковистые глины, содержащие прослои мелкогалечных известняковых конгломератов и скопления раковин брахиопод псковско-чудовского комплекса. Кверху их сменяют бедные фауной пятнисто-доломитизированные известняки. Мощность тех и других 54 м. Разрез венчается толщей желтовато-серого пятнисто-доломитизированного известняка (21 м), содержащего прослои обломочного онколитового известняка, иногда битуминозного.

Семилуцкий горизонт повсеместно залегает на верхнешигровском без видимых следов перерыва. Наблюдающиеся местами в его основании мелкогалечные известняковые конгломераты аналогичны залегающим ниже и выше автохтонным конгломератам. Существеннее резкое изменение состава фауны, однако его можно объяснить изменением режима бассейна, происшедшим к концу верхнешигровского времени. В палеонтологически охарактеризованных разрезах нижняя граница семилуцкого горизонта определяется достаточно точно. Однако в большей части скважин ее приходится проводить условно, как уже говорилось, по смене пятнисто-доломитизированных известняков толщей переслаивающихся карбонатных и глинистых пород. В связи с этим на западе и востоке рассматриваемой территории условность границы увеличивается. Верхняя граница приурочивается к подошве мергельно-известняковой толщи со смешанной семилуцкой и воронежской фауной (алатырский горизонт А. И. Ляшенко) или стратиграфически соответствующей ей пачки глин и песков с растительными остатками (петинские слои). В обоих случаях границу точно провести можно не везде, так как воронежские формы в алатырском горизонте появляются на разных уровнях, а к петинским пескам и глинам можно ошибочно присоединить песчано-глинистые отложения, местами венчающие семилуцкий горизонт.

Мощность семилуцкого горизонта изменяется от 35—40 м на юге до 74—84 м на северо-востоке (Кострома, Любим, Шарья); она закономерно возрастает в погруженной части Московской синеклизы (рис. 21).

В кернах отложения семилуцкого горизонта обычно распознаются без труда, так как там изобилуют остатки ископаемых, особенно брахиопод, представленных многими руководящими родами и видами, нередко в огромном количестве экземпляров. Среди них наиболее характерны спирифериды из групп *Cyrtospirifer verneuili* Murgsch., *C. disjunctus* Sow., *Ilmenia* Nal., *Adolfia* Gurich., ринхонеллиды из родов *Liorhynchus* Hall, *Pugnax* Hall. Надежными индикаторами возраста являются строфеодонтиды из родов *Stropheodonta* Hall и *Douvillina* Oeschl. Из остракод руководящие формы относятся к родам *Uchtovia*, *Mennerella*, *Neodrepanella*, *Semilukiella*, *Buregia*.

По палеонтологическим и отчасти литологическим признакам А. И. Ляшенко, М. Ф. Филиппова и другие разделяют семилукские отложения на два самостоятельных горизонта: рудкинский (внизу), соответствующий доманику восточных районов, и собственно семилукский (мендымский, по С. В. Тихомирову).

Для «рудкинского горизонта», по А. И. Ляшенко, специфичны брахиоподы *Monelasma wenjukowi* Ljasch., *Liorhynchus rudkini*

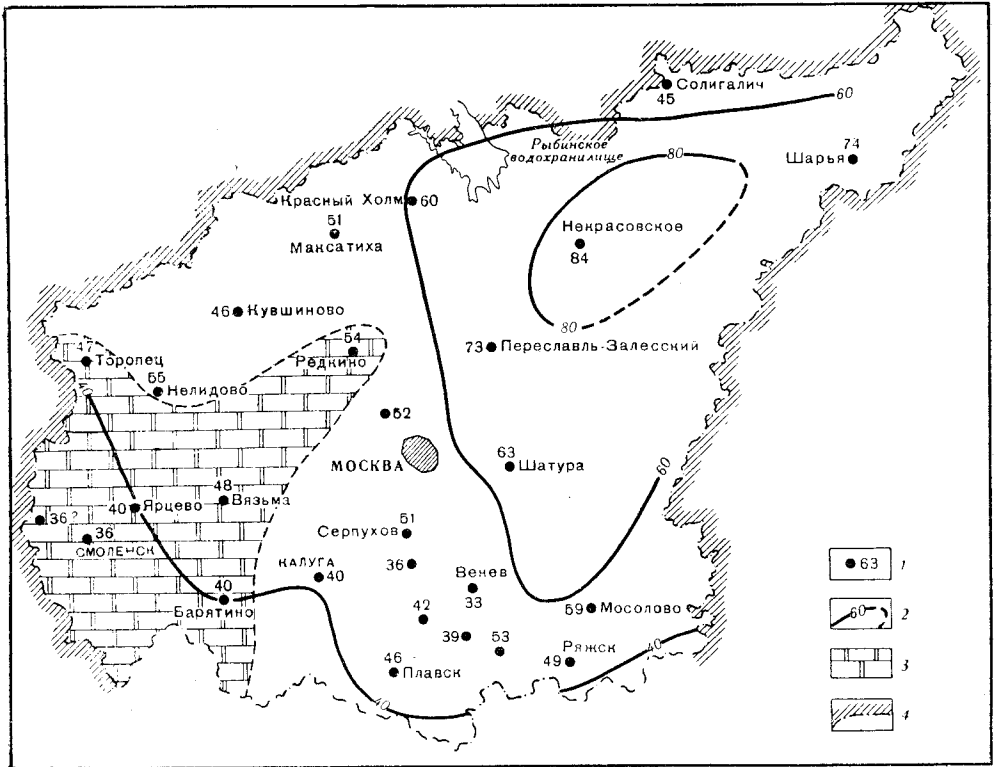


Рис. 21. Карта изопахит семилукского горизонта

1 — местоположение скважины и мощность вскрытых ею отложений семилукского горизонта; 2 — изопахиты; 3 — зона повышенной доломитизации пород; 4 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

Ljasch., *Cyrtospirifer rudkinesis* Ljasch. Кроме них, присутствуют частью обычные и для «семилукского горизонта» *Stropheodonta fischeri* Vern., *Douvillina* ex gr. *dutertrii* Murch., *Chonetipustula* ex gr. *petini* Nal., *Spinatrypa tubaecostata* Paesck., *Atrypa* ex gr. *uralica* Nal., *Cyrtospirifer disjunctus* Sow., *C. schelonicus* Nal., *Ilmenia perlaevis* Nal., *Eoreticularia pachyrincha* Vern., *Cyrtina demarllii* Bouch., *Anathyris helmersenii* Buch. и др. Из остракод наиболее обычные *Uchtovia elongata* Gleb. et Zasp., *Chesterella valentinae* Egor., *Milanovskya bicornis* Gleb. et Zasp.

Для «семилукского горизонта» характерны брахиоподы *Stropheodonta asella* Vern., *Cyrtospirifer disjunctus* Sow., *Liorhynchus pavlovi* Müf., их сопровождают *Stropheodonta dutertrii* Murch., *Chonetipustula petini* Nal., *Hypothyridina semilukiana* Nal., *Atrypa uralica* Nal., *A. ex gr. tubaecostata* Paesck., *Cyrtospirifer* ex gr. *tenticulum* Vern., *Cyrtina demarllii* Bouch., *Ahathyris helmersenii* Buch. Из остракод ру-

ководящими являются *Neodrepanella tichomirovi* Z a s p., *N. tricornis* B a t a l., *Mennerella krestovnikovi* E g o r., *Buregia egorovi* P o l., *Semilukiella zaspelovae* E g o r. и др.

Кроме упомянутых брахиопод и остракод в породах семилукского горизонта (в нашем понимании), найдены остатки гастропод, тентакулитов, иглокожих, кораллов, строматопор, следы жизнедеятельности илоядных.

Семилукский горизонт представлен чередующимися пластами известняков, мергелей, мергельно-известняковой породы и глин с подчиненными пропластками ракушников, мелкогалечных автохтонных конгломератов и местами битуминозных сланцеватых глин. На юго-западе рассматриваемой территории наблюдается доломитизация известняков, на севере в верхних слоях заметна примесь алевроитового матерьяла.

Известняки зеленовато-, желтовато- и темно-серые, микрозернистые, неравномерноглинистые, реже тонкозернистые перекристаллизованные или органогенно-обломочные, местами пятнисто-доломитизированные. Мергели зеленовато-серые и серые до темно-серых, тонкослоистые, микрозернистые, различной крепости. Мергельно-известняковая порода аналогична верхнешигровской. Глины зеленовато-серые, серые, иногда коричневые, в различной степени известковистые; иногда они тонкоотмученные, вязкие, бескарбонатные. Сланцеватые глины и мергели черные, с большим количеством раздавленных раковин лингул и лиоринхусов. Автохтонные конгломераты и ракушняки такие же, как и верхнешигровские.

Последовательность чередования охарактеризованных пород вследствие резкой фациальной изменчивости семилукского горизонта в различных пунктах неодинакова.

На юге (Плавск, Горловка) резко преобладают известняки. Так, в Плавске 86% мощности горизонта принадлежит неравномерно глинистым известнякам, 9% — мергельно-известняковой породе, 3% — мергелю и 2% — перекристаллизованным известнякам. Мергельные прослои приурочены к низам и верхам горизонта. В основании залегает пепельно-серый неравномерноглинистый известняк (4 м), изобилующий остатками *Pugnax voroni* N a l., *Anathyris helmerseni* B u c h и др. (определения Д. Н. Утехина), возможно, соответствующими «рудкинскому горизонту». В самом верху отмечен прослой черного сланцеватого мергеля (0,12 м) с раздавленными лингулами и лиоринхусами.

Севернее (Калуга, Тула, Серпухов, Венев, Мосолово, Касимов) содержание мергелей увеличивается, появляются прослои глин. Во многих случаях намечается двучленное и трехчленное деление разреза, но с неоднозначным чередованием пород.

В Веневе верхнешигровские пятнисто-доломитизированные известняки покрываются зеленовато-серыми и серыми неравномерноглинистыми, частью органогенными известняками (4,8 м), выше которых залегают серовато-зеленые, реже коричневые глинистые мергели (11 м). Из этих пород Д. Н. Утехиным определены *Monelasma venjukovi* L j a s c h., *Douvillina ermakovae* L j a s c h., *D. semilukiana* L j a s c h., *D. ex gr. dutertrii* M u r c h., *Ilmenia perlaevis* N a l., *Liorhynchus cf. pavlovae* M ü f. («рудкинский горизонт»). Залегающие выше серовато-зеленые мергели (10,7 м) и заканчивающие разрез неравномерноглинистые известняки (7 м) содержат уже «семилукский» комплекс брахиопод: *Atrypa cf. uralica* N a l., *Douvillina ermakovae* L j a s c h., *Cyrtospirifer disjunctus* S o w. (определения Д. Н. Утехина).

В Туме, Непейцине, Шатуре, Москве и далее на север и северо-восток до границ рассматриваемой территории участие мергелей и глин в строении семилукского горизонта увеличивается. В Переславле-Залес-

ском и севернее в глинах верхней части горизонта появляется примесь кварцевого алеврита, а местами прослой алевролита. В Переславле-Залесском и Рыбинске отмечены (по шламу и данным каротажа) прослой алевролита также в нижней и средней его частях. На этой территории в ряде разрезов также можно выделить описанные выше палеонтологические зоны.

Так, в Красном Холме (по данным Розова и др., 1965) в основании семилукского горизонта вскрыты органогенные желтоватые и зеленоватые известняки с *Monelasmina wenjucovi* Ljasch., *Cyrtospirifer* ex gr. *verneulli* Murch., *C. cf. schelonicus* Nal., *Stropheodonta* ex gr. *interstitialis* Phill., *Spinatrypa semilukiana* Ljasch., *Ilmenia* ex gr. *perlaevis* Nal. (определение А. И. Ляшенко). Эти известняки мощностью около 4 м (глуб. 964,4—970 м) соответствуют «рудкинскому горизонту». Залегающие выше породы группируются в три пачки. Нижняя (29 м) представляет переслаивание темно-серых и зеленоватых мергелей с подчиненными прослоями известняков. Средняя (13 м) сложена светло-серыми пятнистыми известняками. Верхняя (14 м) — темно-серой алевритистой глиной. Из этих толщ В. В. Алексашина определила «семилукские» брахиоподы *Stropheodonta cf. gassanovae* Ljasch., *S. asella* Verp., *S. fischeri* Verp., *Douvillina* ex gr. *dutertrii* Murch., *Cyrtospirifer disjunctus* Sow.

Сходный разрез описан Л. М. Бириной (1957) в Любиме. Здесь в основании залегают черные углисто-глинистые органогенно-детритусовые известняки с колониями кораллов, чередующиеся с известняками серыми, мелкозернистыми. Из них А. И. Ляшенко определил *Minelasmina wenjucovi* Ljasch., *Cyrtospirifer schelonicus* Nal. и другие формы «рудкинского» комплекса. Черные известняки сменяются серыми известковистыми, частью алевритистыми глинами с тонкими прослойками брахиоподовых ракушечников и зеленоватых глинистых известняков с брахиоподами «семилукского» комплекса. В самой верхней части глин найден *Spirifer sirachoiicus* Ljasch., поэтому возможно, что она принадлежит уже петинской свите.

В Солигаличе и Шарье «рудкинскому горизонту» соответствует толща известковистых, частью алевритовых глин, чередующихся с углисто-глинистыми (а в Шарье и со светлоокрашенными) известняками, богатыми остатками брахиопод, кораллов и строматопор. Ее мощность в Солигаличе 27 м, в Шарье 35 м. «Семилукская» часть разреза такая же, как в Любиме, но с большим количеством известняков. Мощность ее в Солигаличе 18 м, в Шарье 39 м.

На северо-западе — в Максатихе и Кувшинове — состав семилукского горизонта существенно глинистый. Большую нижнюю часть горизонта (примерно на две трети мощности) слагают глины зеленовато-серые, известковистые, частью алевритистые, в Максатихе с тонким прослоем мергеля, в Кувшинове с тонкими прослойками известняка (по данным каротажа). Из глин В. Т. Умнова определила споры семилукского комплекса: *Trachitriletes solidus* Naum. (36,5%), *Archaeozonotriletes semilukiensis* Naum. (13%), *Retuzotriletes tichovii* Naum. (3%), *Stenozonotriletes definites* Naum. (3,1%), *Lophozonotriletes excisus* Naum. (8,54%) и др. Верхнюю часть слагают известняки серые и зеленовато-серые, микрозернистые, глинистые, прослоями пятнисто-доломитизированные. Д. Н. Утехиным в Кувшиновской скважине определены *Cyrtospirifer cf. disjunctus* Sow., *Douvillina* sp., *Spinatrypa* sp.

На юго-западе количество глин уменьшается и одновременно усиливается доломитизация пород. В Нелидове разрез почти целиком карбонатный. Здесь преобладают светло-серые пятнистые, частично перекристаллизованные известняки с многочисленными ходами илоядных.

Им подчинены тонкие прослои мергелей и карбонатных глин. По остракодам, изученным Р. Б. Самойловой, в этом разрезе намечается наличие следующих слоев девона Главного поля: верхнешелонских с *Aparchites calculus* Zasp. (глуб. 399,1 м), нижнесвинордских с *Amphissites cf. irinae* Gleb. et Zasp., *Indivisia* ex gr. *indistincta* Zasp. (глуб. 389,2 м), *Uchtovia* sp. n. (глуб. 379 м), верхнесвинордских с *Mennerella tuberosa* Gleb. et Zasp., *Semilukiella* sp., *Mosolovella* ex gr. *incognita* Gleb. et Zasp., нерасчлененной толщи, соответствующей верхам верхнесвинордских, ильменским и бурегским слоям с *Milanovskya bicornis* Gleb. et Zasp., *Indivisia* ex gr. *indistincta* Zasp., *Mosolovella* ex gr. *incognita* Zasp., *Actodontella cf. lutkevichi* Zasp. (глуб. 374,3—349,3 м). Из нижней половины горизонта Ю. М. Залесским определены брахиоподы *Chonetipustula petini* Nal., *Spinatrypa semilukiana* Ljasch., *Cyrtospirifer disjunctus* Sow.

Литологически сходный разрез вскрыла скважина в Торопце (Б. Н. Розов, М. М. Пошехов, 1965 г.). Здесь также преобладают органично-обломочные известняки, богатые остатками брахиопод, остракод, криноидей, кораллов. Они частично перекристаллизованы и доломитизированы. В нижней их части (336—335 м) В. В. Алексашина определила «рудкинские» брахиоподы: *Monelasma wenjucovi* Ljasch., *Cyrtospirifer cf. rudkinensis* Ljasch., *Stropheodonta fischeri* Vern. и др. Р. Б. Самойлова определила комплексы остракод, характерные для шелонских (глуб. 345,7—341,4 м), свинордских (337,2—333,4 м), ильменских (317,3—308,4 м) и бурегских (299,4—295,3 м) слоев.

В Вязме несколько больше глин и мергелей, есть доломитизированные известняки и доломиты. В низах горизонта А. И. Ляшенко определил «рудкинский» комплекс брахиопод.

В Ярцеве, Брятинской и Смоленске семилукский горизонт почти полностью сложен зеленовато-серыми неравномерно глинистыми доломитизированными, частью пятнисто-доломитизированными известняками, содержащими редкие тонкие прослои ракушечников, мергелей, глин и автохтонных конгломератов. Известняки серые, часто с зеленоватым или буроватым оттенком, от микро- до крупнозернистых, местами кавернозные. Признаки значительной доломитизации к северо-востоку отсюда отмечены в Редкине и Зубцове.

Верхнефранский подъярус

Второй цикл накопления франских отложений охватывает петинскую свиту, воронежский, евлановский и ливенский горизонты, характеризующиеся развитием спириферид из рода *Theodossia* Nal. и из группы *Cyrtospirifer tenticulum* Vern. Каждому из названных горизонтов свойственны свои руководящие виды этих родов. Нижняя граница подъяруса, как уже указывалось, проводится в подошве слоев со смешанной семилукской и воронежской фауной. Верхняя определяется появлением фаменских брахиопод из группы *Cyrtospirifer archiaci* Mutsch. и массовым появлением остракод, принадлежащих виду *Eridoncha sociales* Eichw.

По характеру разреза верхнефранского подъяруса на рассматриваемой территории различаются четыре литолого-фациальные зоны (рис. 22). На большей части площади, к востоку и юго-востоку от линии Калуга — Поваровка — Переславль-Залесский — Решма развиты глинисто-карбонатные отложения неглубокого моря нормальной солености (зона I). На юго-западе (Ярцево — Смоленск — Брятинская — Вязьма) также господствуют карбонатные породы, но сильно доломити-

зированные (зона II). Заметные признаки доломитизации наблюдаются уже в Поваровке. На северо-западе и севере широко развиты глинистые и песчано-алевритовые образования, отложившиеся в прибрежно-морских и лагунных условиях (зона III). На северо-востоке (Некрасовское — Шарья) выделяется IV зона, промежуточная по характеру от-

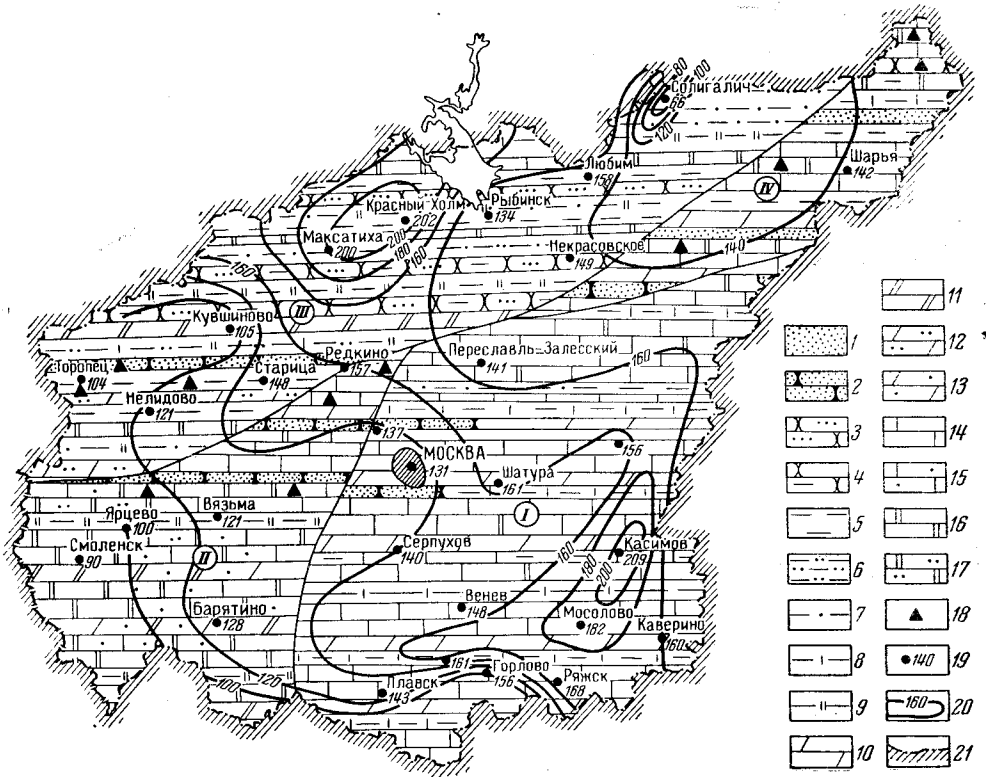


Рис. 22. Литолого-фациальная карта верхнефранского подъяруса

1 — песок; 2 — песчаник; 3 — алеврит; 4 — алеврит глинистый; 5 — глина; 6 — глина песчаная; 7 — глина алевритистая и алевритовая; 8 — глина известковая; 9 — глина доломитистая и доломитовая; 10 — мергель; 11 — мергель доломитовый; 12 — мергель песчаный; 13 — мергель алевритистый; 14 — известняк; 15 — известняк алевритистый; 16 — известняк доломитизированный и доломит; 17 — доломитизированный известняк и доломит песчаные; 18 — гипс и ангидрит; 19 — местоположение скважины и мощность вскрытых ею верхнефранских отложений; 20 — изопакиты верхнефранского подъяруса; 21 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

Цифры на карте: I — зона развития глинисто-карбонатных морских отложений; II — зона развития доломитизированных пород, III — зона развития прибрежно-морских отложений, IV — зона промежуточного типа между I и III

ложений между I и III зонами. В северной части ее и на западе III зоны наблюдаются признаки осолонения (доломитизация, загипсованность, наличие ангидритов).

Мощность верхнефранского подъяруса изменчива. Средние, наиболее обычные ее значения колеблются от 120 до 160 м. Максимальные отмечены на ограниченных участках в районе Мосолово — Касимов — 182 и 209 м и в районе Максатиха — Красный Холм — 202 м, минимальные — на западной окраине территории (Торопец, Кувшиново, Ярцево, Смоленск, Рудня) — от 65 до 100 м и на очень незначительной площади в районе Солигаличского поднятия — 66 м.

Расчленение верхнефранского подъяруса на горизонты на большей части рассматриваемой площади представляет значительные трудности; оно особенно осложнено в области распространения терригенных отложений и сильно доломитизированных пород.

Зона развития глинисто-карбонатных морских отложений

Петинская свита. Как уже указывалось, петинская свита и ее аналоги (алатырские слои) характеризуются одновременным наличием семилюкских и воронежских ископаемых (Ляшенко, 1955; Тихомиров, 1964; Утехин, 1967). Так, наряду с семилюкскими строфеодонтидами, ильмениями, циртинами и *Cyrtospirifer supradisjunctus* Orb. здесь встречаются верхнефранские *Schuchertella devonica* Orb., *Productella* ex gr. *subaculeata* Murch., *Theodossia uchtensis* NaI. Специфической формой является *Spirifer siratschoicus* Ljasch. Комплекс остракод также состоит из семилюкских и воронежских форм¹.

Верхняя граница свиты определяется по исчезновению представителей семилюкской фауны. Мощность свиты изменяется от 6—12 м (Плавск, Горлово) до 24—33 м (Непейцино, Касимов).

Почти повсюду в пределах рассматриваемой зоны петинская свита сложена зеленовато-серыми и шоколадно-коричневыми глинами большей частью известковистыми, иногда алевритистыми, и мергелями, содержащими прослой неравномерноглинистого органогенно-обломочного известняка. В этих породах много пиритизированных растительных остатков (*Psilophyta*).

В направлении к северу и северо-западу увеличивается содержание терригенного материала. Так, в Москве в составе петинской свиты отмечены песчаники с растительными остатками, а в Переславле-Залеском — известковистые алевролиты. В Поваровке в основании свиты залегают пески мощностью 6—8 м (по данным каротажа), перекрытые глинами с прослойками алевритистых известняков, содержащими семилюкско-воронежские брахиоподы и воронежские споры.

Воронежский горизонт представлен глинисто-карбонатными отложениями, которые постепенно сменяют петинские и также без перерыва переходят в вышележащие евлановские. Граница с последними литологически обычно маловыразительна и устанавливается палеонтологически главным образом по исчезновению *Theodossia tanaica* NaI. и появлению *Theodossia evlanensis* NaI. и смене комплексов остракод. Мощность воронежского горизонта в пределах рассматриваемой зоны заметно изменяется, увеличиваясь в северном и северо-восточном направлении. Она определена в Плавске и Горлове в 39 и 45 м, в Веневе и Москве в 58 и 67 м, в Мосолове и Непейцине в 83 и 57 м; максимальная мощность установлена в Касимове — 100 м.

По палеонтологическим данным и отчасти по литологическому составу воронежский горизонт местами удается разделить на два подгоризонта: нижневоронежский и верхневоронежский (Ряжск, Мосолово, Венев, Касимов — см. рис. 18).

Нижневоронежский подгоризонт сложен глинами зеленовато- и коричневатого-серыми, в разной степени известковистыми, внизу часто алевритистыми. Глины чередуются с зеленовато- и голубовато-серыми неравномернокарбонатными мергелями (мергельно-известняковая порода) и неравномерноглинистыми известняками, обычно микрозернистыми,

¹ В унифицированной стратиграфической схеме, утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1962 г., возрастные аналоги петинских слоев Центрального девонского поля сопоставлены с бургскими слоями Главного поля и названы бургским горизонтом. Это вряд ли правильно, так как бургские слои содержат только семилюкские ископаемые.

органогенно-обломочными, в отдельных участках перекристаллизованными и слабо доломитизированными. Встречаются тонкие (до 10 см) прослои автохтонных конгломератов и ракушечников. В песчано-алевритовой фракции этих пород встречаются зерна глауконита. В Калуге наблюдаются прослои зеленовато-бурых песчанистых и бурых известковистых глин с железистыми оолитами. В большинстве случаев в низах подгоризонта преобладают глины, а в верхней части — мергели и известняки.

Породы нижневоронежского подгоризонта богаты остатками ископаемых — брахиопод, остракод, тентакулитов, иглокожих (в основном криноидей), кораллов. Руководящий комплекс брахиопод составляют *Schuchietta devonica* Orb., *Theodosia uchtensis* Na l., *Adolfia krestovnikovi* Lj a s ch. Из остракод характерны *Bicornella bolchovitinae* Z a s p., *Schweierina normalis* Z a s p., *Knoxites* aff. *meneri* E g., *Donellina grandis* E g., из тентакулитов *Heteroctenus tichomirovi* G. Lj a s ch., *Polycylindrites naliokini* G. Lj a s ch.

Верхневоронежский подгоризонт отличается преобладанием мергелей и известняков, аналогичных нижневоронежским, иногда доломитизированных. Глины играют подчиненную роль. Важнейшей руководящей для него формой служит *Theodossia tanaica* Na l., раковины которой образуют частые скопления. Из остракод указываются *Limbatus simmetrica* E g., *Knoxiella menneri* E g., *Acratia devonica* E g., *A. evlanensis* E g. и др.

Евлановский и ливенский горизонты в пределах рассматриваемой зоны залегают без следов перерыва на воронежском горизонте; они отличаются от него резким преобладанием известняков и их составом. Во многих разрезах эти горизонты удается различать: евлановский по присутствию брахиопод *Theodossia evlanensis* Na l., *Cyrtospirifer markovskii* Na l. и тентакулита *Tentaculites tragula* V e n., а ливенский — по появлению *Theodossia livneusis* Na l. Однако уверенно провести границу между ними обычно очень трудно из-за их большого литологического сходства. Суммарная мощность обоих горизонтов приблизительно определяется следующими цифрами: Плавск — 99 м, Ряжск — 105 м, Мосолово и Каверино — 99 м, Венева — 69 м, Серпухов — 77 м, Москва — 64 м, Переславль-Залесский — 70 м, Непейцино — 101 м, Касимов — 76 м. Мощность ливенского горизонта несколько меньше, чем евлановского.

Евлановский и ливенский горизонты сложены известняками с подчиненными прослоями мергелей и глин. Из известняков преобладают микрозернистые органогенные и органогенно-обломочные. Основной фон создают водорослевые, кораллово-водорослевые, остракодово- и фораминиферово-водорослевые разности. Встречаются известняки, изобилующие гастроподами и брахиоподами. От известняков воронежского горизонта они отличаются обычно более светлой желтовато-серой окраской; однако и здесь нередки зеленоватые неравномерноглинистые известняки типа воронежских и прослои автохтонного конгломерата. В Москве, Туле, Серпухове в глинистых и карбонатных породах нижней половины разреза встречается небольшая примесь кварцевого алеврита. В Венева, Москве, Непейцине, Мосолове, Каверине известняки местами доломитизированы.

Зона развития доломитизированных карбонатных пород

В юго-западной части описываемой территории (Смоленск, Ярцево, Вязьма, Барятино) верхнефранский подъярус сохраняет преимущественно карбонатный состав, однако здесь обнаруживается сильная доломитизация как вторичная, так, по-видимому, и первичная.

Петинская свита в Барятинской и Вяземской скважинах (мощность 13,5 и 11 м) сложена доломитовыми глинами и доломитизированными неравномерноглинистыми известняками (в Барятинской с обильными железистыми оолитами), в Смоленске — коричневыми доломитовыми мергелями и зеленоватыми доломитовыми глинами с остатками лингул (4 м). **Воронежский горизонт** в Барятинской скважине мощность 39 м сложен слабо доломитизированной мергельно-известняковой породой (85%) и подчиненными ей прослоями органогенно-обломочного известняка, более частыми вверху. Отмечен один прослой (0,18 м) песчаника. Встречаются зерна глауконита. В этой толще Д. Н. Утехиным определены брахиоподы *Schuchertella devonica* Orb., *Theodossia uchtensis* Na l., *Th. ex gr. tanaica* Na l., *Tenticospirifer* aff. *tenticulum* Ver n., *Adolfia* sp., пелеципода *Posidonomia gibbosa* Wen. и гастропода *Tropidodiscus macromphalus* Rœ m., Р. Б. Самойловой — остракоды *Schweyerina normalis* Z a s p., *Holinella evlanensis* E g o r., *Bairdia elongata* и др.

Из других органических остатков здесь встречены тентакулиты, членики морских лилий, иглы морских ежей и продуктид, редкие фораминиферы, остатки мшанок и кораллов.

В Вязьме преобладают доломиты и доломитизированные известняки, местами сильно загипсованные, внизу содержащие прослои доломитовых глин с лингулами. Р. Б. Самойловой отсюда определены остракоды, а В. Т. Умновой споры, свойственные воронежскому горизонту. В Смоленске и Ярцеве воронежскому горизонту (22 ? и 34 м) соответствует толща серых микро- и тонкозернистых, частью перекристаллизованных доломитов и доломитизированных известняков, местами сильно кавернозных за счет выщелачивания раковин брахиопод. В Ярцеве есть песчанистые доломиты и прослой опесчаненных доломитовых глин и мергелей.

Евлановский и ливенский горизонты сложены однообразной толщей буровато-, голубовато- и зеленовато-серых кавернозных, неоднородно перекристаллизованных, изредка обломочных доломитов, содержащих, преимущественно в нижней части, подчиненные прослои доломитизированных глинистых известняков и глин. В Вязьме и Ярцеве доломиты загипсованы. В Барятине доломиты средней и верхней частей толщи содержат примесь (до 6%) кластического материала. В Вязьме вверху отмечен прослой песчаника. В Ярцеве есть прослой алевритистой глины. Возраст отложений установлен по единичным экземплярам *Theodossia* cf. *evlanensis* Na l. (Барятинно, Вязьма) и *Th. livnensis* Na l. (Вязьма), которые определены Д. Н. Утехиным и А. И. Ляшенко. В Ярцеве из верхней части доломитов В. Т. Умнова выделила споры ливенского комплекса. Мощность евлановского и ливенского горизонтов в Барятине соответственно 37 и 23 м, Вязьме — 40 и 24 м, Ярцеве и Смоленске (суммарно) — 52 и 48 м.

Зона развития прибрежно-морских отложений

Как уже говорилось, к северо-западу, северу и северо-востоку от Москвы в составе верхнефранских отложений появляются пачки терригенных пород. Одновременно сероцветная окраска отложений меняется на пестроцветную. Следы этих изменений ощутимо проявляются уже в Редкине. Здесь, по А. В. Копелиовичу (1951), **петинская свита** сложена черными, в разной степени алевритистыми и известковистыми глинами, обогащенными растительными остатками, с прослоями песков, песчаников и алевролитов. В этой толще мощностью около 45 м определены семилукско-воронежские споры и воронежские остракоды. Выше

располагается пестрая по составу пород толща мощностью 48 м, состоящая из доломитизированных мергелей, алевроитовых и алевроитистых, частью карбонатных глин, алевролитов и песков. Чередуются прослои серой и пестроцветной окраски. По наличию *Theodossia tanaica* Na l. эта толща отнесена к **воронежскому горизонту**. Верхняя часть подъяруса мощностью 62 м представлена серыми доломитовыми глинами и мергелями и желтовато-серыми доломитами с подчиненными прослоями известняков и песчаных пород. Часты включения гипса. Некоторые терригенные прослои имеют пестроцветную окраску. В нижней части этой толщи определены *Theodossia evlanensis* Na l. и *Cyrtospirifer markovskii* Na l., а в верхней — *Th. cf. lionensis* Na l., *Th. cf. evlanensis* Na l., *Cyrtospirifer markovskii* Na l., что указывает на принадлежность их к **евлановскому и ливенскому горизонтам**.

Далее к северу и западу (Красный Холм, Максатиха, Кувшиново и др.) карбонатные породы почти исчезают из разреза, уступая место терригенным породам, преимущественно пестрой окраски.

Так, в Красном Холме разрез начинается 15-метровой пачкой светло-серых мелкозернистых (0,25—0,05 мм) кварцевых песков с петинским спорово-пыльцевым спектром. Выше располагаются глины алевроитистые и песчаные, частью известковистые и алевролиты с прослоями мергелей, песков и песчаников. В самом верху отмечены прослои известняка и доломита мощностью до 3 м. Все породы окрашены в бурые, фиолетовые и красные тона. На глубине 887 м В. Т. Умнова определила споры и пыльцу нижневоронежского типа, а Р. Б. Самойлова на глубине 886 м обнаружила нижневоронежские остракоды. Умновой же на глубине 858 м выделен верхневоронежский, на глубине 779—776 м — евлановский и на глубине 737 м — верхнефранский спорово-пыльцевые комплексы.

В других скважинах получен еще более скудный палеонтологический материал. В Максатихе из аналогичных пород с глубины 663,4 м В. Т. Умновой выделены споры, обычные для петинской свиты и воронежского горизонта, а Р. Б. Самойловой с глубины 605—597 м определен *Trochiliscus cf. sexcostatus* Pr in., известный из верхнефранских и фаменских отложений. В Кувшинове на глубине 534 м Д. Н. Утехиным определены брахиоподы *Athyris nobilis* L j a s c h., *Spirifer siratschoicus* L j a s c h. и cf. *Tenticospirifer komi* L j a s c h., характерные для петинской свиты. В этой же скважине на глубине 490 м В. Т. Умновой выделены споры, встречающиеся от снежских до смотинско-ловатских слоев.

Один из наиболее полно охарактеризованных керном разрезов верхнефранского подъяруса получен в Торопце. Здесь по Б. Н. Розову и другим (1966 г.), пройдены (сверху вниз):

Инт. 188,3—221,7 м.

D_{3v}+Iv. Доломитовые глины, вверху зеленые с красными пятнами, внизу фиолетовые и серые, с подчиненными прослоями зеленоватых мергелей и глинистых доломитов, серого мелкозернистого полевошпатово-кварцевого песчаника с гипсовым цементом и алевролита; песчаники и алевролиты с тонкой горизонтальной и косою слоистостью. Все породы загипсованы. Вверху (191—194 м) В. Т. Умновой определены споры ливенского горизонта, а Р. Б. Самойловой (глуб. 202,8 м) — *Trochiliscus sexcostatus* Pr in., *Sygidium paucisulcatum* Pr in.

Инт. 221,7—282,5 м.

D_{3v}? Доломит серый и коричневый, слоистый, с прослойками гипса (10,6 м).

Глины и мергели зеленые и пятнистые (красные и фиолетовые) в разной степени песчаные и алевроитистые (до 30% обломочного материала) с прослоями серого мелкозернистого полевошпатово-кварцевого загипсованного песчаника. С глубины 262 м В. В. Алексашиной определена *Theodossia* sp., а Р. Б. Самойловой с глубины 236—280 м — *Trochiliscus sexcostatus* Pr in., *Sygidium paucisulcatum* Pr in.

Инт. 282,5—291,7 м.

Дарт. Мергель и глина песчанистые, доломитизированные, с прослоями песка, внизу зеленые, вверх пестрые. Характерно присутствие зерен глауконита. В мергеле с глубины 291 м Р. Б. Самойлова определила *Nodella cf. quasisimmetrica* Zasp.

На северо-востоке рассматриваемой территории — в Рыбинске, Некрасовском, Любиме и Солигаличе — разрез верхнефранского подъяруса сохраняет тот же характер, что и на северо-западе, с преобладанием пестроцветных мергелей, глин и алевролитов (см. рис. 15). Однако в Шарье он приближается к южным разрезам: здесь развиты серые (внизу) и желтовато-серые (вверху) глинисто-карбонатные и карбонатные породы с морской фауной. Отличием является загипсованность и наличие прослоев ангидрита в верхней части подъяруса. Эти разрезы описаны Л. М. Бириной (1957), а также М. Ф. Филипповой и другими (1958).

ФАМЕНСКИЙ ЯРУС

Отложения фаменского яруса соответствуют одному крупному циклу седиментации, обнимающему три более мелких ритмических колебания. Первому из них отвечает нижнефаменский подъярус, представленный морскими образованиями, а двум последующим — верхнефаменский подъярус, сложенный преимущественно отложениями соленой лагуны. В палеонтологическом отношении фаменский ярус характеризуется исчезновением брахиопод из родов *Theodossia* NaI. и *Atrypa* Dalml.; вместо них широкое развитие получает группа *Cyrtospirifer archiaci* Murgsch. и вновь расцветают ринхонеллиды из рода *Camartoechia* Hall et Clarke, покинувшие среднерусский бассейн во второй половине франского века. Наиболее богаты остатками морских организмов нижнефаменские отложения; в верхнефаменском подъярусе они немногочисленны и приурочены лишь к отдельным слоям.

Верхняя граница фаменского яруса в соответствии с унифицированной стратиграфической схемой 1962 г. проводится в кровле кавернозных доломитов кудеяровской толщи, о чем подробнее говорится в разделе, посвященном верхнефаменскому подъярусу.

Мощность фаменского яруса подвержена заметным региональным изменениям. Наименьшие значения отмечены на юго-западе, западе и северо-западе территории, где они колеблются от 67 и 76 м в Бяратине и Максатихе до 159—182 м в Рыбинске и Кувшинове. Наибольшие мощности установлены в центральной и юго-восточной частях территории: 211 м — в Москве, 190 и 195 м — в Касимове и Домнине, 219 м — в районе Тулы, 240—244 м — в Мосолове и Горлове и т. д. В сторону Воронежского массива мощность фаменского яруса уменьшается (в Плавске около 180 м).

Нижнефаменский подъярус

На рассматриваемой территории нижнефаменские отложения распространены повсеместно. Верхняя граница их в южной половине территории определяется сравнительно легко по смене массивных пятнисто-доломитизированных известняков с елецкой фауной тонкоплитчатыми глинистыми известняками и доломитами, содержащими *Cyrtospirifer lebedianicus* NaI. и характерные для лебедянского горизонта комплексы остракод и спор. Однако в ряде случаев (Бибирево, Кувшиново, Щелково, Подольск, Богородицк, Пржевальское и др.) переход от елецкого горизонта к лебедянскому — литологически и по фауне нечеток. Здесь в пограничных слоях (2—6 м) встречаются среди остракод

еще елечкие формы, а брахиоподы близки к лебедянским (Самойлова, 1969). Наиболее сложно определение верхней границы нижнефаменского подъяруса на северо-западе и севере рассматриваемой территории, где по литологическому составу он очень сходен с верхнефаменским подъярусом.

Мощность нижнефаменского подъяруса изменяется от 40—50 до 70—80 м, и максимальных значений достигает в Мосолове — 93 м, Рязске и Каверине — 104 м и в Горлове — 137 м. Эти колебания подчиняются той же закономерности, которая характерна для всего подъяруса.

На Центральном девонском поле нижнефаменский подъярус по литологическим и палеонтологическим признакам сравнительно легко разделяется на задонский и елецкий горизонты. В пределах рассматриваемой территории из-за скудности определимых палеонтологических остатков и литологического сходства, границу между ними удастся проводить лишь приближенно, особенно на северо-западе. Поэтому и представления о мощности названных горизонтов в большинстве случаев крайне условны.

Разрез нижнефаменского подъяруса наиболее близок к стратотипу в юго-восточной части территории. В северном и западном направлениях обнаруживается постепенно усиливающаяся доломитизация отложений и уже ближе к окраине территории появляются значительное количество кластического материала и местами красноцветная окраска пород (рис. 23).

Задонский горизонт. В юго-восточной части территории наиболее представительные разрезы этого горизонта описаны в Плавской, Горловской, Мосоловской, Веневской и некоторых других скважинах. Его мощность изменяется от 23 (Плавск) до 52 м (Горлово). Сложен горизонт серыми и желтовато-серыми микрозернистыми, большей частью неравномерноглинистыми известняками с частыми (особенно внизу) тонкими прослоями зеленых известковистых глин и мергелей. Иногда в породах основания встречается примесь кварцевого алеврита, в Веневе отмечены железистые оолиты. Вверху появляются пятнисто-доломитизированные известняки с неровными плоскостями наслоения, покрытыми пленками темно-зеленой глины. Из органических остатков встречены частые остракоды *Eridococoncha socialis* Eichw., *Plavskella famensis* Sam. и редкие остатки *Cyrtospirifer* ex gr. *archiaci* Murch.

К западу и северу — в Калуге, Москве, Непейцине и других местах — большую роль в строении задонского горизонта играют доломитизированные известняки, доломиты, доломитовые мергели и глины. Их возраст подтверждают обильные находки в отдельных скважинах остатков *Eridococoncha socialis* Eichw. и редкие экземпляры *Cyrtospirifer archiaci* Murch.

Западнее Калуги — в Бярятине и Ярцеве — задонский горизонт (мощность 16 и 10 м) слагают доломиты пятнистые, иногда кавернозные, неравномерно перекристаллизованные (в Ярцеве слабо загипсованные), часто сильно песчанистые, с прослоями алевритистых доломитовых мергелей, глин и песчаников (от мелко- до крупнозернистых), с карбонатным и кремневым цементом. Окраска всех пород зеленовато-серая.

На северо-западе территории изменение разреза сказывается, помимо развития глин и опесчанивания пород, в появлении красной окраски. Это изменение происходит постепенно. Так, в Поваровке задонский горизонт сложен еще зеленовато-серыми и синевато-зелеными мергелями с прослоями доломитов и глин. В Редкине их сменяют песстрые, часто карбонатные и загипсованные глины, в разной степени алев-

ритистые и песчанистые. Среди них есть подчиненные прослои глинистых доломитов, доломитовых мергелей, доломитизированных и загипсованных известняков, алевролитов, песчаников. Мощность около 15 м.

В Торопце в нижней части задонского горизонта развиты голубовато-зеленые мергели и микрозернистые доломитизированные известняки, а в верхней (17 м) — красно-бурые известково-доломитовые глины;

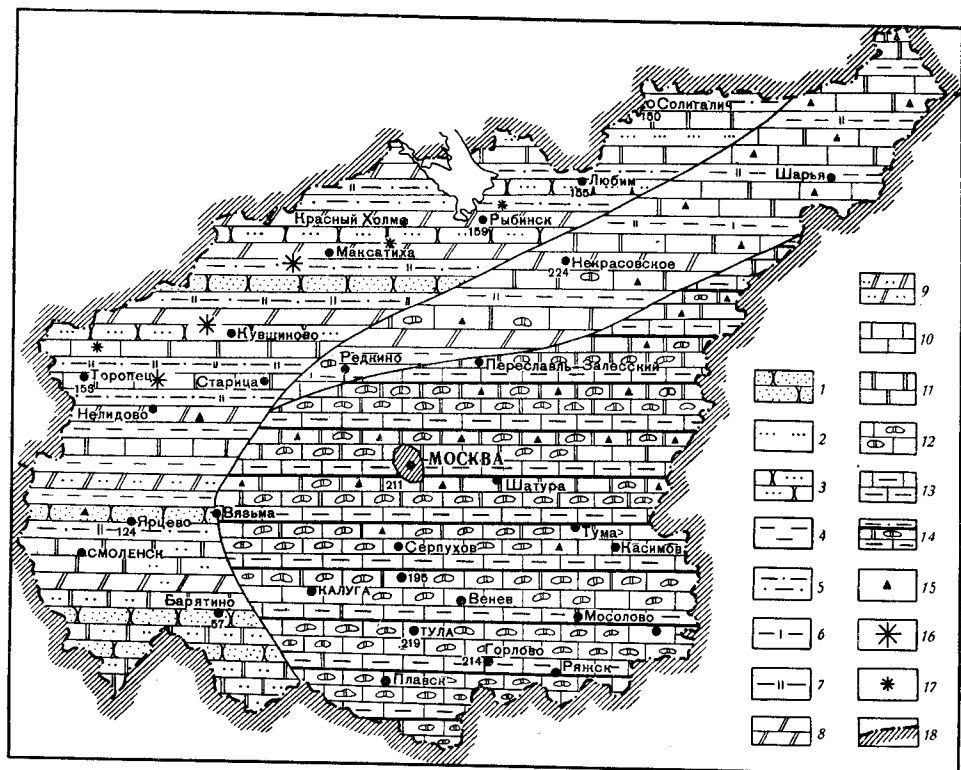


Рис. 23. Литологическая карта нижнефаменского подъяруса

1 — песчаники; 2 — алевроиты; 3 — алевролиты; 4 — глины; 5 — глины алевроитистые и алевроитовые; 6 — глины известковые; 7 — глины доломитовые; 8 — мергели доломитовые; 9 — мергели доломитовые песчанистые; 10 — известняки; 11 — известняки доломитизированные и доломиты; 12 — известняки пятнисто доломитизированные; 13 — известняки неравномерно глинистые с прослоями глины и мергелей; 14 — чередование пород в последовательности разреза; 15 — включения ангидрита и гипса; 16 — преобладание пестроцветной окраски; 17 — пестроцветные отдельные прослои; 18 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

в кровле — зеленовато-серые с красно-бурыми пятнами. На глубине около 160 м определены раковины *Eridoncha socialis* Eichw. Примерно такой же разрез, но с преобладанием пестроокрашенных пород, вскрыт в Нелидове, Кувшиново, Максатиha. В Кувшиново Р. Б. Самойловой на глубине 429—412 м определены *Trochiliscus sexcostatus* Prjn. и *Sycidium paucisulcatum* Prjn.

В направлении на северо-восток (к Любиму) количество прослоев красноватых пород быстро уменьшается. Так, в Красном Холме красноватые оттенки уже редки, а в Рыбинске они не отмечены вовсе. В этих скважинах также преобладают доломиты, доломитизированные известняки, доломитовые глины и мергели. В меньшем количестве присутствуют алевроитистые глины, алевролиты, песчаники. Породы местами загипсованы. В Рыбинске в основании горизонта залегает кварцевый зеленовато-серый песчаник. В Красном Холме с глубины 703—

687 м Р. Б. Самойловой определены остракоды *Cavellina tambovensis* S a m., *Gliptolichvinella adelaidae* S a m., *Eridoconcha socialis* Eich w.

В Любиме Л. М. Бирина (1957) разделяет задонский горизонт на две пачки. Нижнюю (5 м) слагают алевроитовые пески и песчаники с доломитовым цементом и зеленовато-серые доломитовые глины с глауконитом. Кверху количество глин увеличивается. Кластическая часть пород содержит 14—22% полевых шпатов. Верхняя пачка (17 м) представляет чередование желтоватых и зеленоватых доломитов и глин. Глины иногда почти черные. Породы содержат комплекс спор задонского горизонта, определенный С. Н. Наумовой. Разрез задонского горизонта в Солигаличе (мощность 39 м) по составу пород близок к любимскому, однако отличается от него значительно меньшей песчаностью. Местами встречаются выделения ангидрита. В Шарье Л. М. Бирина отнесла условно к задонскому горизонту зеленовато-серые глины и глинистые доломиты с гнездами ангидрита, вскрытые на глубине 1724—1692 м.

Елецкий горизонт. На юге (Плавск, Тула, Венев, Горлово, Мосолово и др.) елецкий горизонт выражен однообразной толщей известняков мощностью от 36 м в Плавске до 85 м в Горлово. Известняки пятнисто-доломитизированные, массивные, неоднородно перекристаллизованные, нередко кавернозные, местами слабо глинистые. Основная масса — серовато-желтый тонкозернистый песчаниковидный известняк; участки пятен сложены более светлым микрозернистым известняком. Встречаются прослои тонкозернистого известняка с большим количеством органогенного детритуса, а также прослои и гнезда серовато-коричневого перекристаллизованного очень крепкого известняка; местами отмечаются редкие прослои мергелей и доломитов. Из этой толщи в Плавске Д. Н. Утехиным определен *Cyrtospirifer* ex gr. *archiaci* M u l c h., а в Веневе *Chonetipustula membranacea* P h i l l. и *Cyrtospirifer brodi* W e n. Р. Б. Самойлова отсюда же указывает *Plavskella famensis* S a m., *Bairdia laevigata* S a m. et S m. и др.

В северном направлении (Москва, Непейцино) известняки постепенно сменяются доломитизированными известняками и доломитами, несущими пустоты, заполненные гипсом.

На западной и северо-западной окраине территории елецкий горизонт испытывает такие же фациальные измерения, как и задонский. Так, Барятинской и Ярцевской скважинами вскрыты доломиты серые, до темно-серых с зеленоватым и буроватым оттенком, пятнистые за счет неравномерной перекристаллизации, обычно алевроитистые, с отдельными крупными хорошо окатанными зернами кварца (Барятино). Содержание кластического материала достигает в них 40%. В Ярцеве на глубине 191,5 м В. Т. Умнова определила споры верхнеелецкого типа.

К северу отсюда разрез становится более пестрым и по составу пород и по их окраске. Так, в Торопце к елецкому горизонту отнесены серые пятнистые доломитизированные известняки с остатками брахиопод и остракод и голубовато-зеленые мергели, переходящие в доломиты, общей мощностью 15 м. Из остракод Р. Б. Самойлова определила *Plavskella* cf. *famensis* S a m., *Indivisia* cf. *neligavaensis* S a m., *Acratia* cf. *zadonica* E g.

В разрезах Нелидова, Кувшинова, Максатихи преобладают пестроцветные известковистые и доломитовые мергели. Им подчинены глины, алевролиты, пески, песчаники и известняки, часто доломитизированные. Окраска пород от зеленоватой и фиолетовой до мясо-красной, среди известняков встречаются светло-серые и белые разности. В Кувшинове на глубине 356,1 м Д. Н. Утехиным определены брахиоподы *Camartoechia* sp. и *Cyrtospirifer* cf. *brodi* W e n., а Р. Б. Самойловой острако-

ды елецкого типа. В основании горизонта (глуб. 429—412 м) ею же определены *Trochiliscus sexcostatus* Prin. и *Sygidium paucisulcatum* Prin.

Наличие красноцветов в районе Нелидово — Максатиха связано с близостью Главного девонского поля, где подобные фации развиты широко. При удалении от этого района на северо-восток можно наблюдать исчезновение пестрой окраски, хотя литологический состав отложений существенно не меняется. Так, в Красном Холме елецкий горизонт, как и задонский, сложен часто переслаивающимися доломитами, доломитизированными известняками, доломитовыми и алевроитовыми глинами и алевролитами преимущественно зеленой и зеленовато-серой окраски. Лишь в отдельных участках коричневая окраска пород отмечена и в Рыбинской скважине. Полностью красноцветы исчезают в Любиме, Солигаличе и Шарье.

В Любиме елецкий горизонт (51 м) представлен сероцветными доломитами, местами с гнездами ангидрита, чередующимися с серыми же глинами. В самом верху Д. В. Обручевым среди остатков рыб определен *Dipterus marginalis* Ag., обычный уже в верхнефаменском подъярусе.

В Солигаличе к елецкому горизонту Л. М. Биринной отнесена толща (23 м) серых тонкослоистых алевролитистых глин с лингулами, остатками рыб и растений. Вверху глины чередуются с зеленовато-серыми доломитами и косослоистыми крупнослоистыми алевролитами. В этой толще определен елецкий комплекс спор. В Шарье елецкий горизонт (27 м) слагают коричневые и желтовато-серые сульфатизированные доломиты и доломитизированные известняки, содержащие внизу и в середине прослойки зеленовато-серых, частью алевроитовых глин. Елецкий возраст этих пород подтвержден палинологическими данными.

Верхнефаменский подъярус

К верхнефаменскому подъярусу согласно унифицированной стратиграфической схеме 1962 г. отнесены лебедянский и данковский горизонты.

Лебедянский горизонт выделен в объеме бывших лебедянских слоев центральных областей Русской платформы и охарактеризован комплексом ископаемых остатков фауны, наиболее типичным представителем которых является *Cyrtospirifer lebedianicus* NaI. Данковский горизонт на Центральном девонском поле и в непосредственно прилегающих к нему районах подразделяется снизу вверх на мценскую, киселевоникольскую, орловско-сабуровскую, тургеневскую и кудеяровскую толщи. Верхняя граница его определяется распространением комплекса органических остатков с характерными брахиоподами *Cyrtospirifer kapsedensis* Liep. Озерская толща и хованские слои исключены из состава бывших данково-лебедянских отложений и включены в заволжский горизонт турнейского яруса, по подошве которого проводится граница девона и карбона.

На большей части рассматриваемой территории (за исключением районов, примыкающих к Центральному девонскому полю) корреляция разрезов и выделение дробных единиц затруднены: причина этого — быстрая смена литологически невыдержанных пачек в горизонтальном и вертикальном направлениях, повторяемость в разрезе близких по составу пород, скудное содержание органических остатков.

Стратотипические разрезы лебедянского и данковского горизонтов располагаются в пределах Центрального девонского поля.

На рассматриваемой площади отложения верхнефаменского подъяруса распространены повсеместно, однако на дневную поверхность.

они выходят лишь в южной части Рязанской, Тульской, Калужской и Смоленской областей.

Нижняя граница верхнефаменского подъяруса охарактеризована выше и определение ее не вызывает принципиальных разногласий.

Сложнее обстоит дело с положением верхней границы, т. е. границы девона и карбона. В течение многих лет исследователи не могут прийти к единому мнению по этому вопросу и отделяют карбон от девона на разных стратиграфических уровнях: 1) в подошве малевского горизонта (Бирина, 1949б; Махлаев, 1964; Семихатова и Меняйленко, 1955; Рейтлингер, 1959; Самойлова, 1957; Семихатова, 1959; Филиппова, 1959; Умнова, 1969 и многие др.); 2) в основании озерской толщи (Разницин, 1959; Кондратьева, Федорова, 1953; Тихий, 1953 и др.); 3) в подошве хованских слоев (Крестовников, Терентьева, 1933; Липина, 1959; Швецов, 1940г и др.). В унифицированной схеме 1962 г. граница девона и карбона приурочена к основанию озерской толщи.

В пределах северного склона Воронежского массива она без затруднений проводится по кровле темных массивных кавернозных кудеяровских доломитов с брахиоподами, перекрытых слоистыми желтоватыми микрозернистыми доломитами озерской толщи, иногда содержащими желваки строматолитов.

На остальной территории в связи с значительным обмелением и засолением позднефаменского бассейна литологические различия между этими толщами стираются. Кудеяровские отложения утрачивают свои характерные черты и постепенно, без перерыва, переходят в озерские, которые представляют собой как бы продолжение верхнефаменской сульфатно-карбонатной пачки.

Вопрос относительно объема этих толщ до последнего времени оставался дискуссионным. В данной работе граница между кудеяровской и озерской толщами установлена в основании интенсивно сульфатизированных доломитов с прослоями «угледоломитов» в верхней части, и вся гипсоносная толща южного Подмосковья отнесена к озерским отложениям. Характеристика озерской толщи в новом понимании и подробное обоснование ее границ приводятся в разделе, посвященном каменноугольной системе.

В границах рассматриваемой площади наиболее обычная мощность подъяруса 100—120 м, она максимальна в погруженных частях Московской синеклизы 140—160 м, сокращается до 60 м и менее в районах Валдая, Пестово, Вологды и до нуля на юге Смоленской области (рис. 24).

Подошва верхнефаменского подъяруса залегает на глубине 160—180 м на южной и юго-западной окраинах синеклизы (Лазаревка, Плавск, Смоленск), в северо-восточном направлении она погружается до 500—600 м в районах Поваровки, Редкина, достигая глубины 900—950 м в Тутаеве, Любиме и 1500—1700 м в Макарьеве и Шарье.

В верхнефаменских отложениях рассматриваемой территории выделяются шесть литолого-фациальных зон.

На южной окраине территории, прилегающей к Центральному девонскому полю (см. рис. 24, зона I), развиты лагунно-морские отложения. Здесь преобладают доломиты и доломитизированные известняки с прослоями известняков в нижней части и обломочных пород в средней. Мощность подъяруса в этой зоне не превышает 100 м.

Центральную и северо-восточную части территории занимают лагунные фации (см. рис. 24, зоны II и III). К северу от Плавска из разреза быстро исчезают известковистые породы, сменяясь сульфатно-доломитовыми. Такой характер отложений сохраняется на значительной

площади, вплоть до Солигалича, Макарьева, Шарья¹. Мощность подъяруса варьирует здесь в широких пределах, увеличиваясь с юга на северо-восток от 95—110 (Горлово, Тула) до 140—150 (Домнино, Подольск, Дорохово) и 140—160 м (Макарьев, Чухлома, Шарья). В районе Торчина и Непейцина верхнефаменские отложения характеризуются

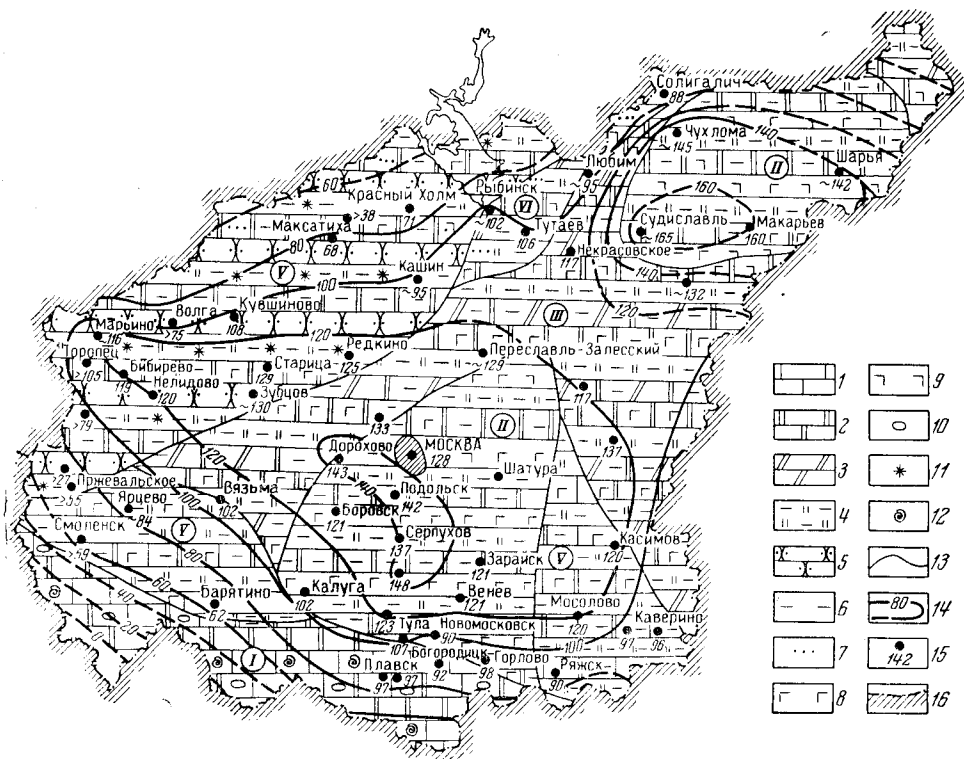


Рис. 24. Литолого-фациальная карта верхнефаменского подъяруса

1 — известняк; 2 — доломит; 3 — мергель доломитовый; 4 — глина доломитовая; 5 — песчаник и алевролит; 6 — глинистость; 7 — песчаность; 8 — гипс; 9 — ангидрит; 10 — галька; 11 — пестроцветность; 12 — фауна; 13 — границы зон; 14 — изопакиты достоверные и предполагаемые; 15 — местоположение скважины и мощность вскрытых ею верхнефаменских отложений, 16 — граница территории рассматриваемой в настоящем томе

Цифры на карте. Зоны накопления осадков: I — лагунно-морских, преимущественного доломитово-известковистых, II — лагунных доломитовых и глинисто-доломитовых со значительным содержанием сульфатов, III — лагунных мергельно-доломитово-глинистых с меньшим количеством сульфатов, IV — прибрежно-лагунных доломитово-глинистых с прослоями пестроокрашенных алевролитов, алевроитовых глин, и, реже, песчаников, V — доломитовых и глинисто-доломитовых, в различной степени известковистых, с небольшим количеством сульфатов (промежуточная между I, II и IV), VI — доломитово-глинистых с небольшим количеством сульфатов, с примесью терригенного материала (промежуточная между IV и II)

ются уменьшением сульфатности и увеличением глинистости. В северной части Рязано-Саратовского прогиба сульфатность также уменьшается, и к юго-востоку (за пределами нашей территории) почти исчезает из разреза.

На северо-западной окраине рассматриваемой территории (см. рис. 24, зона IV) большое значение приобретают мелководные осадки; пестро- и красноватые алевроитовые и песчаные глины и алевролиты (реже, песчаники) со слоями глинисто-доломитовых пород, которые к северо-западу и северу постепенно исчезают из разреза.

¹ Подобный состав верхнефаменский подъярус имеет и восточнее описываемой площади.

Фациальная зона, обозначенная цифрой V, по характеру осадков занимает промежуточное положение между I и III, а зона VI тяготеет, с одной стороны, к IV, а с другой — к III зонам.

Мощность подъяруса составляет 125—130 м в Редкине, Зубцове, Старице, 110—120 м в Нелидове, Бибиреве, Кувшинове, сокращается до 70—95 м в Кашине, Максатихе и до 50—60 м в Пестове и Вологде.

Лебедянский горизонт. На юге рассматриваемой территории (Плавск, Лазаревка, Киреевск, Богородицк) граница с данковским горизонтом устанавливается сравнительно легко по смене глинистых слоистых доломитов, иногда с желваками строматолитов, массивными крепкими песчаниковидными доломитами мценской толщи.

Лебедянский горизонт в нижней половине (6—12 м) слагается желтовато- и зеленовато-серыми известняками и доломитами микрокристаллическими, неравномерноглинистыми, тонко- и толстоплитчатыми, с прослоями автохтонных конгломератов, эридоконховых, серпулово-остракодовых и оолитово-остракодовых ракушников, иногда со строматолитами.

В некоторых разрезах на 3—5 м выше подошвы горизонта встречаются прослой известняков пятнисто-доломитизированных, песчаниковидных по внешнему облику сходных с елецкими («псевдоелецких»). В низах горизонта часто содержатся характерные плоские, лепешковидные темные глинисто-известковистые и известковистые, иногда пиритизированные гальки (рис. 25).

Верхняя часть разреза (10—15 м) сложена известняками, сильно доломитизированными, сменяющимися кверху доломитами и слоистыми глинистыми доломитами. Последние иногда чередуются с массивными, перекристаллизованными, сильно кавернозными известняками, напоминающими дедоломит. Каверны выполнены друзами кальцита или доломитовой мукой. Нередки горизонты со строматолитами.

По направлению к северу в доломитах появляется заглипсованность, которая сильно увеличивается в синхронных отложениях осевой части Московской синеклизы.

Мощность горизонта изменяется от 18 до 32 м.

Среди всех подразделений верхнефаменского подъяруса лебедянский горизонт наиболее насыщен остатками фауны, особенно его нижняя часть. Здесь встречены брахиоподы *Cyrtospirifer lebedianicus* N a l., *C. postarchiaci* N a l., пеллециподы *Arca oreliana* V e r n., остракоды *Cavellina tambovensis* S a m., *Tambovia* cf. *prima* S a m., *Kloedenellitina* sp. ind., *Knoxella* sp., *Eridoconcha socialis* E i c h w., серпулы, реже членики стеблей криноидей, гастроподы, однокамерные фораминиферы, обрывки водорослей, желваки строматолитов и включения строматопор, обломки щитков и костей рыб. Комплекс спор составляют: *Cornispora varicornata* S t a p. et J a n s o n., *Lophotriletes curvatus* N a u m., *L. cristifer* N a u m., *Hymenozonotriletes rugosus* N a u m., *H. limpidus* N a u m. В верхней половине горизонта встречаются преимущественно остракоды и рыбы.

На юго-востоке Смоленской области нижняя часть горизонта обогащена терригенным и карбонатным обломочным материалом и растительным детритом (С. Шик, 1960а, Кожемякина, 1965). Органические остатки представлены *Camarotoechia* sp., *Cyrtospirifer* ex gr. *postarchiaci* V e r n., обломками остракод и косточками рыб *Bothriolepis* sp. ind., *Oreلودus* sp., *Chelyophorus verneuili* A g. Мощность горизонта 17—20 м.

В Бятыне, Ярцеве и Смоленске в лебедянских отложениях заметно возрастает содержание доломитов, переслаивающихся с мерге-

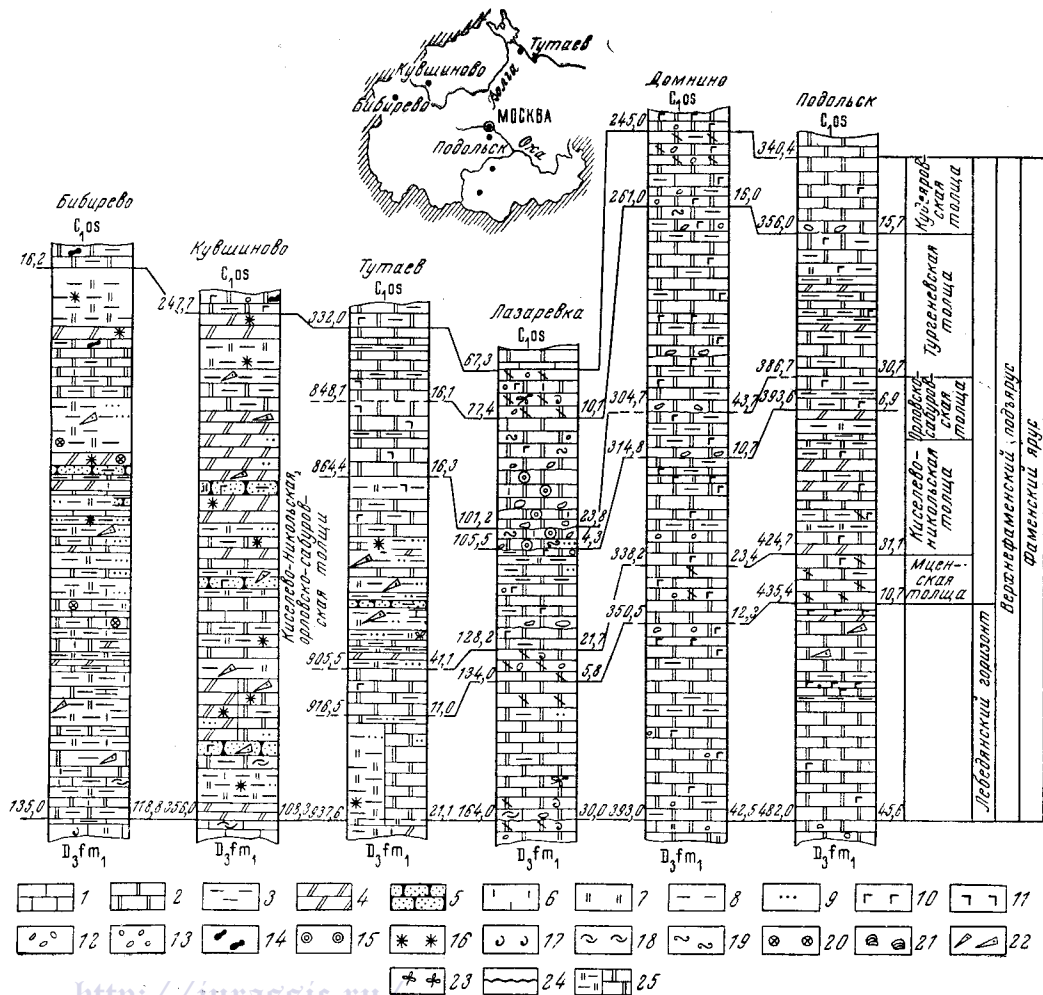


Рис. 25. Сопоставление разрезов верхнефаменского подъяруса юго-западной части Московской синеклизы

1 — известняки; 2 — доломиты, в том числе доломитовые; 3 — глины; 4 — мергели доломитовые; 5 — песчаники (алевролиты); 6 — известняковитость; 7 — доломитовитость; 8 — глинистость; 9 — песчанитость; 10 — гипс; 11 — ангидрит; 12 — галька; 13 — поры и каверны; 14 — окремнение; 15 — оолиты; 16 — пестроцветность; 17 — брахиоподы; 18 — остракоды; 19 — серпулы; 20 — трохилиды; 21 — строматолиты; 22 — остатки рыб; 23 — остатки растений; 24 — размыв; 25 — чередование толщ. Цифры справа от колонки указывают мощность толщи (горизонта), цифры слева от колонки — глубину залегания подошвы толщи (горизонта). Индексами обозначены D₃fm₁ — нижнефаменский подъярус, C₁os — озерская толща

лями и глинами. В основании — небольшая примесь терригенного и карбонатного обломочного материала. В верхней и изредка нижней частях разреза — прослой и гнезда гипса. Мощность 19—24 м.

Фауна редка и часто неопределима, различаются обломки рыб, серпулы и остракоды. В составе споровых комплексов сокращается содержание оболочек *Cornispora*, распределение их по разрезу делается неравномерным, что затрудняет отделение верхнефаменского подъяруса от нижнего.

В юго-западной и центральной частях рассматриваемой территории из-за литологического сходства пограничных пород и скудности фауны разграничить лебедянский и данковский горизонты трудно. Верхняя граница лебедянского горизонта сравнительно отчетлива лишь в разрезах, где имеются аналоги типичной мценской толщи (Обидимо, Домнино, Подольск).

В его строении здесь сохраняется двучленное деление. В нижней части развиты желтоватые и светло-серые глинистые доломиты, микрозернистые, горизонтально- и волнистослоистые, перемежающиеся с толстослоистыми песчаниковидными доломитами, глинами, мергелями и редкими включениями гипсов и ангидритов. Вышележащая пачка представляет чередование доломитовых мергелей, ангидритов, глин, глинистых доломитов и гипсов. Содержание сульфатов нередко сильно увеличивается в верхней части горизонта (Тула, Серпухов, Подольск, Москва, Зарайск, Боровск и др.).

Органические остатки представлены косточками рыб *Chelyophorus verneuli* Ag. (Ордынская скважина в Москве). В одной из скважин в районе Щелкова (Московская область) в глинах из низов лебедянского горизонта обнаружены *Cavellina* cf. *tambovensis* S a m., *C. torchinensis* G u g. (определения Т. Хусид при консультации Р. Б. Самойловой).

Лебедянский горизонт в разрезе Подольска (см. рис. 25) хорошо выделяется литологически и имеет четкую палинологическую характеристику. По данным Л. С. Сорской и Е. М. Шик, выше основания на 5—6 м имеется двухметровый прослой «псевдоелецкого» доломита, напоминающего письменный гранит.

В составе спорового комплекса в Подольске (Умнова, 1969) содержатся *Cornispora varicornata* S t a p. et J a n s o n, *Lophotriletes curvatus* N a u m., *L. cristifer* N a u m., *Hymenozonotriletes varius* N a u m., *H. poljessicus* K e d o, *Archaeozonotriletes dedalius* N a u m., *Leiotriletes microrugosus* N a u m., *Trachytriletes solidus* N a u m., *Stenozonotriletes conformis* N a u m.

Мощность горизонта увеличивается в сторону Москвы, составляя 22—34 м в Горлове, Зарайске, Обидиме, 38—40 м в Калуге и Туле и 43, 47, 50 и 43 м соответственно в Домнине, Подольске, Москве и Поваровке. К северо-востоку от Москвы мощность горизонта сокращается примерно до 30 м (Торчино).

В прибортовой части Рязано-Саратовского прогиба (Мосолово, Рязск, Сомово, Касимов) низы лебедянского разреза слагаются доломитово-известковистыми породами, в различной степени глинистыми, с битуминозными пленками на поверхностях напластования и прослоями обломочных карбонатов. В верхней, преимущественно доломитовой пачке много прослоев гипса, гипсово-доломитовых пород и глин, имеются включения ангидрита и флюорита. Мощность горизонта 20—22 м в Сомове, Каверине и 38—40 м в Мосолове, Касимове.

В Непейцине, Торчине, Решме в основании горизонта и местами в средней и верхней его частях появляется песчано-алевритовая примесь, увеличивается количество и мощность прослоев глин.

На севере и северо-востоке территории верхняя и нижняя границы лебедянского горизонта ориентировочны. Возможно, мощность верхнего фамена в ряде разрезов несколько занижена за счет нижнего.

В Тутаеве (см. рис. 25) к лебедянскому горизонту условно отнесена пачка переслаивания зеленовато-серых плитчатых и толстослоистых сульфатизированных доломитов и доломитовых глин с тонкими прослоями алевритовых глин и алевролитов. Эта пачка перекрывается коричневато-серыми плотными доломитами с гнездами гипса, которые сопоставляются с мценской толщей.

По данным В. Т. Умновой (1969), комплекс спор из этого разреза лебедянского горизонта характерен также и для мценских-тургеневских (?) отложений. Преобладают *Archaeozonotriletes micromanifertus* var. *famenensis* Naum., *A. dedalius* Naum., *Hymenozonotriletes poljessicus* Kedo, *H. versabilis* Kedo, *Lophotriletes curvatus* Naum. Оболочки *Cornispora* редки, распределены неравномерно по всему разрезу.

Мощность горизонта в Тутаеве примерно 21 м. Л. М. Бирин (1957) отмечает присутствие алевритовых глин с прослоями кварцево-сланцевых песков и алевролитов в лебедянском горизонте Любима и Солигалича. Из органических остатков встречены углистые включения, обломки лингул и рыб *Dipterus marginatus* Ag., типичных для отложений верхнефаменского подъяруса. В лебедянских отложениях Шарь преобладают глины и глинистые доломиты с незначительной алевритовой примесью и подчиненными прослоями сульфатизированных доломитов, иногда битуминизированных.

На западной и северо-западной окраинах рассматриваемой площади для верхнефаменского подъяруса характерно обогащение терригенным материалом и пестро- и красноцветная окраска пород. Нижняя граница подъяруса довольно отчетлива на западе и юго-западе территории (Редкино, Старица, Кувшиново, Марьино, Бибирево, Торопец, Пржевальское, Чепли, Высочерт), граница с данковским горизонтом фиксируется литологически лишь на юго-западе.

Лебедянский горизонт залегает там с небольшим размывом на доломитизированных известняках или кавернозных песчаниковидных доломитах с типичной елецкой фауной и покрывается микро- и мелкозернистыми доломитами с ходами илоядных, иногда глинистыми и песчанистыми, условно отнесенными к мценским. По данным В. П. Елишкина и Л. С. Сорской, в низах горизонта в Пржевальском, Чепли, Высочерте преобладают глинистые доломиты (5—8 м), верхняя часть представляет собой чередование глин и мергелей с прослоями доломитов (13—18 м). В основании горизонта повсеместно прослеживаются светлые, неравномерноглинистые обломочные доломиты, с примесью кварца, с тонкими прослойками остракодовых (кавеллиновых) ракушников и реже, песчаников, с плоскими карбонатными галечками. В верхах пржевальского разреза отмечаются мелкие гнезда гипса и тонкие прослои равномерно загипсованных доломитов. На 3—4 м выше кровли елецкого горизонта имеются прослои «псевдоелецких» доломитов, подобные встреченным в Лазаревке, Богородицке и Подольске¹.

В известковисто-доломитовых породах из низов лебедянского горизонта встречены отпечатки *Productella* sp., *Arca oreliana* Verp., остракоды *Cavellina tambovensis* Sam., трохилиски *Sycidium paucisulcatum* P. g., обрывки трубчатых водорослей, щитки рыб.

По типу осадков и спорным комплексам указанные разрезы лебедянского горизонта близки к разрезам районов Ярцево — Смоленск и

¹ В. Г. Махлаев (1964) указывает на частое присутствие подобных разностей в низах лебедянского горизонта на Центральном девонском поле.

Лазаревка — Богородицк. Мощность горизонта колеблется от 18 до 24 м.

В Торопце, Нелидове, Кувшинове, Редкине в составе горизонта преобладают зеленовато-серые и слегка розоватые известковисто-доломитовые мергели с прослоями массивных и слоистых глинистых доломитов и, реже, песчаников. В Торопце в доломитовых, участками кремнистых глинах обнаружены (в шлифах) включения целестина. В Старице в основании горизонта содержатся гальки доломитизированного известняка и обильные выделения пирита.

Среди органических остатков часты трохилиски *Sycidium paucisulcatum* Pr. (Самойлова, 1958), обломки костей рыб *Crossopterygis* sp., *Acantodii* sp., *Onychodus* sp., *Dipterus* sp., *Holoptychius* sp., *Drelodus* sp., изредка встречаются остракоды *Cavellina tambovensis* Sam., *Plavskella* sp., *Eridoconcha socialis* Eichw., лингулы, *Cyrtospirifer lebedianicus* NaI. (в Зубцове).

Споровые комплексы близки к комплексам пржевальского и ярцевского разрезов.

Мощность горизонта определяется приблизительно в 26 м в районе Торопца и 36 м в Старице.

В Максатихе и Красном Холме пограничные отложения нижнего и верхнего фамена слагаются пестроцветными доломитово-глинистыми породами с частыми прослоями песчаников и алевроитистых глин.

По поводу сопоставления лебедянского горизонта с синхронными отложениями Главного девонского поля существуют различные взгляды. Большинство исследователей (Геккер, 1941; Музыченко, 1953; Петров, 1956, и др.) полагают, что лебедянский горизонт (а также, может быть, мценская и киселево-никольская толщи) на основании общности фауны *Cyrtospirifer lebedianicus* сопоставляется с биловскими слоями. Д. В. Наливкин (1953) по фауне пеллеципод считает более правильным параллелизовать биловские слои с елецкими, а не с низами данково-лебедянских. По мнению В. Г. Махлаева (1964), биловские слои (условно) соответствуют мценским.

Данковский горизонт. На южной окраине рассматриваемой территории в составе данковского горизонта выделяются те же толщи, что и в Центральном девонском поле.

Мценская толща распространена повсеместно, на дневную поверхность выходит по рекам Турдей, Пшевня и Любовша. Представляет собой пачку крепких массивных зеленовато-серых, реже желтоватых доломитов и доломитизированных известняков, мелко- и среднекристаллических, мозаичной структуры, песчаниковидных, сильно кавернозных. Каверны полые или инкрустированы кальцитом. Местами доломиты пронизаны ходами илюидных, придающим породе губчатый облик, иногда содержат доломитизированные раковины брахиопод или отпечатки и поры от их выщелачивания. В прослоях мценских известняков Рязанской и Тульской областей определены мелкие брахиоподы *Spirifer (Cyrtospirifer) archiaci* Murch., *Productus murchisonianus* Kon., *Strophalosia productoides* Verp. и редкие ортоцератиды (Обручев, 1932; Иванов, Иванова, 1936).

Комплекс спор близок к лебедянскому, но оболочки спор *Cornispora*, не теряя своего разнообразия, встречаются реже. Качественная характеристика комплекса дополнена новым видом *Hymenozonotriletes poljessicus* Kedo, увеличивается содержание спор *Archaeozonotriletes micromanifestus* var. *famenensis* Naum.

Мощность толщи 5—10 м (Лазаревка, Киреевск, Богородицк).

Киселево-никольская толща обнажается по рекам Розка, Турдей и Красивая Меча. Слагается она преимущественно доломитами светло-

желтыми и светло-серыми, пелитоморфными, мучнистыми, с характерной тонкополосчатой и плитчатой текстурой, с подчиненными прослоями доломитизированных известняков и мергелей. В нижней части толщи встречаются желваки строматолитов, серпулы, иногда включения гипса, кристаллы целестина и флюорита, полузатекшие пустотки от растворения кристаллов каменной соли (Лазаревка, Богородицк).

В верхней половине толщи в доломитах появляются тонкие прослойки гипса.

В самом верху в доломитах часто содержится много грубого обломочного кварц-полевошпатового материала наряду с аутигенными выделениями этих минералов.

Верхняя граница толщи нерезкая. Почти повсеместно наблюдается постепенный переход киселево-никольских отложений в орловско-сабуровские, которые в свою очередь постепенно сменяются тургеневскими.

Фауной толща бедна. Найдены редкие *Eridocoencha socialis* Eichw., *Glyptolichwinella* sp., *Serpula vipera* Wen., *Arca oreliana* VERN.

Мощность киселево-никольской толщи изменяется от 14—16 м в Лазаревке до 25—30 м в Киреевске и Богородицке.

Орловско-сабуровская толща (мощность 2—5 м) выходит на поверхность там же, где и киселево-никольская. Она представлена обломочными и псевдообломочными доломитами и реже известняками, иногда с гнездами крупных окатанных зерен кварца и прослоями доломита, переполненного ожелезненными и пиритизированными оолитами. Среди органических остатков обычно встречаются эридоконхи, серпулы и рыбы.

Орловско-сабуровская толща является свидетелем наибольшего обмеления в середине верхнефаменского времени и служит прекрасным «репером» в разрезах верхнефаменского подъяруса, сложенных перемежающимися доломитово-глинистыми и сульфатизированными глинисто-доломитовыми породами.

Тургеневская толща обнажается по Турдею, Красивой Мече, Птани, Плаве, Розке, Ситовой Мече. Представлена коричневатой и желтоватой серыми, преимущественно тонкослоистыми доломитами, иногда сгустковыми и мелкообломочными, с оолитами, реже доломитизированными известняками с подчиненными прослоями глин, мергелей и песчаников и незначительной примесью алевроитового материала. Встречаются редкие прослойки дедоломитов (Лазаревка).

Тургеневская толща литологически сходна с киселево-никольской, имеет мелководный характер и является в нижней части как бы продолжением обломочной орловско-сабуровской. Для ее низов характерно присутствие строматолитов, прослоев остракодово-серпуловых и оолитовых известняков и доломитов и многочисленных, иногда слабо ожелезненных карбонатных галек. Отмечаются единичные включения гипса и целестина. В верхах разреза в доломитах появляется загипсованность.

В тургеневской толще содержатся *Cavellina* cf. *tambovensis* Sam., *Illativella clivosa* Zap., *Arca oreliana* Vern., серпулы. Отложения киселево-никольской, орловско-сабуровской и тургеневской толщ характеризуются сходным комплексом спор, очень однообразным в видовом отношении. В его составе виды, широко распространенные в лебедянской и мценской толщах, оболочки *Cornispora* отсутствуют или редки.

Мощность толщи 23—30 м, на склонах Воронежского массива сокращается до 17—20 м.

Кудеяровская толща имеет очень выдержанный литологический состав и небольшую — от 9 до 12 м — мощность. Слагается темно-серой

ми доломитами и доломитизированными известняками, крепкими, толстослоистыми, ноздреватыми, с гнездами темного кальцита, иногда гипса и обильной фауной (нередко в виде отпечатков), изредка окварцованной. Естественные выходы многочисленны по рекам Турдей, Красивая Меча, Ситовая Меча, Розка, Плава, Чернь и Ока. Кудеяровская толща отчетливо выделяется в обнажениях в виде карнизов, уступов, выше которых располагаются тонкослоистые пелитоморфные желтовато-серые озерские доломиты с шарообразными крупными (до 0,5 м) строматолитами (Рейтлингер, 1959). Севернее широты Новомосковска перекрывающая кудеяровские доломиты озерская толща становится гипсоносной.

Из кудеяровской толщи определены многочисленные *Camarotoechia livonica* Buch., *C. machlaevi* Ljasch., *C. otrada* Ljasch., *C. hyotina* Ver n., *Cyrtospirifer kapsedensis* Liep., *C. archiaci* Murch., *C. ex gr. archiaci* Ver n., *Schuchertella* sp., *Productus* cf. *murchisonianus* Kon., *Streptorhynchus umbraculum* Schl., *Murchisonia striata* Goldf., встречаются зубы и чешуи рыб. В споровом комплексе преобладают *Archaeozonotriletes delicatus* V. Um n., *A. dilucidus* V. Um n., *A. mirabilis* Tsch., *Hymenozonotriletes papulosus* Sen n. (in litt.) и др.

На северо-западном склоне Воронежского массива (юго-востоке Смоленской области) строение данковского горизонта почти такое же, как в Лазаревке и Богородицке. Отличием является слабая загипсованность пород, большая степень доломитизации и меньшее содержание фауны. В орловско-сабуровской толще развиты кварцевые пески с гравием кварца (С. Шик, 1960а).

В Барятине, Смоленске и Ярцеве в данковских отложениях увеличивается доломитизация и появляется загипсованность в аналогах киселево-никольской толщи. Мощность горизонта здесь 40—50 м.

В центральной части рассматриваемой территории данковский горизонт имеет довольно однообразный состав. Он сложен в основном в различной степени загипсованными и ангидритизированными слоистыми или, реже, массивными доломитами, глинистыми доломитами, доломитовыми глинами и мергелями, образующими взаимные переходы. Степень сульфатизации возрастает в верхней половине горизонта. В средней части разреза обычно содержится до 10% и более терригенного материала.

Монотонность разреза и отсутствие стеногалинных организмов крайне затрудняют выделение мелких подразделений. Однако в отдельных скважинах удается выделить аналоги толщ Центрального девонского поля. В этом отношении интересен разрез Подольска (см. рис. 25).

Здесь мценской толще (10,7 м) соответствуют доломиты коричневатого-серые, песчановидные, толстослоистые, с прослоями глинистых доломитов и редкими включениями гипса. Споры представлены следующими видами: *Hymenozonotriletes varius* Naum., *H. rugosus* Naum., *H. poljessicus* Kedo, *H. immensis* Nas. (in litt.), *Archaeozonotriletes micromanifestus* var. *famensis* Naum., *A. orlovensis* Nas. (in litt.), *Cornispora varicornata* Star. et Janson, *Stenozonotriletes conformis* Naum., *Trachytriletes solidus* Naum., характерными для мценской толщи.

Киселево-никольская толща (31,1 м) — чередование зеленовато-серых доломитов с глинами и мергелями, с тонкими прослойками гипса.

Орловско-сабуровская толща (6,9 м) — доломиты пятнистые, с частыми линзами и гнездами ярко-зеленой глины.

Тургеневская толща (30,7 м) — тонкое переслаивание светло- и зеленовато-серых глинистых доломитов, глин, мергелей и гипсов. Споры представлены видами, характерными для тургеневской толщи: *Archaeozonotriletes micromanifestus* var. *famensis* Naum., *Hymenozonotriletes rugosus* Naum., *H. varius* Naum., *Trachytriletes solidus* Naum., *Leiotriletes microrugosus* Naum.

Кудеяровская толща (15,7 м) — доломиты темно-коричневые и пятнистые, очень крепкие, массивные, с гнездами гипсов. Споры типичны для кудеяровской толщи:

Archaeozonotriletes delicatus V. U m n., *A. dilucidus* V. U m n., *A. micromanifestus* var. *famenensis* N a u m., *A. mirabilis* T s c h., *Hymenozonotriletes hyalinus* N a u m., *H. papulosus* S e n n. (in litt.), *H. rugosus* N a u m., *Trachytriletes tumidus* V. U m n., *T. solidus* N a u m.

Выше залегает толща слоистых загипсованных доломитов с прослоями темно-серых глин и черных гипсов «угледоломитовой пачки» с комплексом спор озерского возраста.

Аналоги мценской и кудеяровской толщ легко распознаются в Туле, Серпухове, Обидиме, Домнине (см. рис. 25).

В орловско-сабуровской толще Серпухова, Домнина, Калуги, Тулы, Горлова и Зарайска содержатся оолиты и гравелиты. В Боровске, Поваровке и Дорохове отложения, отнесенные к орловско-сабуровским, отличаются мергельно-глинистым составом и незначительной алевритовой примесью. Прослой доломитов с оолитами, галечками, серпулами и остракодами появляются в некоторых разрезах тургеневской толщи (Серпухов, Рязск, Москва).

Остатки фауны в отложениях данковского горизонта этой площади скудны, представлены в основном обломками костей рыб *Orelodus stigmoides* R o h o n, *Osteolepis* sp., *Chelyophorus verneuili* A g. (Ордынская скв. в Москве). В аналогах тургеневской толщи Тулы, Домнина, Серпухова и Рязска изредка встречаются серпулы и остракоды плохой сохранности.

Мощность горизонта составляет 60—75 м в Калуге, Туле, Горлове и Москве, увеличивается до 95—105 м в Серпухове, Подольске, Домнине и вновь сокращается в Поваровке, Боровске, Торчино, Зарайске до 80—85 м.

В Рязске, Мосолове, Сомове, Каверине и Касимове данковский горизонт имеет более четкую литологическую характеристику толщ, что сближает эти разрезы с лазаревским и богородицким. В кудеяровской и тургеневской толщах наблюдаются прослой дедоломитов (Сомово), оолитово-обломочных доломитов с серпулами, строматолитами, пеллециподами (Рязск, Мосолово). Мощность данковского горизонта здесь 75—80 м.

С приближением к северной окраине рассматриваемой площади (Тутаев, Рыбинск, Любим, Солигалич) литологические отличия между толщами «стираются», разрез сложен преимущественно глинистыми доломитами, сильно ангидритизированными, с частыми слоями глин и тонкими прослойками гипсов и терригенным материалом (Рыбинск, Тутаев, Солигалич) в средней части. Из органических остатков встречены кости рыб и споры.

Данковский горизонт в Тутаеве разделяется условно на несколько пачек (см. рис. 25):

D ₃ mc ? Доломиты коричневатые-серые, разномзернистые, массивные, с гнездами гипса	11 м
D ₃ ksp—osb. Глины доломитистые, с прослоями плитчатых доломитов с включениями гипса и алевритовых глин, с остатками рыб в нижней и средней частях	41,1 „
D ₃ tr ? Ангидритизированные слоистые доломиты с тонкими прослоями глин	16,3 „
D ₃ kd. Доломиты массивные и слоистые, слабо ангидритизированные, с редкими прослоями глин	16,1 „

В верхнефаменских отложениях Тутаева, Рыбинска и Некрасовского в отличие от остальной площади четко выделяются два комплекса спор. Первый характерен для лебедянских — орловско-сабуровских, и условно тургеневских отложений (приведен на стр. 180). Второй соответствует кудеяровской толще и характеризуется спорами *Archaeozonotriletes dilucidus* V. U m n., *A. delicatus* V. U m n., *A. micromanifestus* var. *famenensis* N a u m., *Hymenozonotriletes rugosus* N a u m., *H. varius* N a u m., *Tracytriletes tumidus* V. U m n., *T. solidus* N a u m.

Мощность данковского горизонта в Тутаеве равна 84 м, мощность всего верхнефаменского подъяруса составляет примерно 90—95 м в Любиме и Солигаличе и 105—115 м в Некрасовском и Рыбинске (см. рис. 24).

Граница данковского горизонта и озерской толщи в большинстве разрезов условна. Она проводится в основании тонкослоистых, сильно ангидритизированных доломитов, сменяющихся кверху сульфатно-карбонатными породами с прослоями «угледоломитов». В Тутаеве в последних содержится озерский комплекс спор.

В наиболее погруженной части синеклизы, совпадающей с Солигалической впадиной Среднерусского авлакогена (Гордасников, Троицкий, 1966), данковский горизонт отличается преобладанием ангидритизированных доломитов с редкими прослоями гипсов и глин (Шарья, Макарьев, Чухлома). Мощность данковского и лебедянского горизонтов здесь составляет 140—160 м (см. рис. 24).

Для этого района характерно резкое преобладание ангидритов над гипсами. Содержание последних возрастает в юго-западном направлении, по мере увеличения глубины залегания верхнефаменского подъяруса. В южном Подмоскovie преимущественное развитие имеют гипсы¹.

На западной и северо-западной окраинах рассматриваемой площади данковский горизонт характеризуется преобладанием доломитовых глин, мергелей и глинистых доломитов, отличается пестрой окраской и постоянным присутствием песчано-алевроитовых пород, содержание которых возрастает в северо-западном и северном направлениях при одновременном сокращении карбонатов. Наибольшего развития терригенные породы достигают уже на Главном девонском поле (Геккер, 1941; Музыченко, 1953).

Переход от относительно более глубоководных сульфатизированных глинисто-доломитовых пород к пестроцветам происходит постепенно, выражаясь в появлении розовой окраски, в обогащении терригенным материалом и уменьшении количества гипса, который исчезает западнее Кувшинова. В Киевке, Красном Холме, Кашине, Редкине, Старице, Максатихе, Кувшинове и Волге содержание интенсивно яркоокрашенных глин, песчаных и алевроитовых пород значительно, причем они приурочены к средней части разреза, синхронной, видимо, орловско-сабурской толще, а в отдельных разрезах (Красный Холм, Максатиха, Старица) к верхней половине киселево-никольской.

В Торопце, Бибиреве, Марьине, Нелидове, Кувшинове, Высочерте (см. рис. 25) среди существенно терригенных пород появляются прослой карбонатных, количество и мощность которых увеличивается на юго-восток.

Граница данковского горизонта с озерской толщей в разрезах Бибирева, Нелидова, Кувшинова и Волги прослеживается литологически по резкой смене пестроцветных доломитово-глинистых и алевроитистых пород желтоватыми толсто- и тонкослоистыми загипсованными доломитами, переходящими кверху в «угледоломиты». В разрезах, где пограничные породы сероцветны (Кашин, Киевка, Максатиха), граница между ними в настоящей работе проводится в основании интенсивно сульфатизированных глинисто-доломитовых пород, подстилающих «угледоломитовую пачку».

¹ Зависимость взаимопереходов гипсов и ангидритов от глубины их залегания отмечалась М. С. Швецовым (1940в), А. Г. Завидоновой (1953), В. Г. Махлаевым (1960), А. М. Блох (1963).

Органические остатки в отложениях данковского горизонта представлены преимущественно трохилисками *Sycidium paucisulcatum* P. g., единичными *Trochyliscus sexcostata* P. g. и обломками чешуи, щитков и панцирей рыб *Holoptychius* sp., *Bothriolepis ornata*. В редких известковистых прослоях в Торопце, Нелидове и Бибиреве встречены остракоды *Cavellina* ex gr. *tambovensis* S a m., *Tambovia prima* S a m., *Glyptolichwinella adelaidae* S a m., характерные для киселево-никольских и тургеневских отложений¹, а также *Eridoconcha socialis* Eichw. Споровые комплексы аналогичны комплексам тутавского разреза (см. стр. 184).

Мощность данковского и лебедянского горизонтов составляет 72—95 м в Кашине, Максатихе, Красном Холме, 110—120 м в Нелидове, Бибиреве, Кувшинове и 120—130 м в Зубцове, Старице и Редкине (см. рис. 24).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В начале и середине раннего девона на рассматриваемой территории господствовали континентальные условия. В конце раннего — начале среднего девона (на границе кобленцкого и эйфельского веков) страна испытала опускание и в Центральные районы, по-видимому, с запада проникли воды мелкого эпиконтинентального моря с ненормальным солевым режимом. В нем отлагались песчано-глинистые, в меньшей мере карбонатные осадки, обогащенные магнезией, и сульфаты. Эти образования вскрыты Пошехонской, Любимской и некоторыми другими скважинами на севере территории, где они, по-видимому, сохранились от предпарнуского размыва в тектонических депрессиях. Условия для развития жизни в этом бассейне были неблагоприятными. Крайне редкие остатки рыб, встречающиеся здесь, были, вероятно, принесены реками с континента, располагавшегося в области Балтийского щита, Воронежского, Токмовского и Котельничского массивов.

В парнуское время, после возможно повсеместного осушения территории, в ее пределы также, видимо, с юго-запада (см. рис. 12) вновь проникало море и снова образовался обширный мелководный бассейн лагунного типа, населенный неприхотливыми животными организмами: рыбами, листоногими, лингулами. Но из-за резкого повышения солености воды довольно быстро эта лагуна стала почти безжизненной. В центральной и южной частях территории из пересыщенного раствора, очевидно, в условиях жаркого сухого климата, в это время выпадали карбонатные соли магнезия и кальция и сульфаты кальция. В один из этапов существования этой лагуны в районе Нелидово — Венев осаждалась каменная соль, образовавшая залежь мощностью до 60 м. Накопление соли происходило одновременно с относительно интенсивным прогибанием дна бассейна, что четко отражено на рис. 16. На севере и северо-западе рассматриваемой территории располагалась широкая прибрежная полоса, в пределах которой отлагались мелководные, преимущественно терригенные осадки. Их накопление происходило менее интенсивно, чем образование химических осадков на юге, в связи с чем и мощность их значительно меньше.

К началу мосоловского времени лагуна постепенно превращается в мелкое, но уже открытое море нормальной солености, быстро заселившееся разнообразными беспозвоночными животными (брахиоподы, иглокожие и др.). В районе Калужского поднятия проявилась деятельность подводных (?) вулканов. На севере и западе с Балтийской суши

¹ По мнению Р. Б. Самойловой (1965), по фауне остракод тургеневские отложения можно отнести к тому же этапу осадконакопления, что и киселево-никольские.

интенсивно приносился терригенный материал. Мосоловское время отвечает максимуму трансгрессии среднедевонских морей в Центральных районах.

В старооскольское время усилилось поступление мелкоземистого терригенного материала. На его распределение по площади, по-видимому, влияли морские течения, о наличии которых говорит часто наблюдаемая в старооскольских алевролитах и песчаниках тонкая косая и перекрестная слоистость. В южной половине территории существовали периоды очень спокойного гидродинамического режима, при котором отлагались тонкие илы с редкими остатками морских организмов (тонкодисперсные глины «ардатовского» типа).

Среднедевонская эпоха закончилась образованием в южной половине территории каолинизированных глинисто-алевритовых отложений, обогащенных сидеритом, которые можно рассматривать как регрессивную серию живетского века (муллинские слои).

Господствует представление о наличии между отложениями среднего и верхнего девона Центральных районов континентального перерыва. Однако неопровержимых доказательств этого положения пока еще нет, и целый ряд фактов, предъявленных в пользу наличия перерыва, можно объяснить фациальными изменениями. Следует также учитывать, что эта часть разреза в большинстве скважин пройдена с ничтожным выходом керна. Наиболее вероятно, что на границе живетского и франского веков произошло значительное обмеление, но без регионального перерыва в отложении осадков. Местами, возможно, возникли отмели и отдельные острова.

Первая треть раннефранского времени характеризовалась, по-видимому, сменой условий морского мелководья и опресненной лагуны.

К середине щигровского времени повсеместно устанавливается режим нормального, хотя и неглубокого моря. В нем отлагались карбонатные илы и развивалась богатая фауна брахиопод и других беспозвоночных. Большую роль играли илоеды. Для этого времени характерны сравнительная выдержанность литологического состава и незначительные изменения мощности, несколько увеличивающейся в центральной и северной частях территории. На севере продолжался привнос терригенного материала. Однако он был весьма мелкоземист и поступал в гораздо меньшем количестве, чем в предыдущее время: верхнещигровские осадки — продукт максимальной трансгрессии позднедевонского бассейна.

Условия открытого моря сохранялись и в течение семилукского времени; однако для него было характерно развитие глинистых фаций, местами обогащение пород битумом и следы мелкой ритмичности в отложении осадков.

В самом конце семилукского времени вновь наблюдаются признаки повсеместного обмеления морского бассейна. На западе и севере они выражаются в появлении песков, в центральной и южной частях — буроватых глин с аллохтонными растительными остатками. В глинах нередко прослой известняков. Полного осушения на большей части территории не было, что подчеркивается наличием в петинской свите, залегающей на границе нижне- и верхнефранского подъярусов, смешанного комплекса фауны — семилукской и воронежской.

В воронежское, евлановское и ливенское время (позднефранский цикл седиментации) центральные и восточные районы рассматриваемой территории вновь испытывают погружение и здесь продолжают накапливаться отложения открытого моря, вначале глинисто-карбонатные, а затем чисто карбонатные. В составе органических остатков в конце цикла большую роль играют водоросли и колониальные кораллы, сла-

гающие прослои рифовых известняков. На севере и северо-западе господствовали лагунные условия и в значительном количестве образовывались красноцветные песчано-глинистые отложения, обогащенные карбонатом магния.

В фаменском веке отмечаются три заметных региональных колебания уровня бассейна. Некоторое обмеление произошло в задонское время. В юго-восточной и центральной частях оно сопровождалось появлением в осадках глинистого материала, а на юго-западе — алевритового и песчаного. На северо-западе продолжали существовать прибрежные условия и местами отлагались красноцветы. Довольно быстро обмеление бассейна сменилось новым углублением, сопровождавшимся отложением относительно свободных от терригенной примеси карбонатных илов, давших начало елецким известнякам.

На границе елецкого и лебедянского времени в центральных и южных районах намечается резкий перелом в режиме бассейна. Однообразные спокойные условия отложения однородной толщи елецких известняков сменились беспокойным режимом, связанным с относительно резкими движениями водных масс. В конце лебедянского, в течение всего мценского и киселево-никольского времени бассейн имеет резко выраженный регрессивный лагунный характер. Появляются прослои первичных доломитов, Максимум регрессии, очевидно, совпадает со временем отложения орловско-сабуровской карбонатно-терригенной толщи.

Последний цикл образования фаменских осадков начался в тургеневское время и закончился к началу карбона. Морские условия с относительно нормальным солевым режимом имели место в пределах этого цикла лишь в кудеяровское время, когда отлагались карбонатные илы и бассейн был населен многочисленными брахиоподами.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА¹

Каменноугольные отложения выходят на дневную поверхность довольно широкой полосой, идущей вдоль южной и западной окраин Московской синеклизы. Внешнюю зону выходов слагают терригенные угленосные толщи визейского яруса, несогласно лежащие на различных горизонтах турнейского яруса и на девонских отложениях. Останцы верхних слоев турнейского яруса, наблюдаемые в их подошве, содержат небольшие внутрiformационные несогласия, но в целом с подстилающими их более широко распространенными нижними горизонтами яруса (озерской толщей и хованскими слоями) составляют единое геологическое тело с отложениями девона. Подошва каменноугольных отложений в принятом ее положении (Стратиграф. схема, 1965 г.) следует согласно за структурным рисунком слоев девона.

Терригенные породы визейского яруса в соответствии с уклоном синеклизы постепенно сменяются визе-намюрскими карбонатными толщами. За ними следует более узкая полоса распространения верейских красноцветных отложений с редкими останцами башкирского яруса в их подошве — карбонатных на эрозионных выступах и терригенных

¹ В составлении раздела «Каменноугольная система» принимали участие следующие авторы и редакторы. По турнейскому ярусу: заволжский горизонт написан Л. С. Сорской, малевский, упинский и черепетский горизонты — Л. М. Бириной, отредактирован в целом этот текст В. С. Яблоковым. Визейский ярус (без верхнего визе), средний и верхний отделы системы написаны соответственно К. К. Рождественской, Е. М. Шик и С. Я. Гоффеншефер и отредактированы Л. М. Бириной. Верхне-визейский надъярус и намюрский ярус написаны Е. В. Фоминой, отредактированы А. И. Осиповой. Обзор истории исследований системы составлен упомянутой группой авторов, отредактирован Л. М. Бириной.

в руслах древних долин. Внутреннюю часть полосы карбона слагают карбонатные толщи московского яруса и верхнего отдела.

В наиболее погруженной, осевой, зоне синеклизы каменноугольные слои перекрыты пермскими отложениями, в окраинной зоне на них трансгрессивно залегают мезозойские толщи.

Полная мощность карбона колеблется от 450 до 600 м. Глубина залегания кровли в месте наибольшего погружения достигает 700—900 м.

Каменноугольные отложения, развитые в Подмосковье, являлись объектом многочисленных геологических исследований. Разработанные при их изучении стратиграфические схемы и палеогеографические построения послужили эталоном для расчленения и интерпретации разрезов карбона во многих других районах страны.

Первые описания каменноугольных слоев в Подмосковье относятся к концу XVIII века и в основном были связаны с поисками бурого угля в этом районе. В 1809—1831 гг. Г. И. Фишер Вальдгейм (Fischer de Waldheim, 1837) описал найденные в известняках карбона многие ископаемые, установил присутствие ратовкита. В результате все расширявшихся геологических исследований каменноугольных отложений, охвативших Тверскую, Владимирскую, Тульскую и Калужскую губернии (Гельмерсен, 1841; Мурчисон, 1841; Оливьери, 1842, 1844; Кейзерлинг, 1842; Пандер, 1846; Рулье, 1845), были составлены первые сводные описания карбона Европейской части России (Мурчисон, Вернейль, Кейзерлинг, 1846—1849). В середине XIX века началось систематическое изучение угленосных отложений (Оливьери, 1840, 1844; Романовский, 1854, 1861; Пандер, 1858; Ауэрбах, Траутшольд, 1860; Гельмерсен, 1861, 1882; Щуровский, 1866а) и появились схемы стратиграфии вмещающих их карбонатных толщ нижнего карбона (Романовский, 1854—1863), а позднее в 1867 г., вышел первый обстоятельный обзор проведенных исследований (Г. Е. Щуровский).

Продолжались исследования карбона в Тульской, Московской, Калужской, Смоленской, Ярославской, Тверской и Новгородской губерниях (Романовский, 1863, Гельмерсен, 1867; Щуровский, 1867, 1870; Траутшольд, 1870а, 1870б; Дитмар, 1870, 1871, 1873; Барбот-де-Марни, 1872). Пограничные слои с девоном были описаны П. П. Семеновым и В. И. Меллером (1864).

В 80-х годах А. О. Струве составил геологическую карту и дал обстоятельное описание нижнекаменноугольных отложений Подмосковного бассейна. В это же время была детально изучена фауна малевко-мураевнинского яруса (Венюков, 1884). Немного позже были опубликованы 57 лист геологической карты России и описание каменноугольных отложений Подмосковного края, составленные С. Н. Никитиным (1890а, 1890б). Изложенная этим исследователем схема стратиграфии средне- и верхнекаменноугольных отложений в основных чертах сохранилась до наших дней, подвергшись лишь детализации. Г. Петц опубликовал описание отложений и фауны малевко-мураевнинского яруса (1892, 1893, 1895).

В начале XX века публикуются очерки о каменноугольных отложениях Малоярославецкого уезда (Боголюбов, 1904б) и Тверской губернии (Хименков, 1909), К. И. Лисицын в 1911 г. подробно охарактеризовал нижние горизонты карбона и дал их параллелизацию с английским карбоном.

Крупным событием в истории изучения карбона явился выход монографии М. Д. Залесского в 1914 г., в которой были проанализированы все имевшиеся литературные данные о составе, строении и условиях образования углей и дана палеогеографическая схема формирования

подмосковных углей, ставшая классической. Главнейшие геологические особенности строения и условия залегания угольных пластов и вмещающих их отложений в эти же годы охарактеризованы М. М. Пригоровским (1915, 1918). Позднее, исходя из трансгрессивного залегания угленосной толщи, замеченного А. Д. Архангельским (1922), Г. Ф. Мирчинк (1924) нарисовал стройную картину формирования угленосных толщ в континентальных условиях, которая легла в основу почти всех позднейших палеогеографических построений карбона. Вновь подверглись исследованию подстилающие их отложения (Наливкин, 1925; Лисицын, 1925). М. С. Швецов (1924) и В. Г. Хименко (1927) описали следы перерыва в основании среднего карбона (в Московской и Тверской губерниях), выявленного ранее Н. Н. Боголюбовым, и предложили более детальные схемы стратиграфического расчленения нижнего карбона для южных и северных районов края. Строение средне- и верхнекаменноугольных отложений исследовалось А. П. Ивановым (1926).

В начале 30-х годов появились петрографические работы, посвященные каменноугольным отложениям. Были исследованы отложения московского и гжельского ярусов (Смирнов, 1930; Теодорович, 1931; Назарян, 1937) и разрез озерско-хованской толщи в Бобриковской скважине (Крестовников, Терентьева 1933). Знания о строении каменноугольных отложений стали быстро пополняться при составлении геологических карт описываемой территории (Швецов, 1932; Болховитинова, 1932; Преображенский, 1933; Хименко, 1934; Иванов и Иванова, 1936; Козлова, 1939; Данышин, 1936, 1941 и др.).

Способствовали накоплению новых данных многие из проводившихся в 30-е годы и позднее работы, связанные с поисками различных полезных ископаемых (сборник под ред. В. С. Яблокова; Корженевская, 1932; Викулова, 1932, 1935; Зхус, 1955, 1956; Землячский, 1923; Архангельский, 1933; Вишняков, 1935, 1948; Казаков, 1936; Белоусов, 1939; Швецов, 1940а; Трубина, 1958; Сошникова, 1961; Пустовалов, 1933, 1937; Епифанов, 1961; Зайцев, 1936; Розанов, 1952; Чельцов, 1961; Пичугин, 1962, 1967; и др.). В конце 30-х годов скважины углеразведки обнаружили под чернышинскими известняками новый стратиграфический горизонт — агеевскую песчано-глинистую толщу (Москвин, 1947).

Вопросы стратиграфии, фауны и литологии средне- и верхнекаменноугольных отложений Московской области в 30-е годы были подробно освещены в монографии А. П. Иванова и в работах других палеонтологов (Иванов, 1936; Иванов, Иванова, 1935, 1937; Добролюбова, 1935, 1937; Кабанович, 1937; Семихатова, 1941; Розовская, 1940, 1941; Шульга-Нестеренко, 1942). В исследованиях стратиграфии и условий отложения угленосных и известняковых толщ нижнего карбона в Подмосковье в эти годы ведущим стал литологический метод с применением петрографического и минералогического анализов (Швецов, 1922, 1934а, б; Богданова, 1932, 1940; Швецов, Бирина, 1935; Брунс, 1935, 1939, Ульмер, 1935, 1938; Бирина, 1938, 1941; Попов, Лучицкий, 1938; Котлуков, 1939; Корженевская, 1941). Большое внимание уделялось слоистости как критерию генезиса осадков (Жемчужников, 1926; Жемчужников и др., 1940; Брунс, 1940; Бирина, 1940) и влиянию древнего рельефа на угленакопление (Бирина, 1935 г., 1941).

Детальное изучение фауны и литологии, проводившееся в эти же годы, позволило выяснить соотношение угленосных и карбонатных толщ нижнего карбона южного и северо-западного крыла Подмосковного бассейна (Богданова, 1929; Сарычева, 1933а; Геккер, 1938б; Янишевский, 1935а, 1935б; Форш, 1935; Михайлов, 1935; Железкова, 1938; Бирина, 1938), уточнить стратиграфию карбонатных толщ нижнего карбона (Швецов, Сарычева, 1927; Швецов, 1934а, б; Семихатова, 1936;

Железкова, Конжукова, 1939). На основе спорово-пыльцевого анализа и петрографических исследований углей (Наумова, 1934, 1939) в эти годы была разработана их генетическая классификация (Наумова, 1940). Изучалось строение угольного пласта и вмещающих отложений (Пригоровский, 1931; Яблоков и др., 1936; Яблоков, 1937; Пистрак, Яблоков, Шахов, 1938), проводилось палеоэкологическое изучение карбонатных толщ нижнего карбона (Геккер, 1938а, 1940). Предварительные данные по всем этим исследованиям были обсуждены на Первом совещании по Подмосковному бассейну (1935).

С целью выяснения закономерностей строения древнего рельефа известнякового фундамента, влиявшего на угленакопление, с 1939 г. стало вновь проводиться петрографическое изучение пограничных слоев девона и карбона на всей территории южного крыла (Бирина, 1944, 1948а) и изучалась фауна этих отложений (Сокольская, 1940, 1941). Сводка данных по геологии подмосковного карбона на 1937 г. дана в Трудах XVII Международного геологического конгресса (Пригоровский, 1939; Швецов, Сарычева, Яблоков, Иванова, Ульмер, 1937; Болховитинова, 1939; Котлуков, 1939; Богданова, 1939) и в книге М. С. Швецова (1938).

В конце 30-х годов много нового для познания каменноугольных отложений внесло исследование керна глубоких скважин в Москве и на юге Окско-Цнинского вала (Швецов, Бирина, Елина, Хворова, 1938 г., Швецов, 1940б, 1940в). В последующем глубокое бурение с нефтепоисковыми задачами, сопровождавшееся бурением структурных скважин, распространилось на северные участки вала, на отдельных участках была поставлена геолого-структурная съемка (Туруновский, Утехин, 1938 г.; Соловьев, 1939—1940 г., Бирина, Соловьев, Скворцов и др., 1940 г.). Естественные выходы и фауну каменноугольных отложений в Касимовском районе изучали Е. А. Иванова (1936), Ю. П. Карпинский (1937), И. В. Хворова (1940г., 1948), Д. М. Раузер-Черноусова (1941) и Л. М. Бирина (1942г., 1949а).

Период сороковых годов в Подмосковном бассейне характеризовался быстрым накоплением конкретного материала по геологии юго-западных и западных участков южного Подмосковья (Волков, 1947; Корженевская, Котлуков, 1946г.) и по петрографии углей. Ряд работ в эти годы был посвящен рассмотрению общих закономерностей и условий накопления угленосных отложений (Раузер-Черноусова, 1947; Лучицкий, 1947; Жемчужникова, 1947; Ульмер, 1947; Широков, 1947, 1948), изучению фораминифер чернышинских отложений (Липина, 1948), разработке стратиграфии визейского и намюрского ярусов по фауне фораминифер и выяснению границ системы (Раузер-Черноусова, 1943, 1948а, б; Раузер-Черноусова, Рейтлингер, 1956), биостратиграфии среднего и верхнего отделов Подмосковной котловины (Иванова, 1947, 1948), петрографическим исследованиям каширского горизонта вблизи Ржева и Старицы (Маслов, 1945). А. С. Корженевской подробно охарактеризованы турнейские и окские отложения западного крыла (1947 г.). Л. М. Бириной в эти годы опубликованы данные о петрографии и условиях седиментации отложений, пограничных с девонем, впервые предложено положение границы систем в подошве бисферового известняка и составлена геологическая карта турнейского континента в южном Подмосковье (Бирина, 1947 г., 1948а, 1948б, 1949б, 1951). В северо-западной части бассейна С. Г. Вишняковым (1948) исследован докарбонный рельеф. М. С. Швецов в 1948 г. опубликовал сводное описание Центральных районов. В эти же годы было начато исследование остракод (Познер, 1951; Назарова, 1951 и др.).

Накопившийся к концу 40-х годов материал по литологии, фациям и тектонике каменноугольных отложений был обобщен в монографии Р. М. Пистрак (1950), в атласе литолого-фациальных карт платформы (Познер, 1952), в статьях Л. М. Бириной (1949а, б, в), в определителях фауны брахиопод (Сарычева, Сокольская, 1952) и фузулинид (Раузер-Черноусова и др., 1951) и др.

С началом опорного бурения в 50-е годы выявились новые черты палеогеографии Московской синеклизы (Семихатова, 1951, 1953; Бакиров, 1951; Бирина, 1953а; Швецов, 1954; Познер, 1952 г.; Петровская, 1951; Семихатова, Сытова, 1951; Семихатова, Елина, 1958; Елина, 1959; Бузинова, 1956; Люткевич, Станкевич, 1955; Ильина и др., 1958; Нечитайло и др., 1957; Копелиович, 1951 и др.), появились первые данные по строению озерско-хованской толщи в осевой части синеклизы (Бирина, 1957). Продолжались исследования остракод турнейского яруса (Занина, 1956б; Самойлова, 1957, 1959), остракод и фораминифер визейского яруса (Познер, 1951; Шлыкова, 1951; Ганелина, 1951, 1956; Самойлова, Смирнова, Фомина, 1954), монографически исследовались брахиоподы, мшанки (Сарычева, 1947, 1949; Семихатова, 1948; Шульга-Нестеренко, 1951, 1955; Сокольская, 1954), в пограничных слоях с девоном были изучены проблематичные сферы и другие микроскопические остатки (Рейтлингер, 1957, 1960; Самойлова, 1955, 1957; Самойлова, Смирнова, 1960).

Начало 50-х годов характеризовалось дальнейшим ростом углепетрографических и стратиграфических исследований угольных пластов, разработкой их детальной корреляции по комплексу спор и пыльцы (Умнова и др., 1955; Делекторская и др., 1955 и др.). Данные о строении угленосных отложений в новых участках разведок были обобщены в трудах Второго совещания по Подмосковному угольному бассейну (Яблоков, Виноградов, 1955; Яблоков, 1957; Волков, 1957; Заварзина, 1957; Юшко, Недошивина, 1957; Юшко, 1959 и др.), в Трудах Лаборатории геологии угля (Котлуков, 1956; Шульга, 1956 и др.), в трудах Научно-технической конференции ГУЦР 1958 г. (Волков, Шульга, Тихомирова, Михайлова и др.). Продолжались литологические и петрографические исследования яснополянских отложений (Михайлова, 1954, 1956, 1957) и известнякового фундамента (Гомберг, 1958; Тихомирова, 1958б; Блох, 1958), изучение стратиграфии, петрографии, генезиса, а также фауны фораминифер, брахиопод, кораллов и мшанок среднего и верхнего карбона (Саркисян, Хворова, 1949; Хворова, 1949а, 1949б; Рейтлингер, 1950; Розовская, 1950; Рейтлингер и др., 1954; Добролюбова, 1948; Иванова, 1948). На базе детальных петрографических и палеоэкологических исследований было дано монографическое описание стратиграфии, палеогеографии и фауны этих отложений (Хворова, 1953; Иванова, Хворова, 1955; Раузер-Черноусова и др., 1954) и составлен атлас карбонатных пород (Хворова, 1958). Детальное расчленение и литологическая характеристика карбонатных отложений московского яруса, их физико-механических свойств и химического состава приведены в сводке 1951 г. Н. А. Плотниковой, В. Я. Степанова и В. И. Кочетовой. Карбонатные породы и кремнистые образования в них, а также минеральный состав терригенных пород на территории северо-западного крыла охарактеризованы С. Г. Вишняковым (1953, 1956, 1958). Геологические материалы этого периода сведены в работах Б. М. Даньшина, Д. Н. Утехина, Е. Н. Александровой, Е. А. Петровой, В. К. Соловьева, А. И. Тепериной и Е. М. Пироговой.

Новые палеогеографические данные были использованы во втором издании «Атласа литолого-палеогеографических карт платформы» (1960).

Большую роль по анализу строения и фациальной обстановки накопления яснополянских отложений южного крыла провел Б. Г. Виноградов (1963). Детальные исследования спор и пыльцы позволили выделить в основании терригенных отложений нижнего карбона останцы малиновской толщи (Умнова и др., 1960).

Л. А. Юшко (1960а) выделен комплекс спор, характерный для черепетских отложений. В эти годы начала вновь разрабатываться стратиграфия тульского горизонта (Фомина, 1960, 1962; Глико, 1963). Впервые в Центральных районах были выделены терригенные отложения башкирского яруса (Утехин, 1960).

Главнейшие геологические, петрографические и палинологические данные по углям и вмещающим их отложениям по каждому месторождению и бассейну в целом сведены в Атласе углей Подмосковного бассейна (Яблоков и др., 1962) и во II томе «Геологии месторождений угля и горючих сланцев СССР» (1962).

В конце 50-х и в начале 60-х годов снова преимущественно на основе новых данных по фауне обострилась дискуссия о положении нижней границы системы (Семихатова, 1958; Либрович, 1958; Чижова, 1956, 1960, 1964; Занина, 1961; Рейтлингер, 1959, 1963), нашедшая свое отражение в материалах Второго Всесоюзного стратиграфического совещания (1962, 1965). Усиленно обсуждалась и верхняя граница системы (Раузер-Черноусова 1960 и др.). В палеонтологических работах этого периода существенное значение приобрел анализ этапности в развитии фауны (Раузер-Черноусова, 1963; Липина, 1963; Рейтлингер, 1963, 1965; Шульга-Нестеренко, 1960; Чижова, 1964 и др.).

Очень много для познания стратиграфии, литологии и фациальных изменений среднего и верхнего отделов каменноугольных отложений дали геологосъемочные среднемасштабные работы ГУЦР (Абрамов, 1962 г.; Алексин, 1967 г.; Апполлонова, 1963 г.; Балашкова, Побединская, Карцева, 1963 г.; Большакова, Гаврилова, 1963 г.; Бородин, Родионова, 1961 г.; Дворцов, Родинова, 1965 г.; Голыц, Смурова, Цикулькина, 1963 г.; Головки, 1963 г.; Гоффеншефер, Лаврович, 1963 г.; Гоффеншефер, 1964 г.; Ефимова, Карцева, 1957 г.; Крылова, 1964 г.; Кузнецов, 1964 г.; Жаке, 1965 г.; Журавлев, Кордун, 1958 г.; Кудрявцева, 1959 г.; Лаврович, 1965 г.; Лопатникова, 1961 г.; Немировская, 1965 г.; Махлина, Семенова, 1962 г.; Потехин, 1965 г.; Рождественская, Бреслав, 1963 г.; Рычагова, Сизова, 1964 г.; Семенов, 1966 г.; Симонова, 1964 г.; Семенов, 1960 г.; Смирнов, 1966 г.; Смирнов, 1966 г.; Соколова, 1959 г.; Фрухт, 1959 г.; С. Шик, 1957 г.; Е. Шик, Васькова, 1964 г.; Шибалин, 1959 г.; Шипилов, 1966 г.; Яковлев, 1958 г.; Яцкевич, 1961 г.).

В начале 60-х годов было получено много новых данных о карбоне по материалам скважин глубокого бурения, а также структурных, разведочных и параметрических, в том числе Некрасовской (В. А. Васильев, В. М. Еремина), Переславль-Залесской (Г. В. Войвиченко), Краснохолмской (В. А. Васильев, Т. А. Никитина), Максатихинских (М. Ф. Арькова, Л. Зотова, Ю. Т. Кузьменко, К. Ю. Волков), Кувшиновской (Б. Н. Розов), Бежецких (Т. И. Столярова), Тутаевской (А. И. Галкин, Е. А. Фетищева), Расловской (Л. М. Бирина), Оболсуновской (Т. А. Никитина), Шатурской (В. М. Еремина), Тумской (И. Б. Савчук), Скородумовской (Е. А. Фетищева), Щелковских (А. А. Мастерков), Кашинских (В. В. Штильмак), Касимовской (В. К. Каминский), Сходненской (Е. В. Фомина), Архангельской (Е. В. Фомина).

В последние годы детальному петрографическому и палеоэкологическому изучению были подвергнуты окско-серпуховские карбонатные

толщи (Осипова, Бельская, 1965а, 1965б, 1967; Фомина, 1969; Иванова, Розовская, 1967).

В 1967 г. подробная литологическая и петрографическая характеристика карбонатных отложений карбона Московской, Калужской и Смоленской областей в 25 эталонных разрезах была дана М. С. Пичугиным. В том же году Е. А. Ивановой и С. Е. Розовской вновь был поднят вопрос о неправомочности объединения касимовских и гжельских отложений в один ярус и дано расчленение их на горизонты.

В заключение следует отметить, что история развития взглядов на строение и условия накопления каменноугольных отложений описываемой территории обстоятельно рассмотрена в монографии В. С. Яблокова (1967), в приведенных в настоящей работе табл. 6—9 показано развитие представлений о стратиграфии карбона.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В пределах рассматриваемой территории среди нижнекаменноугольных образований выделяются отложения турнейского, визейского и намюрского ярусов.

ТУРНЕЙСКИЙ ЯРУС

Нижнетурнейский подъярус (лихвинский надгоризонт)

В соответствии с решением Межведомственного стратиграфического комитета (1965) в нижнетурнейский подъярус включены заволжский (в объеме озерской толщи и хованских слоев), малевский и упинский горизонты.

Нижнетурнейский подъярус распространен почти повсеместно. Отсутствует он полностью вследствие размыва к юго-западу от линии Болхов — Рославль и западнее линии Хиславичи — Смоленск — Нелидово (рис. 26).

Заволжский горизонт (озерская толща и хованские слои). Озерская толща и хованские слои были выделены А. С. Козьменко в 1910 г. в Тульской области, позднее А. П. Иванов и А. Е. Иванова (1936) объединили их в одну озерско-хованскую толщу. Стратотипические разрезы этих отложений изучались в естественных обнажениях Л. М. Бириной (1948а, б, 1949б и др.), Е. А. Рейтлингер (1959, 1960 и др.) и другими. Выходы озерских и хованских отложений на дневную поверхность известны также в Калужской и Смоленской областях, в бассейне р. Нугрь, по правобережью р. Оки (Добров, Константинович, 1936) и в верховьях р. Сож юго-западнее пос. Хиславичи (Костюкевич-Тизенгаузен, 1931; Дрожжева, 1937). На остальной площади эти образования исследовались по керну многочисленных скважин: Новомосковской (Крестовников, Терентьева, 1933), Ин-та курортологии (Швецов, 1940б), Редкинской (Копелиович, 1951), Калужской (Завидонова, 1951), Любимской, Шарьинской и Солигаличской (Бирина, 1957) и других, а также при геологическом картировании (С. Л. Бреслав, С. Я. Гоффеншефер, М. И. Лопатников, Н. А. Молгачева, К. К. Рождественская, Л. Т. Семенов, С. М. Шик и др.). Строение озерских и хованских отложений западной части Московской синеклизы освещено работами А. С. Корженевской в 1947 г., В. А. Котлукова в 1937 г., В. М. Познера в 1949 г.

В южном Подмоскowie нижняя граница заволжского горизонта четкая, проходит в кровле темных массивных кавернозных кудеяровских доломитов с частыми брахиоподами, сменяющихся светлыми некрепкими слоистыми доломитами озерской толщи. Граница с малевским:

горизонтом весьма отчетлива, легко устанавливается в основании биферровых известняков с кораллами, члениками стеблей кринодией и брахиоподами, перекрывающих известняки с эридоконхами, серпулами и кальцисферами хованского типа. Мощность заволжского горизонта здесь составляет 23—50, чаще 25—40 м.

Севернее, на большей части рассматриваемой площади, определение положения нижней границы заволжского горизонта вызывает боль-

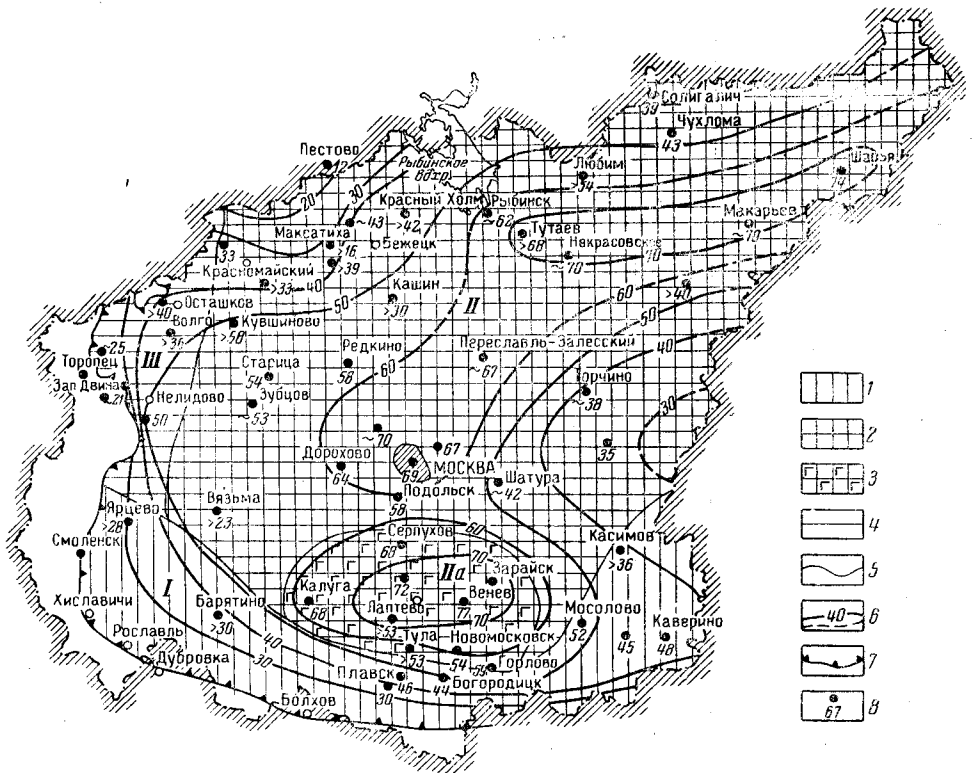


Рис. 26. Карта изопахит заволжского горизонта и фациальных зон озерского бассейна

1 — зона лагунных сульфатно-карбонатных осадков (I); 2 — то же, с гипсосонной толщей большой мощности, включающей промышленные залежи гипсов (II); 3 — зона лагунных карбонатных и глинисто-карбонатных осадков, иногда содержащих гипс, с эридоконхами и серпулами, реже строматолитами (IIa); 4 — зона лагунных глинисто-карбонатных бессульфатных осадков (III); 5 — границы зон; 6 — изопахиты (достоверные и предполагаемые); 7 — граница распространения заволжских отложений; 8 — местоположение скважины и мощность вскрытых ею отложений заволжского горизонта (знак > указывает на неполную мощность вследствие размыва)

шие затруднения. Это связано с литологическим сходством пограничных кудеяровских и озерских отложений, сложенных широко развитыми сульфатно-доломитовыми породами со скудной специфической фауной, что обусловлено накоплением осадков в лагунных условиях.

Относительно положения подошвы озерских отложений, а следовательно, и объема кудеяровской и озерской толщ среди исследователей нет единого мнения. Граница между толщами проводится на разных уровнях, причем одни и те же отложения зачастую сопоставляются то с кудеяровскими, то с озерскими. До сего времени оставался неясным вопрос о стратиграфической принадлежности пачки интенсивно сульфатизированных доломитов с прослоями гипсов и «угледоломитов» и ее фациальных аналогов. Она прослеживается на рассматриваемой территории повсеместно, залегает ниже пород с остракодами и фораминиферами и споровыми комплексами озерско-хованского возраста.

Развитие представлений о стратиграфии пограничных

Л. Семенов, В. Меллер, 1864 г.	П. П. Венюков, 1884 г.	А. О. Струве, 1896 г.	Д. В. Наливкин, 1925 г. К. И. Лисицын, 1925 г., Н. А. Преображенский, 1935 г., М. С. Швецов, 1937 г.
Карбон	Карбон		
Верхняя переходная толща девона Малевко-муравнинский ярус	Цитериновые глины	Карбон	Упинский известняк
	Девон	Девон-карбон	Карбон
	Данково-лебедянский горизонт	Девон-карбон Малевко-муравнинский ярус	Известняки и глины с цитери- нами
Слой <i>Rhynchonella Ivonika</i>		Девон	Оолитовый известняк
		Девон	Озерская и хованская толщи
			Малевко-муравнинские слои
			Упинские слои

Примечание. Жирной линией показана подошва карбона.

Таблица 6

словес девона и карбона. Составила Л. М. Бирина

А. П. Иванов, Е. А. Иванова, 1936 г.		Л. М. Бирина, 1940, 1944, 1948 гг.		М. С. Швецов, 1948 г.		Унифицированные схемы 1951 г. и 1962—1965 гг.	
Карбон							
Девон	Девон-карбон (эгрень) Малевко-муравьевинский ярус		Черны- шинские извест- няки	Упинская толща		Серпуловы Сферовые Гюрхелловы Ортонелловы	Упинский горизонт
	Цитериновая толща			Турнейский ярус (эгрень)	Упинская толща		
	Озерско-хованская толща I, II, III, IV, V						
Девон		Карбон		Карбон		1951 г. 1962 г.	
Девон		Озерско-хованская толща		Турнейский ярус			Упинский горизонт
Девон		Девон		Карбон		Карбон	
Девон		Озерская толща и хованские слои		Малевский горизонт		Упинский горизонт	

Сопоставление основных страти

Г. Романовский 1854—1863 гг.	А. О. Струве, 1876—1882 гг.		С. Н. Никитин, 1890 г.		М. С. Швецов, 1919—1926 гг.			
Слон с <i>Spirifer kleini</i> и <i>Productus latissimus</i>	Верхний горизонт, слои с <i>Spirifer trigonatus</i>		а) белый и жел- тый известняк		Серпуховский ярус		Протвинский горизонт	
			в) серая сланце- ватая глина				Горизонт сланце- ватых глин	
			с) серый триго- нальный извест- няк				Горизонт крино- идных известня- ков и лобатусо- вых глин	
Слои с <i>Productus giganteus</i>	Средний горизонт		Слои с <i>Productus striatus</i>		Продуктовый ярус	Подъярус с <i>Productus striatus</i>	Веневский горизонт	
			Нижний горизонт			Слои с <i>Stigmara</i>		Подъярус с <i>Stigmara</i>
Песчано- глинистый угленосный ярус		Верхний горизонт		Пески, песчаники		Угленосный ярус		Угленосная свита
				Средний горизонт				
Известко- вый цитери- новый ярус (девон)		Нижний горизонт		На западе: а) известняк Черны- шина б) известняк Упы На востоке пески, глины с углем		Известняки Чернышина и Упы		Упинско-черны- шинский ярус
				Переходные слои				
б) оолитовый известняк								

Таблица 7

графических схем нижнего карбона. Составила Е. В. Фомина

М. М. Пригоровский, 1918, 1931 гг.	В. С. Яблоков, Р. М. Пистрак, 1934 г.	В. Г. Хименков, 1934 г.	
		Серлуховский ярус	Верхний тетюевский горизонт
			Средний стешевский горизонт
			Нижний бенский горизонт
		Окский ярус	Верхняя толща
			Нижняя толща
Второй продуктивный горизонт	Верхний песчано-глинистый комплекс	Угленосная свита	
Песчано-глинистый комплекс	Средний песчаный комплекс		
Главный продуктивный горизонт	Углисто-глинистый комплекс		
Комплекс песков (речных)	Нижний песчаный комплекс		

М. С. Швецов, 1948 г.			Унифицированная региональная	
На-мюр	Верхний серпуховский подъярус	Протвинский горизонт	Намюрский ярус	Нижне-намюрский подъярус
	Нижний серпуховский подъярус	Стешевский горизонт		Серпуховский подъярус
		Тарусский горизонт		
Визейский ярус	Окский подъярус	Веневский горизонт	Визейский ярус	Окский подъярус
		Михайловский горизонт		
		Алексинский горизонт		
	Тульский подъярус	Верхнетульская толща		Яснополянский подъярус
		Нижнетульская толща		
	Продуктивная (угленосная свита)	Толща В		
		Толща А		
Турнейский ярус	Чернышинский подъярус	Черепетский горизонт	Турнейский ярус	Чернышинский подъярус
		Агеевская толща		
	Лихвинский подъярус	Упинский горизонт		Лихвинский подъярус
		Малевко-мураевнинский горизонт		
		Хованский горизонт		

* Нижележащие горизонты малиновского надгоризонта на рассматриваемой территории отсутствуют.

Продолжение табл. 7

схема 1951 г.	Унифицированная региональная схема 1962 г. (принятая в настоящей работе)											
Протвинский горизонт	Намюр- ский ярус	Нижний подъярус	Протвинский горизонт	Протвинский горизонт								
Стешевский горизонт					В е р х н и й п о д ъ я р у с	Серпуховский надгоризонт	Стешевский горизонт					
Тарусский горизонт								Окский надгоризонт	Тарусский горизонт			
Веневский горизонт										Веневский горизонт		
Михайловский горизонт						Михайловский горизонт						
Алексинский горизонт											Алексинский горизонт	
Тульский горизонт						Средний подъярус				Яснополянский надгоризонт		Тульский горизонт
											Нижний подгори- зонт	
Угленосный горизонт						Бобриковский (угленосный) горизонт						
								Радеевский горизонт*				
Черепетский горизонт	Турнейский ярус	Верхний подъярус	Черепетский надгоризонт	Черепетский горизонт		Чернышинская толща						
					Агеевская толща							
Упинский горизонт	Нижний подъярус	Лихвинский надгоризонт	Упинский горизонт	Упинский горизонт								
Малевский горизонт					Малевский горизонт							
						Заволжский горизонт	Хованские слои					
	Озерская толща											

Сопоставление основных стратиграфических

С. Н. Никитин, 1897 г.	А. П. Иванов, 1926 г.	И. И. Трофимов, 1936 г., В. М. Познер, 1946 г. (для Ржевско-Старицкого Поволжья)			Унифицированная схема 1951 г.		
		Горизонт	Ярус	Горизонт	Свита, слон	Ярус	Горизонт
Красные глины и известняки Дорогомилова и Воскресенска		Московский				Московский	
Фузулиновый, коралловый и другие известняки Мячкова и Подольска	Мячковский		Мячковский	Молоковская			Мячковский
				Нижняя			
Подольский мрамор Оолит Девятовой	Подольский		Подольский	Старицкая			Подольский
				Воробьевская			
Красные глины, мергели и известняки Каширы	Каширский	Каширский	Холохольненская		Каширский		
			Ржевские				
Известняки и красные глины Верей	Верейский	Верейский			Верейский		
							Башкирский

Таблица 8

схем среднего карбона. Составила Е. М. Шик

Е. А. Иванова, 1953 г.			Схема, принятая в настоящей работе				
Ярус	Горизонт	Толща	Унифицированная схема 1962 г.			Детализация ГУЦР 1965 г.	
			Ярус	Подъярус	Горизонт	Толща, слон	
Мячковский	Песковский Новлинский		Московский	Верхнемосковский	Мячковский	Песковская Новлинская	
Подольский	Щуровский Улитинский Васькинский				Подольский	Щуровская Улитинская Васькинская	
Каширский	Лопаснинский	Смедвинская		Нижнемосковский	Каширский	Смедвинская Ростиславльская Лопаснинская	
		Ростиславльская					
Верейский	Ордынский Альютковский Шацкий	Хотунская	Верейский				Хатунская Нарская Полустовогорская
Башкирский		Азовская	Башкирский	Мелекесский	Азовская свита C _{2as}	Верхнеазовская Нижнеазовская	

Сопоставление основных стратигра

С. Н. Никитин, 1890 г.		А. П. Иванов, 1926 г.		Б. М. Даньшин, 1934—1947 гг.	
Ярус	Ярус	Горизонт	Горизонт	Т о л щ а	
Гжельский (включая слои с <i>Schwagerina princeps</i>)	У р а л ь с к и й	Омфалотроховый (включая слои с <i>Schwagerina princeps</i>)	Гжельский (омфалотроховый)	Ногинская доломитов	
				Верхняя пестрых глин и мергелей	
				Павловопосадская доломитов	
				Средняя красных глин и мергелей	
				Амерьевская доломитов	
				Щелковская красных глин и мергелей	
				Русавкинская известняков и доломитов	
Московский	У р а л ь с к и й	Тегулиферинный	Касимовский (тегулиферовый)	Яузская известняков и доломитов	
				Верхняя красных глин и мергелей	
				Дорогомиловская известняков	
				Средняя красных глин и мергелей	
				Хамовническая известняков	
				Нижняя красных глин и мергелей	
				Кревякинская известняков	

Т а б л и ц а 9

фических схем верхнего карбона. Составила С. Я. Гоффеншефер

Унифицированная схема 1951 г. Д. М. Раузер-Чер- ноусовой		Е. А. Иванова, 1933 г.			Схема, принятая в настоящей работе				
Ярус	Горизонт или зона	Ярус	Горизонт	Толща	Ярус	Зона	Налого- зонт	Горизонт	Толща
	Псевдофузули- новый C_3''				Орен- бургский	Зона <i>Daixina sokensis</i>			Ногинская
Г ж е л ь с к и й	Зона <i>Triticites jigulensis</i> C_3^{1-d}	Г ж е л ь с к и й	Верхний			Зона <i>Triticites jigulensis</i>		Клязьминский	Дрезнинская
	Зона <i>T. stuckenbergi</i> C_3^{1-c}		Нижний			Зона <i>Triticites stuckenbergi</i>			Павловопосад- ская
К а с и м о в с к и й	Зона <i>T. arcticus</i> и <i>T. acutus</i> C_3^{1-b}	К а с и м о в с к и й	Яузский	Щелковская	Г ж е л ь с к и й	Зона <i>Triticites arcticus</i> и <i>T. acutus</i>		Дорогомиловский	Трошковская
	Зона <i>T. montiparus</i> $C_3^{1-a_2}$		Дорогоми- ловский			Зона <i>Triticites montiparus</i>			Яузская
			Хамовниче- ский						Зона <i>Protritic- ites pseudomont- iparus</i>
Зона с <i>Protritic- ites</i> $C_3^{1-a_1}$	Кревякин- ский	Касимовский	Кревякинский	Воскресенская					
									Суворовская

Для верхней части гипсоносной толщи и ее глинисто-карбонатных аналогов весьма характерны прослои черных углефицированных и битуминизированных глин (сепиолитовые сланцы?), загипсованных тонкослоистых доломитов, мергелей и гипсов, окрашенных рассеянным органическим веществом в черный цвет. Эти породы, имеющие широкое распространение на рассматриваемой площади, были выделены А. С. Корженевской и В. А. Котлуковым (1937) на западном крыле Московской синеклизы (Селижарово, Нелидово, Сафоново) под образным, хотя и не вполне верным генетически названием «угледоломитовая пачка», которое укрепилось в литературе.

Пачка интенсивно сульфатизированных доломитов (и входящих в ее состав «угледоломитов»), мощность которых колеблется от 20—25 до 40—55 м, рядом исследователей относилась к кудеяровской толще (Яблоков, 1937 г.; Познер, 1949 г.; Блох, 1957; Бирина, 1957), другими авторами — к озерской (Махлаев, 1960, 1964; Севостьянов, 1966; Тихомиров, 1967; В. Умнова, 1969). Кудеяровский возраст «угледоломитов» был мотивирован находками редких остатков *Camarotochia* ex gr. *livonica* В u s h или их отпечатков выше «угледоломитов», так как подобные формы не были найдены в классических разрезах озерско-хованских отложений Подмосковного бассейна.

Однако многие исследователи (Тихий, 1953; Кондратьева, Федорова, 1953; Назарова, 1954; Разницын, 1956; Айзенберг, Бражникова, 1959; Махлаев, 1956, 1960 и др.) отмечали нахождение *Camarotoechia livonica* В u s h и *C. kalmiusi* R o t. в отложениях, которые они относили к озерско-хованским, в районах, расположенных северо-восточнее и юго-западнее описываемой территории.

К настоящему времени известно присутствие форм, близких к *Camarotoechia livonica* на рассматриваемой площади и в смежных областях в отложениях, озерско-хованский возраст которых устанавливается по условиям залегания или по данным спорово-пыльцевого анализа.

При геологическом картировании на юге Тульской области в обнажениях в светло-желтых слоистых доломитах, залегающих выше песчаниковидных кудеяровских доломитов, Ю. А. Севостьяновым (1966) были обнаружены отпечатки мелких *Camarotoechia* cf. *tachlaevi* L j a s c h. и *C. otrada* L j a s c h. (определения В. В. Алексашиной при консультации А. И. Ляшенко), отличающихся от типичных крупных кудеяровских форм¹. В Ильменской и Инважинской скважинах (Тамбовская область) и в ряде скважин Воронежской области в известковых породах, охарактеризованных комплексами спор озерского возраста (В. Умнова, 1969), встречены *Camarotoechia otrada* L j a s c h. (сборы Р. В. Красненкова, определения В. В. Алексашиной и А. И. Ляшенко), причем совместно с озерско-хованскими остракодами (определения Р. Ф. Смирновой).

В «угледоломитовой пачке» и подстилающих светлых доломитах в разрезах Подольска и Мони́на (Московская область) В. Т. Умновой (1969) выделены споры: *Archaeozonotrilletes gedaleus* N a u m., *A. patulus* V. U m n., *Lophozonotrilletes cristifer* (L u b.) K e d o, *L. curvatus* N a u m., *L. major* K e d o, *Trachytrilletes solidus* N a u m., *Leiotrilletes microrugosus* N a u m., входящие в состав руководящего комплекса озерской толщи.

В монинском разрезе (рис. 27) (по материалам С. Я. Гоффеншера) эти отложения лежат на доломитах с типичными для кудеяров-

¹ По устному сообщению А. И. Ляшенко в озерской толще встречаются брахиоподы, близкие к кудеяровским, но, возможно, они являются новыми, еще не описанными видами.

ской толщи частыми *Camarotoechia* ex gr. *livonica* Buch (определения В. В. Алексашиной и А. И. Ляшенко).

Следует отметить, что в одной из скважин северо-западнее г. Болхова (Орловская область) наблюдалось непосредственное налегание «угледоломитовой пачки» на фаунистически охарактеризованные кудеяровские отложения (Шик, 1960а).

Единичные мелкие сплюснутые *Camarotoecha* ex gr. *livonica* Buch и их отпечатки (определения А. Н. Сокольской) были найдены в пачке «угледоломитов» в скважине в д. Лужки на юге Смоленской области (Шик, 1960а) и в кровле ангидритизированной толщи с прослоями дымчато-серых доломитов и черных глин в Солигаличских скважинах Костромской области (Бирина, 1957). По-видимому, отложения эти синхронны озерским «угледоломитам» Монины и Подольска.

По всей вероятности, формы, близкие к *Camarotoechia livonica*, характерны не только для кудеяровской толщи, но при благоприятных фациальных условиях они поднимаются в более молодые слои. Из приведенных выше данных следует, что только присутствие подобных форм еще не может служить основанием для отнесения отложений, их содержащих, к кудеяровским¹.

При детальном изучении верхнефаменских и озерско-хованских отложений центральных областей Русской платформы литолого-фациальным методом с учетом цикличности осадконакопления было выявлено, что в сульфатно-карбонатном разрезе озерская толща является наиболее гипсоносной (Махлаев, 1964). Помимо этого, она обладает рядом специфических особенностей, которые позволяют отличить ее от кудеяровской: частые горизонты раздоломичивания, кремнелые участки, включения аутигенного кварца, обилие строматолитов, почти постоянное присутствие целестина, иногда в значительных количествах и др. По мнению В. Г. Махлаева (1964), С. И. Стражгородского (1965), Ю. А. Севостьянова (1966) и других авторов вся промышленная гипсоносная толща на Новомосковском месторождении гипса имеет озерский возраст.

Глубина залегания подошвы заволжского горизонта (по скважинам) составляет от 10 до 67—100 м на юге территории, увеличивается в северо-восточном направлении до 300—400 м в Подольске, Москве, Редкине, до 800—900 м в Тутаеве, Некрасовском и до 1400—1500 м в Макарьеве и Шарье.

Мощность заволжского горизонта изменяется в широких пределах — от 25—50 м в районе Плавск-Богородицк до 70 м и более в Беневе, Зарайске, Поваровке (за счет гипсоносных отложений) и в наиболее погруженной части синеклизы (Шарья) — за счет увеличения количества терригенного материала, поступавшего с суши, расположенной на северо-западе и севере.

Озерская толща. В пределах южной части территории (Плавск, Лазаревка, Богородицк, см. рис. 26, зона I) в озерской толще с большей или меньшей отчетливостью можно выделить три литологические пачки, по-видимому, соответствующие трем нижним пачкам А. П. Иванова и Е. А. Ивановой (1936). Нижняя пачка (мощностью от 10 до 20 м) слагается светло-желтыми слоистыми доломитами и доломитовыми мергелями с прослойками вторичных известняков (дедоломитов), к которым иногда приурочены скопления эпигенетического целестина.

¹ Присутствие в заволжском горизонте *Camarotoechia otrada*, переходящих из кудеяровских отложений Центрального девонского поля, отмечено в Решении коллектива по фауне пограничных слоев девона и карбона Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и прилегающих областей, состоявшегося в г. Куйбышеве в ноябре 1968 г.

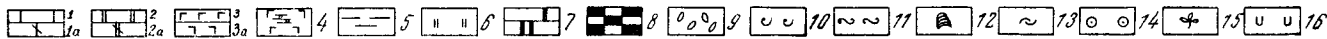
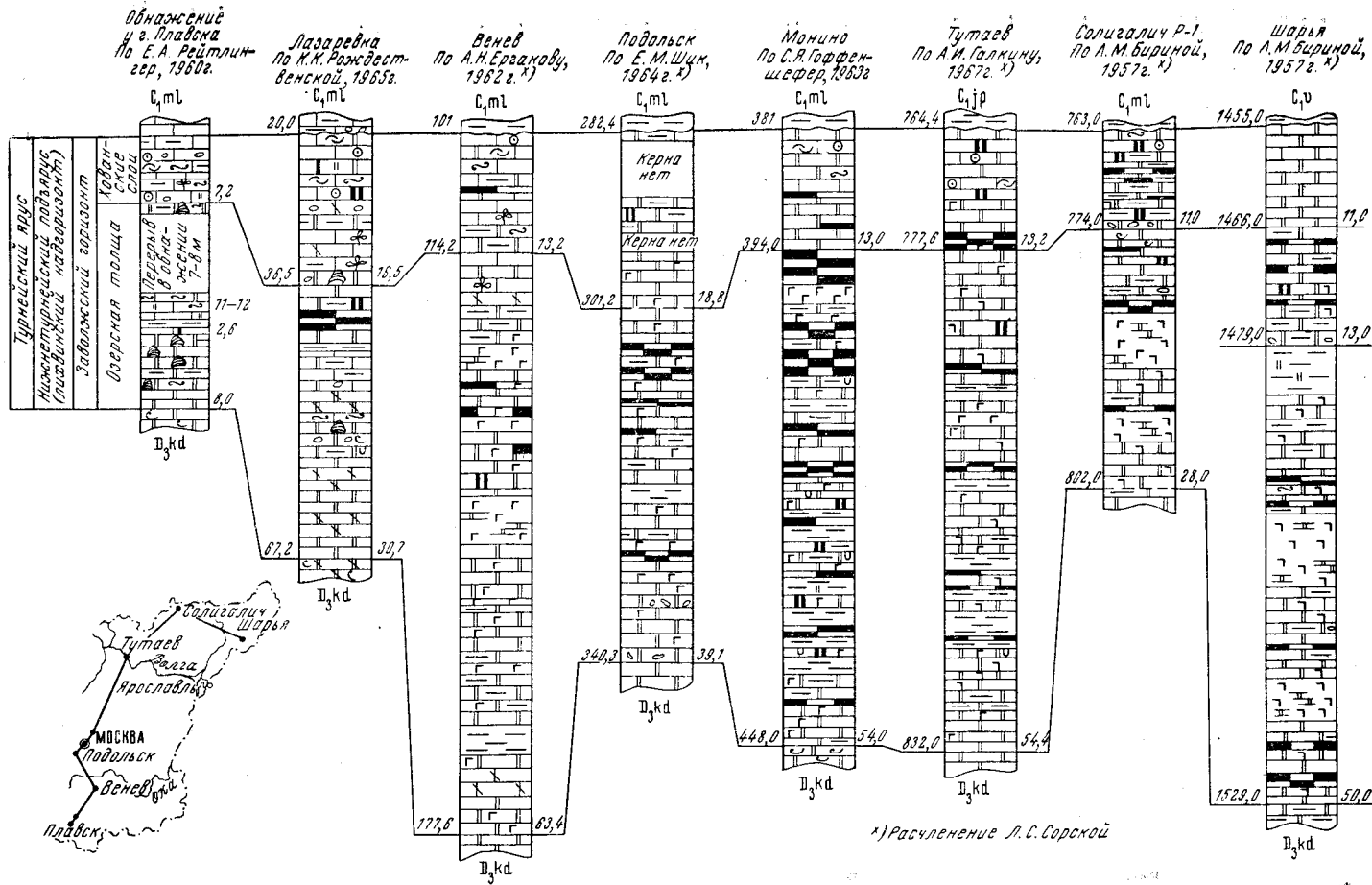


Рис. 27. Сопоставление разрезов заволжского горизонта по линии Плавск — Шарья

1 — известняки; 1а — известняки раздоломитивания; 2 — доломиты; 2а — доломиты песчаниковидные; 3 — гипс; 3а — ангидрит; 4 — сульфаты с включениями доломита; 5 — глина; 6 — доломитистость; 7 — окремнение; 8 — породы «угледоломитовой» пачки; 9 — галька; 10 — брахиподы; 11 — серпулы; 12 — строматолиты; 13 — остракоды; 14 — фораминиферы; 15 — флора; 16 — целестин. Цифры слева от колонки указывают глубину залегания, цифры справа — мощность отложений в метрах. Индексами обозначены: Дакд — Кудеярловская толща, Сит1 — малевский горизонт, Сит2 — яснополянский надгоризонт, Сив — вязьский ярус

Наблюдаются прослой доломитов со строматолитами, остракодами *Eridoconcha socialis* Eichw., серпулами и единичными конодонтами. В обнажениях на юге Тульской области в доломитах нижней пачки обнаружены отпечатки *Camarotoechia* cf. *otrada* Ljasch. и *C.* cf. *tachlaevi* Ljasch., а также *Arca oreliana* Verp. (Севостьянов, 1966).

Средняя пачка (от 3—4 до 8—10 м) состоит из доломитов, доломитизированных известняков, мергелей и глин с включениями кремней и доломитовой муки, с редкими эридоконхами и серпулами и прослоями дедоломитовых известняков. С последними, по мнению Ю. А. Севостьянова (1966), связана наиболее интенсивно выраженная эпигенетическая целестиновая минерализация. Верхняя пачка (10—15 м) слагается в основном мергельно-доломитовыми породами с прослоями «угледоломитов» (Лазаревка, см. рис. 27) и причудливо пористых и кавернозных известняков, известных ранее как септариевые. В. Г. Махлаев (1964) считает эти известняки вторичными, образованными в результате незавершенного процесса раздоломитивания. Для этой пачки характерны выделения халцедона, аутигенного кварца и целестина, а также слабая загипсованность пород.

Фауна редка, наблюдаются серпулы, изредка строматолиты и харофиты. Споровый спектр в отложениях озерского горизонта Лазаревки в целом (В. Умнова, 1969) представлен видами, характерными для озерской толщи и близкими к комплексу монинского и подольского разрезов: *Leiotriletes micro-rugosus* (Jbr.) Naum., *L. simplicissimus* Naum., *Trachytriletes solidus* Naum., *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, *H. plavus* Kedo, *Archaeozonotriletes dedaleus* Naum., *Lophozonotriletes cristifer* (Lub.) Kedo, *L. curvatus* Naum.

Верхняя граница озерской толщи не вполне отчетлива: озерские отложения постепенно переходят в доломитизированные и чистые известняки хованских слоев.

Мощность озерской толщи на юге Тульской области изменяется от 20—23 до 36—39 м за счет появления гипсов в разрезе.

На юго-востоке территории (Сомово, близ Каверино, Касимов) толща сохраняет тот же облик. Она залегает под яснополянскими отложениями, слагается доломитами неравномерноглинистыми и известковистыми с прослоями дедоломитов, вверх по разрезу переходящими в трещиноватые доломитизированные известняки. В Касимове породы слабо загипсованы и окварцованы. Мощность толщи здесь 30—40 м.

К северу от района Плавск — Богородицк глинисто-карбонатные отложения зоны I (см. рис. 26) фациально замещаются гипсоносными (зона II и IIa) и заметно увеличиваются в мощности — до 60—69 м (Зарайск, Венев). Здесь озерская толща представлена чередованием полосчатых доломитов, в различной степени загипсованных, и смешанных сульфатно-доломитовых и сульфатных пород с прослоями «угледоломитов». Кверху существенно сульфатные породы переходят в доломиты слабо загипсованные, иногда известковистые. В районах Новомосковска, Венева, Домнина, Зарайска гипсоносность увеличивается вверх по разрезу, пачка сплошных гипсов (разделенных маломощными прослоями

доломита и мергеля), залегающая в верхней части гипсоносных отложений, достигает 15—23 м мощности. Как правило, в гипсоносной толще содержатся гнезда и тонкие линзы целестина, частые окварцованные участки, прослойки «угледоломитов» (преимущественно, в верхней части толщи), иногда встречаются прослои, интенсивно обогащенные сингенетическим целестином — до 0,725% (Севостьянов, 1966).

Близкое строение имеет озерская толща в разрезах Горлова, Обидима, Калуги и Серпухова, отличаясь в основном уменьшением мощности гипсов и большим количеством прослоев доломита в них. Зона максимальной мощности промышленных залежей гипса, по данным Н. М. Никитина и А. П. Ясырева (1962), располагается в районе Лантева. С этой зоной совпадает, повторяя в общих чертах ее контуры, зона повышенной мощности озерской толщи (см. рис. 26, зона IIa). В ряде разрезов (Зарайск, Венева, Горлово и др.) в озерской толще удается выделить (снизу вверх) четыре пачки: сульфатно-доломитовую, глинисто-доломитово-сульфатную, сульфатно-доломитовую и известково-доломитовую. Сульфаты обычно представлены гипсами с включениями реликтового ангидрита (Яблоков, 1937 г.; Швецов, 1940 г.; Блох, 1957 и др.).

Общая мощность озерской толщи в указанных разрезах колеблется от 42 м в Горлове до 64 и 69 м в Венева и Зарайске.

К северу (Подольск, Монино) гипсоносная толща переходит в сульфатно-доломитовую, к востоку (Скопин, Рязск) и западу (Думиничи, Барятино, Рославль, Смоленск) — фациально замещается глинисто-карбонатными породами (см. рис. 26, зона I).

Как упоминалось выше, для гипсоносной толщи и ее аналогов характерны тонкие прослои и линзы «угледоломитов». С точки зрения стратиграфического положения «угледоломитовой пачки» и всей сульфатно-карбонатной толщи весьма интересны разрезы Монино и Подольска. В Монино разрез слагается глинистыми сильно сульфатизированными доломитами мощностью 54 м, окрашенными в темно-серый и черный цвет, с частыми прослоями черных сланцеватых доломитовых глин и включениями целестина и флюорита. Споровый комплекс из пород этой толщи представлен видами, характерными для озерских отложений (см. стр. 206). Озерский комплекс спор обнаружен и в синхронных отложениях Подольска. Толща залегают на желтоватых кавернозных кудяровских доломитах с многочисленными ядрами *Camarotoechia* ex gr. *livonica* Buch и покрывается доломитами с прослойками известняков, в которых содержатся фораминиферы, наиболее обычные в хованских слоях: *Archaeosphaera minima* Sul., *Radiosphaera panderosa* Reit., *R. spinosa* Reit., *Polyderma chovanensis* Reit., *Calcisphaera transporanta* Reit. (определения Е. В. Фоминой). Таким образом, озерский возраст 54-метровой пачки в Монино не вызывает сомнений.

В северо-восточной части территории (Тутаев, Рыбинск) озерская толща сложена переслаиванием доломитов сильно сульфатизированных с доломитовыми глинами и мергелями, с прослойками черных глин, особенно частыми в верхах разреза. В Тутаеве (см. рис. 27) озерская толща мощностью 54,4 м содержит характерный комплекс спор, близкий к комплексу монинского, подольского и лазаревского разрезов. Она залегают под 13-метровой пачкой темно-серых, местами окремнелых доломитов с прослоечками известняков с фауной остракод и фораминифер озерско-хованского возраста и спорами — хованского.

В Любиме Л. М. Бирина (1957) отнесла к озерской толще и хованским слоям лишь 20-метровую пачку остракодовых известняков:

с прослоями дымчатых доломитов и сепиолитовых сланцев. Приведенный выше фактический материал дает основание для сопоставления с озерскими отложениями и нижележащей пачки (мощн. 34 м, глуб. 833—867 м) ангидритов с прослоями глинистых доломитов и черных глин и пропластками (в верхней части) сепиолитовых сланцев (по всей вероятности, это аналоги «угледоломитовой пачки» западного и южного крыла Московской синеклизы). В Шарье (см. рис. 27) отложения, отнесенные нами к озерским, близки к встреченным в Любимском разрезе, отличаясь большей мощностью (63 м); в доломитах часто наблюдается окварцевание, к которому местами присоединяется метасоматическая флюоритизация (Бирин, 1957).

В Солигаличе с озерскими можно сопоставить породы, сходные с таковыми в Любиме: ангидриты с прослоями дымчатых доломитов и черных глин (глуб. 774—805 м, мощн. 31 м). В кровле дымчатых доломитов содержатся отпечатки раковин брахиопод типа *Camarotoechia* ex gr. *livonica* В u с h, что послужило Л. М. Биринной (1957) основанием для отнесения пачки ангидритов к кудеяровской толще. С. В. Тихомиров (1967) считает, что в данково-лебедевском разрезе (включая озерско-хованские слои) Солигалича наиболее четко проявились общие черты строения с аналогичными отложениями южной части Московской синеклизы. По его мнению, пачка ангидритов, по всей вероятности, соответствует ангидритам и доломитам озерских слоев.

На северо-западной окраине площади (Красный Холм, Киевка, район Бежецка, Максатиха, Поддубье, Красномайское, Кувшиново) значительная часть заволжского горизонта была размита в предвизейское время. Нижняя граница горизонта в этих разрезах нечеткая, проводится по подошве гипсово-доломитовой пачки с маломощным слоем пятнистых розоватых доломитовых глин в основании, покрывающих доломиты верхнефаменского подъяруса. Озерская толща сложена светло-серыми и светло-желтыми доломитами с мелкими желваками кремней, включениями целестина, с тонкими прослойками и гнездами гипса, а изредка с пластами гипса, мощность которых в верхах разреза достигает 10 м (Выдропужск). Загипсованность уменьшается к северо-западу и западу, исчезая западнее Зубцова — Кувшинова — Поддубья. Среди доломитов всегда содержатся тонкие прослои «угледоломитов». Органические остатки редки, встречаются лишь обломки остракод, архисферы (Киевка), серпулы, трохилиски, косточки рыб, а также споры озерского возраста.

Мощность толщи колеблется от 16—17 м (Поддубье, Выдропужск) до 30—32 м (Киевка, Красный Холм). Южнее, в Старице и Редкине, мощность толщи, состав и строение которой близки к разрезам южного Подмосковья, возрастает примерно до 40—45 м за счет увеличения количества гипсов.

На западной окраине площади (Курово, оз. Волго, Глазуны, окрестности Нелидова, Осташково) (см. рис. 26, зона III) в составе озерской толщи преобладают глинистые доломиты, иногда окремненные, с включениями аутигенного кварца, с частыми прослойками черных тонкослоистых доломитов, глин и мергелей «угледоломитового» типа в верхней — и пропластками розоватых и пестрых глин — в нижней частях.

Хованские слои. Как отмечалось выше, нижняя граница хованских слоев нерезкая, озерские и хованские отложения отличаются друг от друга литологически, но четкого различия между ними нет. По мнению Р. Б. Самойловой (1954), Е. А. Рейтлингер (1960), В. Г. Махлаева (1964) и других, озерская толща и хованские слои относятся к единому циклу осадконакопления, комплекс органических осадков в них

характерен для девонских отложений (Рейтлингер, 1960) и заметно отличается от малевских, в основании которых проводится верхняя граница хованских.

На юге Тульской области (Плавск, Лазаревка, Богородицк) хованские слои (соответствующие IV пачке А. П. и Е. А. Ивановых, 1936) представляют собой выдержанную пачку известняков желтоватых и розоватых (см. рис. 27), иногда глинистых, мягких, местами с углистыми прослойками (Яблоков, 1957). Характерно обилие обломочных разностей (Швецов, 1940в, г; Махлаев, 1964 и др.), тонкие извилистые ходы, заполненные кальцитом (ходы илоедов или следы корневой системы), трещины высыхания. Органические остатки в хованских отложениях (Рейтлингер, 1960) более обильны, чем в озерских. Помимо серпул, эридоконх и редких строматолитов развиты разнообразные остракоды: *Healdianella punctata* Posn., *Glyptolichwinella spiralis* Jones et Kirkby, *Aparchites globulus* Posn., *Beyrichiopsis chovanensis* Sam. et Sm. и др. (определения Р. Б. Самойловой), а также многочисленные фораминиферы: *Calcisphaera transporanta* Reit., *C. plavskensis* Reit., *Radiosphaera ponderosa* Reit., *Archaesphaera minima* Sul., *Polyderma chovanensis* Reit. и др. (определения Е. А. Рейтлингер и Е. В. Фоминой). Кроме того, встречаются харофиты: *Chariella prisca* Bir. (Бирина, 1948б), *Sycidium paucisulcatum* Pr., *Trochiliscus maslovi* Sam. (Самойлова, 1955, 1956) и *Plavskina piriformis* sp. nov. (Рейтлингер, 1960). В состав руководящего спорового комплекса хованских слоев входят: *Hymenozonotriletes lepidofitus* var. *tener* Kedo, *H. var. minor* Kedo, *H. lepidofitus* Kedo, *H. cassis* Kedo, *H. validus* Nas. (in litt.), *Lophozonotriletes malevskensis* Naum., *L. rarituberculatus* Lub. (Kedo), *Trachytriletes solidus* Naum., *Dicliotriletes rotundatus* Naum. (В. Умнова, 1969).

Мощность хованских слоев колеблется от 7 до 17 м, обычно составляет 9—12 м.

Севернее, в Горлове, Венева, Калуге, Зарайске, Рязани (см. рис. 27) хованские слои не испытывают существенных изменений. Они слагаются в основном светлыми неоднородными известняками, нередко доломитизированными (особенно в нижней части), с трещинами высыхания; мощность их 10—15 м.

К северу (Подольск, Монино, Дорохово, Поваровка, Редкино) в литологическом составе хованских слоев отчетливо заметен постепенный переход (снизу вверх) от загипсованных доломитов к доломитам известковистым и известнякам¹. Нередко известняки слагают лишь самую верхнюю часть разреза (3—5 м) или образуют прослои среди доломитов. Наблюдаются редкие тонкие прослойки углисто-глинистых пород, небольшая примесь обломочного материала, характерны включения кремней, изредка встречаются кристаллы целестина. Фауна немногочисленна; эридоконхи и другие остракоды, сферы, реже клубки серпул.

Мощность хованских слоев весьма постоянна — 10—13 м, иногда достигает 18—19 м (Подольск), возможно, за счет неточного определения нижней границы.

В северо-восточной части рассматриваемой площади (Тутаев) хованские слои состоят из серых и темно-серых доломитов, нередко окремнелых, с прослойками известняков — в верхней части. Среди органиче-

¹ В. Г. Махлаев (1964, стр. 72) считает, что «... состав хованской толщи закономерно связан с составом верхней части озерской толщи. Если последняя содержит сульфаты, то хованская толща оказывается доломитовой, если озерская толща доломитовая, то хованская известковистая».

ских остатков содержатся: *Aparchites* cf. *globulus* Posn., *Lichwinia* sp., *Calcisphaera plavskensis* Reit., *Parathuramina suleimanovi* Lip., *Vicinisphaera squalida* Aufs., *Radiosphaera spinosa* Reit. и др. Комплекс спор близок к комплексу разрезов Лазаревки и Монины (В. Умнова, 1969). Мощность хованских слоев в Тутаеве 13,2 м.

Хованские слои в Солигаличе (11 м) также представлены доломитами — желтоватыми, нередко обломочными, окварцованными, с флюоритом, в кровле — с прослоями известняков, с ходами серпул и кальцисферами (Бирина, 1957). В разрезе Любима преобладают известняки, разделенные сепиолитовыми сланцами, с прослоями обломочных доломитов и известняков со сферами. В верхах разреза — исключительно известняки с более обильной фауной (остракоды, харофиты). Мощность слоев здесь 12 м. В наиболее погруженной части синеклизы (Шарья) хованские слои (11 м) керном не охарактеризованы, сложены, по-видимому, глинистыми карбонатами (Бирина, 1957).

На северо-западе и западе территории хованские слои состоят из светлых доломитов, иногда глинистых, слабо ожелезненных, участками окремнелых, с редкими прослоями известняков и углистых доломитов, с включениями сингенетического целестина и гравелигов. Здесь хованские отложения нередко частично или полностью уничтожены более поздними размывами. В Красном Холме, Кашине, Киевке доломиты загипсованы, содержание гипса уменьшается в западном направлении. Западнее Поддубья гипс исчезает из хованского разреза. На западе (Марьино, Курово, окрестности Торопца и Нелидова) в хованских отложениях увеличивается содержание терригенного материала. Органические остатки представлены редкими остракодами, фораминиферами и харами. Мощность слоев здесь 9—13, реже 16—17 м.

Малевский горизонт. Отложения данного горизонта состоят из двух литологически и стратиграфически обособленных пачек — бисферовых известняковых слоев и цитериновых слоев, сложенных зеленоватыми глинами и глинистыми известняками (рис. 28).

Бисферовые слои были выделены из состава озерско-хованской толщи в 1940 г. Л. М. Бириной (1944, 1948а). На большей части описываемой территории это всего лишь один пласт известняка мощностью 0,5—1 м, однако по строению и содержащейся в нем фауне он весьма отличен от подстилающих его хованских известняков. В подошве его местами наблюдается прослой зеленовато-серой или буроватой глины, иногда несколько углистой. Очевидно, к этому прослою следует отнести тонкие пласты бурого угля, указываемые в малевских отложениях некоторыми исследователями (Яблоков, 1957). В кровле наблюдается размыв пласта, сопровождающийся отложением галек. К юго-востоку мощность пласта существенно возрастает (до 10—12 м за пределами территории — в Барановке и других местах).

Известняки, слагающие пласт, желтовато-серые, мелкозернистые, массивные, местами несколько глинистые, зеленоватые, состоят из плохо отсортированного мелкого известнякового песка с примесью раковин бисфер, маленьких гипераммин и неопределимого раковинного детрита, цементированного тонкокристаллическим кальцитом. На р. Ранове и в Плавске в этих слоях найдены *Rhynchonella panderi* Sem. et Möll., *Plicatifera fallax* Pand., *Chonetes* (*Rugosochonetes*) *malevkensis* Sos. (определения А. Н. Сокольской), одиночные кораллы.

А. П. Иванов и Е. А. Иванова для известняков упомянутой выше «пятой группы» (выделенных как бисферовые), кроме того, указывают *Athyris puschiana* Vern., *Streptorhynchus* cf. *umbraculum*, *Spiriferina* cf. *octoplicata* Sow., *Metoptoma disciformis* Münst, *Loxonema malevkensis* Petz, *Natica* sp. и др. Из фораминифер характерны *Bisphaera*

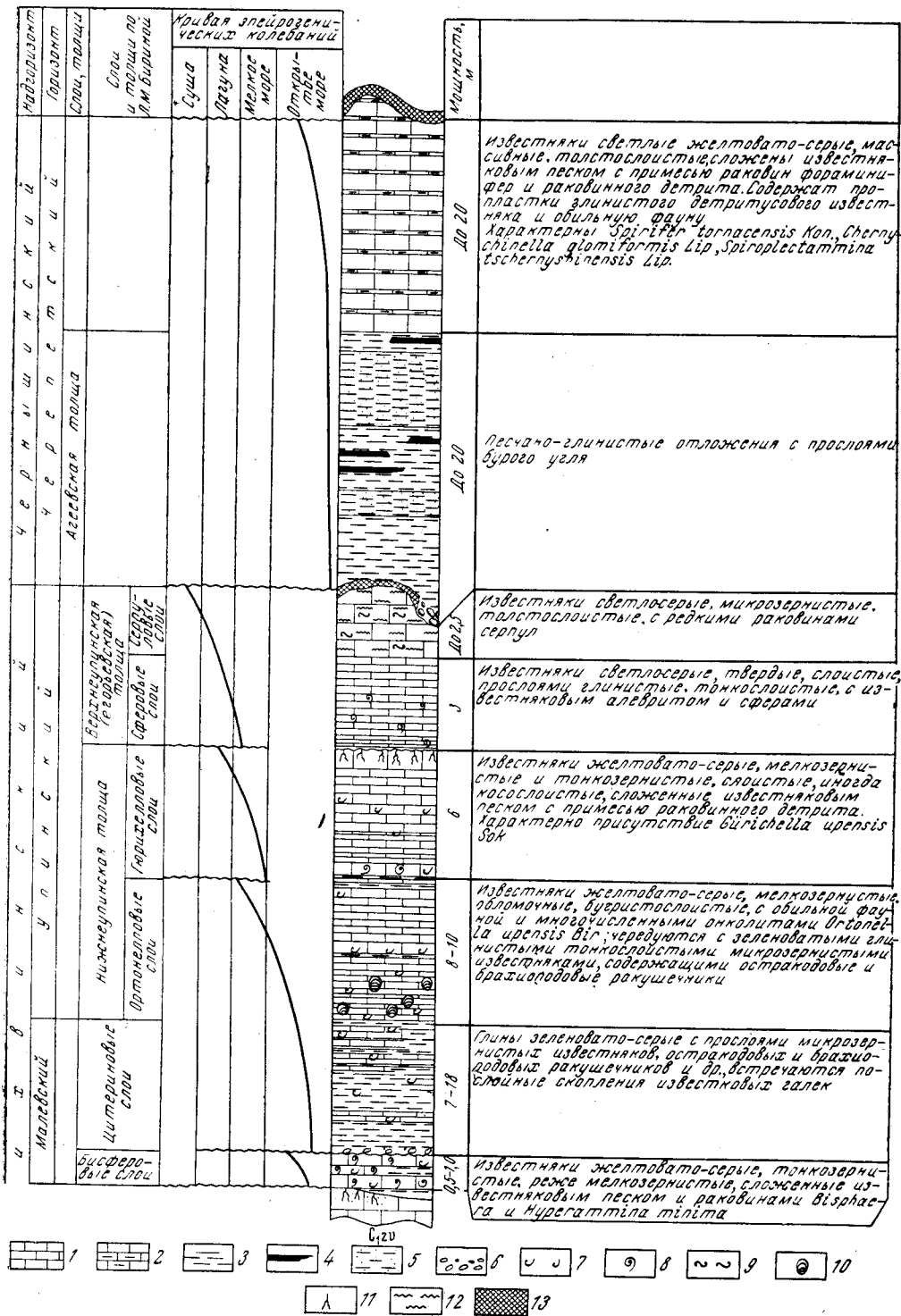


Рис. 28. Сводный разрез турнейских отложений (без заволжского горизонта) южной части Подмоскovie с выделением циклов седиментации

1 — известняки; 2 — известняки глинистые; 3 — глины; 4 — угли; 5 — алевроитовые и песчаные отложения (в агеевой толще); 6 — гальки и гравий известняка; 7 — брахиоподы; 8 — фораминиферы; 9 — серпулы; 10 — онколиты; 11 — следы произрастания наземных растений; 12 — плодчатая микрослоистость; 13 — продукты выветривания (ледовый, щебень и пр.). Индексом C₂U обозначен заволжский горизонт

malevkensis Bir., *B. irregularis* Bir., *Earlandia minima* Bir., *H. elegans* Reittl. Остракоды, по В. М. Познеру (1951), представлены *Glyptolichwinella dichotomica* Posn., *Gl. limbata* Posn., *Carboprimitia alveolata* Posn., *C. petzi* Posn., *Macronotella subrotunda* Posn. и рядом других видов, переходящих в упинскую толщу.

Эталонными являются разрезы скважин 3394 и 3397 Болоховско-Оболенского района и обнажения по р. Ранове. Вскрыт этот пласт и во всех других скважинах, прошедших малевский горизонт, — Смородинской, Ордынской, Барятинской, Серпуховской, Мосоловской и др.

Цитериновые слои в естественных выходах и в скважинах южного крыла Подмосковского бассейна представлены зеленовато-серыми известковистыми глинами, содержащими тонкие прослойки микрозернистого известняка, остракодовых и криноидных ракушечников, гравия и галек. Глины разделены слоем глинистого микрозернистого известняка, содержащего флюидалные скопления раковинного детрита. Мощность цитериновых слоев местами достигает 6—7 м.

Переход к вышележащим упинским известнякам весьма постепенный, граница с ними условна, так как цитериновые и упинские слои представляют единое целое, связанное неразрывным процессом седиментации. По простирацию прослой глины и известняков в цитериновых слоях часто выклиниваются, незаметно переходя друг в друга.

К юго-востоку мощность цитериновых глин, по данным А. П. Иванова и Е. А. Ивановой, уменьшается до 0,7—0,8 м, что, очевидно, также следует отнести за счет фациального перехода глин в известняки. В мосоловском разрезе малевский горизонт сложен уже в значительной мере известняками (Бирина, 1953а). На западе (Барятинская скв.) мощность цитериновых слоев возрастает до 20 м при сохранении трехчленного строения разреза — двух пачек глин, разделенных пластом известняка. Еще далее на запад и северо-запад глины местами приобретают восковидный облик, в них появляются линзовидные прослойки песчаных пород, преимущественно в основании, достигающие 1—2,5 м мощности (данные С. Л. Бреслава, А. В. Лопатниковой, Н. А. Молгачевой, С. М. Шика). В центральной части синеклизы (Ордынская скв.) вверху горизонта выделяется четвертая пачка — глинистые известняки с прослоями зеленых глин.

Таким образом, мощность бисферовых известняков убывает на запад и северо-запад и возрастает на юго-восток, а покрывающих их цитериновых глин — увеличивается к западу и сокращается к востоку.

Фауна в цитериновых слоях обильна. Особенно характерны послонные скопления остракод *Carboprimitia*, мелких брахиопод, гастропод, косточки рыб.

В западных разрезах в глинах малевского горизонта определены (И. Е. Заниной, В. М. Познером и Р. Б. Самойловой): *Glyptolichwinella limbata* Posn., *Carboprimitia tulensis* Sem. et Moell., *C. polenovae* Posn., *C. alveolata* Posn., *Carbonita malevkensis* Posn., *C. wardiana* Jones et Kirkby, *Paraparchites scotoburdigalensis* Hibbert, *Oliganisus eichwaldi* Posn., *Jonesina lichwinensis* Posn.

Для малевского горизонта в целом Т. Г. Сарычева и А. Н. Сокольская (1952) считают наиболее характерными брахиоподы *Schuchertella planiuscula* Sem. et Moell., *Chonetes (Rugosochonetes) malevkensis* Sok., *Plicatifera fallax* Rand, *Camarotoechia panderi* Sem. et Moell., *Punctospirifer malevkensis* Sok., *Athyris puschiana* Vern.

Для остракод малевского и упинского горизонтов, по В. А. Чижовой, характерна вспышка видообразования родов *Carboprimitia*, *Tulenia* (наиболее обильны они в упинском горизонте), *Glyptopleura*, *Glyptolichwinella* (преобладают в упинском горизонте), *Bairdia*.

Среди спор и пыльцы по данным изучения малевских глин в более северных участках Смоленской области (определения Л. А. Юшко) широко развиты: *Trachytriletes asperatus* Naum. var. *minutus* Jusch., *T. punctatus* (Wiltz.) Naum., *T. flexuosus* Jusch., *Hymenozonotriletes rugosiusculus* Naum., *Stenozonotriletes micropunctatus* (Andr.) Naum., *S. flexuosus* Jusch., *S. rarituberculatus* (Luber.) Naum., *S. malevkensis* Naum., *S. polymorphus* Naum., *Pseudozonotriletes devonicus* Naum. var. *punctatus* Jusch., *P. upensis* Jusch., споры подгруппы *Retusozonotriletes* Naum. и др. В Козельском и Ханинском районах для малевского горизонта характерно преобладание спор *Hymenozonotriletes malevkensis* Naum., *Lophozonotriletes malevkensis* Naum., *Hymenozonotriletes lycopodioformis* Jusch., а также *Trachytriletes minutissimus* Naum., *T. asperatus* Naum., *T. flexuosus* Jusch., *Lophotriletes inflatus* Naum., *Acanthotriletes punctatus* Jusch., *Stenozonotriletes stenolomus* Naum., *S. extensis* Naum., *S. micropunctatus* (Andr.) Naum.

В малевско-упинских слоях Редкинской скважины С. Н. Наумовой определен следующий комплекс спор и пыльцы — *Archaeozonotriletes upensis* Naum., *Retusotriletes carbonicus* Naum., *Stenozonotriletes pustulatus* Naum.

Мощность малевского горизонта 5—20 м.

Упинский горизонт. Отложения данного горизонта вследствие значительного размыва распространены неравномерно. В наиболее полных разрезах южного Подмосковья в них выделяются богатая фауна нижняя часть мощностью около 15 м, и почти немая верхняя часть, максимальная известная мощность которой составляет 5,5 м (Бирина, 1948а). По данным Е. С. Тихомировой (1958б), разрез упинской толщи в Ханинских скважинах наращивается сверху еще на 30 м.

Нижняя часть упинской толщи, нижнеупинская толща, состоит из двух пачек: нижней (ортонелловые слои) и верхней (гюрихелловые слои).

Нижняя пачка (ортонелловые слои), выделенная по обнажениям в овраге «Залом» Козельского района, сложена зеленоватыми тонкослоистыми глинистыми известняками, чередующимися с желтовато-серыми бугристо-слоистыми известняками, общая ее мощность 8—10 м.

Зеленоватые тонкослоистые известняки имеют микрозернистое строение и содержат многочисленные раковины остракод, пеллеципод, мелких брахиопод, обычно образующие послойные скопления; наблюдаются прослойки известнякового песчаника, часты следы передвижения червей. Бугристо-слоистые известняки содержат еще более обильную примесь известнякового песка и гравия и остатки фауны, образующие скопления, с меняющейся, нередко круговой ориентировкой частиц, обусловленной перемешиванием осадка илоедами. Илоеды местами создают своеобразные текстуры. Обильны раковины гастропод, обычно заключенные в онколитовую оторочку водоросли *Ortonella upensis* Bir.

Тонкослоистые известняки содержат пропластки зеленой глины, бугристо-слоистые разделены тонкими пологоволнистыми прослойками буровато-серого глинистого микрослоистого раковинно-детритусового известняка, содержащего обильные аллохтонные углефицированные остатки растений.

Строение пород очень изменчиво, известняки обоих типов по простиранию переходят друг в друга или выклиниваются.

Постепенно кверху зеленовато-серые микрозернистые известняки встречаются реже, в желтовато-серых бугристых известняках линзы ракушечников исчезают, обломочный материал присутствует в меньшем количестве и представлен тончайшей разностью. Появляются тонкие

слои белых микрозернистых известняков с редкими извилистыми ходами червей, выполненными кальцитом. Часты прослой бурой глины с растительным детритом.

Верхняя пачка (гюрixelловые слои) характеризуется большим развитием известняковых песчаников и иным составом фауны. Это желтовато-серые мелкозернистые массивные известняки внизу, и тонкозернистые тонкослоистые, иногда косослоистые, вверху, сложенные известняковыми песчаниками, сцементированными мелкокристаллическим кальцитом. Известняки разделены тонкими (2—10 см) прослойками раковинно-детритусового глинистого известняка, учащающимися в средней части разреза, где в них обычны прослой глины и обильные углистые остатки растений. В песчаниках из нижней части разреза местами обильны раковины *Gürichella upensis* S o k. и *Conocardium* aff. *irregularare* K o n., встречена колония *Syringopora ramulosa* G o l d f. В шлифах наблюдается мелкий неопределимый детрит раковин.

К самой верхней части нижеупинской толщи относится массивный пласт (до 0,90 м) микрозернистого известняка, пронизанный обильными извилистыми ходами червей (?), вскрытый в обнажениях у с. Егорья, д. Петровка и др. Неровная поверхность слоя и резкие очертания ходов, указывающие на уже происшедшее перед тем затверждение осадка, свидетельствуют о наличии здесь явлений осушения. Общая мощность верхней пачки около 6 м.

Верхнеупинская толща (егорьевская) наблюдается в обнажениях весьма редко, так как на большей части территории она размыта. Эталонным разрезом для нее являются обнажения в каменоломне у с. Егорья. Мощность толщи около 6 м. В ней также выделяются две пачки — сферовые и серпуловые слои.

Нижняя пачка (сферовые слои) представлена светло-серыми известняками, твердыми, с почти раковинистым изломом, залегающими то довольно толстыми слоями, то мелкими (1—5 см) линзовидными, разделенными внизу пропластками глины, выше светлым микрослоистым глинистым детритусовым известняком с углистыми микрослоями. Органические остатки присутствуют в небольшом количестве и представлены в основном мелким детритом криноидей, раковин остракод и неопределимыми обломками. Весьма характерно присутствие очень маленьких (0,05—0,08 мм) правильных тонкостенных сфер, вероятно фораминифер, и обычно сопутствующего им мельчайшего известнякового песка. Мощность пачки 3 м.

Верхняя пачка (серпуловые слои) имеет видимую мощность 2,5 м. Это почти белые микрозернистые твердые известняки, иногда с неясной пльчатой микрослоистостью. В обнажении известняки разделены еле заметными горизонтальными трещинками на пласты, однако никакого изменения состава, свидетельствующего о наличии макрослоистости, не удалось обнаружить. Известняки сложены микрозернистым кальцитом с примесью мельчайших обломочных зерен кальцита. Изредка встречаются раковинки серпул.

Как уже указывалось, в скважинах Ханинского участка, по Е. С. Тихомировой (1958), выше серпуловых слоев залегают еще толща известняков мощностью 28 м. В этой толще выделяются три пачки. Нижняя (8—10 м) и средняя (10—12 м) содержат довольно многочисленную фауну брахиопод и остракод (Самойлова, 1957), по составу близкую к залегающим ниже ортонелловым слоям. Верхняя пачка (12—14 м) органическими остатками бедна. Наличие сфер, серпул и наблюдающаяся в известняках пльчатая микрослоистость сближают ее с серпуловыми слоями. Такое повторение разреза заставляет опасаться, что мы имеем здесь дублирование слоев, возможно, смещенных по какому-нибудь погребенному разлому. К сожалению, автор не привела конкретных геологических разрезов скважин, на основе которых было установлено наращивание толщи упинских отложений в данном районе.

Характерный комплекс фауны брахиопод упинского горизонта, по данным Т. Г. Сарычевой и А. Н. Сокольской (1952), составляют: *Cancrinella panderi* Auerb., *Plicatifera ivanovi* Sok., *Chonetes upensis* Sok., *Camarotoechia upensis* Sok., *Pavlovia ranovensis* Peetz, *Eomartiniopsis elongata* Sok., *Gürichella upensis* Sok., *Schuchertella semenowi* Sok., *Athyris pectinata* Sem. et Moell., *Hustedia tulensis* Pand., *Pavlovia media* Lerb.

По фауне остракод В. М. Познер (1951) делит упинский горизонт на две части. Для нижней характерны *Lichwinia lichwinensis* Posn., *Glyptolichwinella upensis* Posn., ряд видов из группы *Glyptopleura plicata* Jones et Kirkby, *Indivisia rediiva* Posn., *Monoceratina sinuata* Posn., *Tulenia rectodorsalis* Posn., *Carbonita elongata* Posn. и др.; для верхней (3—5 м) указываются *Glyptolichwinella birinae* Posn., *Tulenia umbonata* Posn., *T. korzenevskajae* Posn. и др.

Для нижней части горизонта (ортонелловые слои) наиболее характерны споры *Archaeozonotriteles upensis* Jusch., *A. spinosus* var. *punctata* Jusch., *A. spinosellus* Jusch. (Юшко, Недошвина, 1957).

По данным Н. А. Преображенского (1933) и М. М. Москвина, между упинскими и вышележащими отложениями существовал перерыв. Контакт упинского горизонта с агеевской толщей наблюдался Л. М. Бириной (1939 г.) в двух скважинах Черепетского района. В одной из них (скв. 1118) агеевская толща залегает трансгрессивно на размытой поверхности малевских глин и содержит в основании гальки этой глины. В другой (скв. 6130) под агеевской толщей на поверхности упинских известняков вскрыта желтовато-белая рыхлая

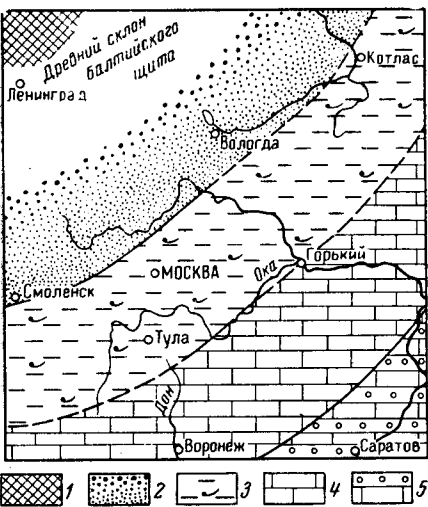


Рис. 29. Карта фациальных зон малевско-упинского бассейна

1 — область сноса; 2 — зона поочередного отложения глинистых и известковых илов и периодического поступления песчаного материала (мелководье); 3 — зона осаждения известковых илов и известняковых песков, периодически сменяющихся глинами, густо населенная брахиоподами, моллюсками с водорослевыми зарослями (береговой склон); 4 — зона преимущественного отложения известковых илов и известняковых песков, бедная фауной (открытое море); 5 — зона обильного поступления известняковых песков, гравия и гальки с фауной бисфер

мучнисто-известковистая порода. Это говорит о существовании в турнетском веке континентального периода перед отложением агеевской толщи, во время которого упинские и малевские отложения подверглись эрозии.

Описанный разрез нижней части упинского горизонта наиболее характерен для западных участков южного крыла (Калужская область), восточнее, в скважинах Бобриковского и Болоховско-Оболенского районов и в Мосоловской опорной скважине, упинские отложения беднее известковым обломочным материалом, в них нет онколитов, меньше раковинного материала, значительно более размыты верхних слоев. В связи с этим детальное расчленение разреза горизонта здесь затруднено.

Весьма бедны обломочным материалом упинские отложения, вскрытые в осевой части синеклизы. В строении пород главенствующая роль здесь принадлежит базальной массе микрозернистого кальцита. В полном разрезе (20 м) Ордынской скважины упинский горизонт сложен довольно однообразными светло-серыми бугристо-слоистыми микрозер-

нистыми известняками с флюидальными скоплениями раковинного материала, разделенными пропластками бурого глинистого микрослоистого раковинно-детритусового известняка с углистым детритом. Изредка встречаются зеленоватые глинистые прослойки, обычно с обильными следами илоедов. Сходный разрез вскрыт и Серпуховской скважиной (Бирина, 1953а).

Еще беднее обломочным и раковинным материалом нижняя часть упинской толщи, вскрытая Барятинской скважиной, где известняки к тому же значительно изменены вторичной доломитизацией.

В целом для упинского горизонта можно отметить обеднение фауной и карбонатным обломочным материалом по направлению к северозападу (рис. 29).

Верхнетурнейский подъярус (чернышинский надгоризонт)

Отложения верхнего подъяруса имеют еще более ограниченное пространство, чем малевско-упинские. Они сохранились от последующего размыва только вдоль р. Черепеть, по р. Серене, в районе Козелка и Людинова; максимальная известная мощность подъяруса около 40 м. В нем выделяется агеевская терригенная толща (Москвин, 1947) и чернышинская толща известняков, составляющие черепетский горизонт. Более высокие отложения размыты.

Черепетский горизонт. Агеевская толща этого горизонта сложена тонкослойной темно-серой алевритовой глиной, состоящей из чередующихся микрослоев черной жирной глины, и светло-серого алеврита с послойными скоплениями чешуек слюды и аллохтонных углистых остатков растений. Прослойки алеврита местами отсутствуют или, наоборот, их мощность увеличивается, углистые остатки иногда образуют небольшие пласты угля (Москвин 1935 г., 1947; Бирина, 1939 г.).

Алевритовые зерна в легкой фракции сложены кварцем (97,6%), с незначительной примесью зерен полевых шпатов (1,5%) и кварцитов (0,9%) и единичными зернами глауконита. В тяжелой фракции резко преобладает циркон (66—72%), турмалин составляет 12—15%, титанит 2—3%, дистен 4—5%, ставролит 1—4%, цоизит 1,5—2%, клиноцоизит до 1,4%, гранат до 1,2% встречены единичные зерна силлиманита, топаза, флюорита. Среди непрозрачных рудных зерен много магнетита, ильменита, пирита и гидроокислов железа, в незначительном количестве имеется лейкоксен.

Мощность агеевской толщи меняется от 5 до 20 м. Переход в вышележащие отложения постепенный, через известковистые кварцевослюдистые песчаники с микрослоями глины, содержащие членики криноидей и раковинный детрит.

Чернышинская толща представлена желтовато-серыми мелкозернистыми, прослоями среднезернистыми, известняками, нередко с неясной горизонтальной микрослоистостью, разделенными на крупные (обычно 0,1—0,5 м) пласты прослойками буровато-серого глинистого микрослоистого известняка. Максимальная мощность чернышинских известняков в скважинах свыше 21 м.

Зернистые известняки содержат линзовидные скопления раковин брахиопод, крупных гастропод, пеллеципод, остатки одиночных и колониальных кораллов, трилобиты, наблюдаются слоистые скопления члеников криноидей. Встречаются автохтонные колонии сиринопор. Известняки сложены известняковыми песчинками разной стадии раздробления, и раковинками фораминифер, с примесью детрита, раковин брахиопод, криноидей, мшанок, остракод и неопределимых обломков, сцементированных мелкокристаллическим кальцитом.

Глинистые прослойки состоят из мелких обломков преимущественно брахиопод, реже мшанок, остракод, нодозинелл и неопределимых обломков с примесью обрывков спор и гелифицированных стеблевых элементов, располагающихся по слоистости.

В обнажениях чернышинские известняки иногда содержат многочисленные конкреции голубовато-серого халцедонового кремня рогульчатой формы.

Лучшими выходами чернышинских известняков являются ломки известняка на правом берегу р. Черепеть и каменоломня близ д. Агеево, а также обнажения в овраге ниже с. Бурнашево на р. Серене.

В отвалах обнажения у с. Бурнашево по коллекциям Л. М. Биринной А. Н. Сокольская определила: *Spirifer tornacensis* Kon., *Spiriferina partita* Postl., *Athyris (Cliothyridina) hirsuta* Hall., *Leptaena analoga* Wilk., *Orthotethes (Schelwieinella) crenistria* Phill., *Productus scobriculiformis* Liss., *Chonetes hardrensis* Phill., *Natica* sp., *Eumophalus* sp., *Conocardium* sp., *Phillipsia eichwaldi* Fisch., *Ph. pustulata* Eichw. Выше, в ломке известняка, найдены *Schizophoria resupinata* Mart., мшанка *Fenestella* sp., *Spirifer tornacensis* Kon., *Syringopora* sp.

Т. Г. Сарычева и А. Н. Сокольская (1952) считают наиболее характерным для чернышинских известняков следующий комплекс брахиопод — *Spirifer tornacensis* Kon., *Chonetes (Rugosochonetes) hardrensis* Phill., *Leptaenella analoga* Phill., *Punctospirifer partitus* Portl., *Schellwieinella burlingtonensis* Well., *Camartoechia acutirugata* Kon., *Eomartiniopsis tscherepeti* Sok., *Dielasma insigne* Kon., *Athyris hirsuta* Hall., *Canocrinella laevicosta* White, *Antiquatonia znamenskiensis* Liss., *Buxtonia antiquissima* Liss., *Pustula scabriculumformis* Liss., *Syringothyris hannibalensis* Swall., *Eumetria osagensis* Swall. Для верхней части толщи характерны *Palaeochoristites cinctus* Keys., *Chonetes (Rugosochonetes) znamenskensis* Sok.

Присутствуют также *Caninia cornucopiae* Mich., *Caninia* ex gr. *cylindrica* Scoul., *Zaphrentis konincki* E. Edw. et Haime., *Clisiophyllum modavense* Salle, *Syringopora gigantea* Thoms., *Amplexus coralloides* Sow., *Phillipsia pustulosa* Schloth (М. С. Швецов, 1948 г.).

Фораминиферы в чернышинских известняках, по О. А. Липиной (1948, 1965), представлены преимущественно *Chernyshinella glomiformis* Lip., *Septabrunkiina krainica* Lip., *Endothyra tuberculata* Lip., *E. (?) minuta* Lip., *Spiroplectamina tschernyshinensis* Lip., *Sp. mirabilis* Lip.

Среди остракод В. А. Чижова считает характерными представителями родов *Paraparchites*, *Carboprimitia*, *Glyptopleura*, *Beyrichiopsis*, *Cavellina*, *Microcheilinella*, *Carbonita*, *Bairdia*, среди них Р. Б. Самойлова особенно выделяет *Beyrichiopsis egorovi* Posn., *Rirkbya tschernyshinensis* Sam. et Sm., *Carbonita tschernyschinensis* Sam. et Sm.

Для агеевской толщи Л. А. Юшко указывает следующий комплекс спор, выявленный в разрезах двух скважин, где она перекрыта чернышинскими известняками: *Acanthotriletes rarispinosus* Jusch. (3,3—4,2%), *Dictyotriletes magnus* Naum (0,9—1,3%), *D. tschernischensis* Jusch., *Euryzonotriletes incisus* Jusch., *E. magnus* Naum. var. *reticulatus* v. n. (10,1%), *Lophozonotriletes macrotuberculatus* Jusch. (6,7%), *Stenozonotriletes pumillus* Waltz (2,0—14,8%), *Anisozonotriletes fabus* Jusch. (2,8—4,7%).

Наряду с этими формами встречаются много других, имеющих более широкое вертикальное распространение.

Наличие характерного комплекса спор позволило Л. А. Юшко выделить останцы агеевской толщи и за пределами развития черепетского

горизонта, непосредственно под бобриковскими отложениями (Сухиничи, скв. 676; Людиново, скв. 82; Спас-Деменск, скв. 1712; Дорогобуж, скв. 2807; Серпухов, скв. 2535; Тула, скв. 64366, скв. 48568, 48577 и ряд скважин в Ельнинском и Выходском районах).

В руководящий комплекс спор чернышинских известняков, по данным Л. А. Юшко (1960а), входят: *Trachytriletes minutissimus* Naum. comb. Jusch., *Acanthotriletes spinosus* Naum., *A. multisetus* Luber comb. Jusch., *Humenozonotriletes granulatus* Naum. comb. Jusch., *H. rugosiusculus* Naum., *Stenozonotriletes conformis* Naum., *St. pumilus* (Waltz) Naum., *St. micropunctatus* (Andr.) Naum., *Lophozonotriletes excisus* Naum., *Archaeozonotriletes deliquescens* Jusch.

Об особенностях погребенной поверхности турнейских отложений

Породы турнейского яруса подверглись интенсивному размыву в континентальный период, предшествовавший отложению бобриковского горизонта. Самые верхние слои яруса — кизеловский горизонт — были удалены размывом полностью. Почти повсеместно были размыты и чернышинские отложения — они сохранились лишь в виде небольших участков на юго-западной окраине синеклизы. Эти останцы окаймлены более обширным полем выходов малевско-упинских отложений, занимающим наиболее юго-западную часть синеклизы, первоначально, очевидно, распространявшихся далеко за ее пределы, в сторону Азово-Подольского щита. С юго-востока в пределы описываемой территории заходит край второго, еще более обширного поля малевско-упинских отложений, простирающегося до Урала (и Кавказа?). Оба поля разделены центральным поднятием, на севере примыкающим к Балтийскому щиту и Северной (Котласской) антеклизе (рис. 30), в пределах которых отложения размыты. Заволжский горизонт (озерско-хованская толща) распространен почти повсеместно. Он выпадает из разреза лишь в южной части центрального поднятия, а также с приближением к Балтийскому щиту и Северной антеклизе.

В целом рельеф размыва хорошо обрисовывает древний тектонический план описываемой части Русской платформы: во впадинах распространены наиболее молодые отложения, к поднятиям они сменяются все более древними.

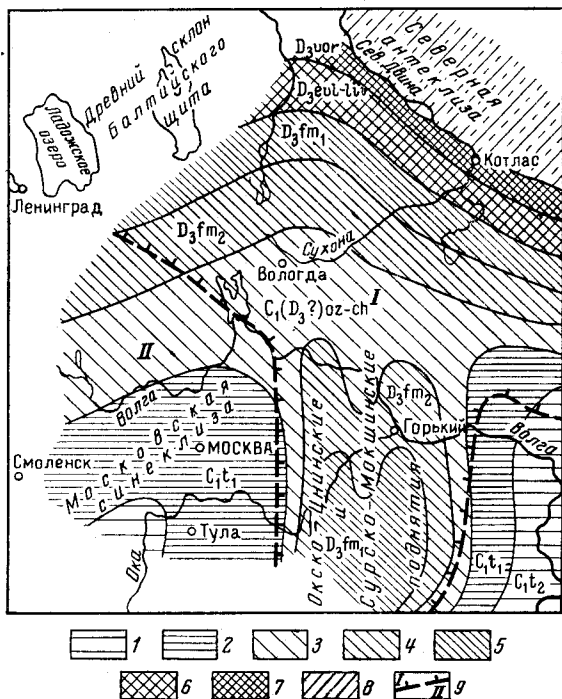
Таким образом, в региональном плане размыв был обратным по отношению к тектоническому рельефу, хотя микрорельеф размыва был прямым — интенсивнее размывались породы во впадинах и ложбинах (Бирина, 1951). Созданная эрозией речная сеть турнейского континента в основных своих чертах уже была близка к современной. Главной артерией являлась Пра-Кама — Волга (Бирина, 1941, 1951).

На поверхности турнейских отложений в обнажениях у д. Сатинка непосредственно под угленосными отложениями можно наблюдать древний делювий — разрозненные плиты и щебень известняка, переслоенный рыхлым желтовато-бурым суглинком. Такой же суглинок виден и в расщелинах между глыбами известняка, в коренном залегании и на их поверхности. Местами здесь различимы три генерации делювиальных отложений. Наблюдается такой делювий и в скважинах Черепетского района. Под тонкослоистыми угленосными отложениями на поверхности чернышинских известняков там вскрыт слой (0,20—0,80 м) почти белой порошковой известковистой породы, содержащей обломки кремней и белого разрушенного известняка. В карманообразных углублениях на поверхности упинских известняков в районе д. Сатинка зале-

гает толща бокситов, аллофановых глин и различных минеральных образований, подробно описанная А. К. Белоусовым (1939), М. С. Сошниковой, Е. В. Михайловой (1958) и др.

ВИЗЕЙСКИЙ ЯРУС

В пределах рассматриваемой территории выделяются отложения нижневизейского (малиновский надгоризонт), средневизейского (яснополянский надгоризонт) и верхневизейского (окский и серпуховский надгоризонты) подъярусов.



Нижневизейский подъярус (малиновский надгоризонт)

Малиновские отложения обнаружены в Ханинском районе Тульской области (Умнова и др., 1960). Вследствие литологического сходства бобриковских и малиновских отложений последние до 1959 г. индексировались как бобриковские. Исследования 1959 г. показали, что угольные пласты, залегающие в нижней части «бобриковских» отложений Ханинского района (Агеевское и Глубоковское месторождения), обладают спорово-пыльцевым спектром, резко отличным от комплекса верхней части этих отложений. Так, в нем было обнаружено большое количество спор *Trilobozonotriletes inciso-trilobus* (Waltz) Naum., *Trematozonotriletes subrotundatus* Naum., *Euryzonotriletes ciliato-marginatus* Waltz, *E. subcre-*

Рис. 30. Схематическая геологическая карта поверхности довизейских отложений в центральной части Русской платформы (по Л. М. Биринной, 1965)

1 — верхнетурнейский подъярус; 2 — малевский и упинский горизонты; 3 — озерская толща и хованские слои; 4 — верхнефаменский подъярус; 5 — нижнефаменский подъярус; 6 — елановский и ливенский горизонты; 7 — воронежский горизонт; 8 — область размыва довизейских отложений в предподольское время; 9 — граница области распространения красноцветных (I) и сероцветных (II) пород в терригенных отложениях яснополянского подъяруса

natus (Waltz) Naum., постоянное присутствие видов — *Dictyotriletes subtenellus* Jusch., *D. papilatus* Naum., *Euryzonotriletes trivialis* Naum., *E. incisus* Jusch., *E. macrodiscus* Waltz, *Simozonotriletes sublobatus* (Waltz) Naum., *Acanthotriletes rotundiformis* Jusch., *Leiotriletes microrugosus* (Jbr.) Naum., *Stenozonotriletes literatus* (Waltz) Naum., *S. micropunctatus* (Andr.) Naum.

Приведенный комплекс хорошо сопоставляется со спорово-пыльцевыми комплексами малиновских отложений Саратовско-Волгоградского Поволжья (А. М. Логинова) и Волго-Уральской области (Т. В. Бывшева, В. М. Познер), выделенных как самостоятельная стратиграфическая единица в 1957 г. По спорово-пыльцевому спектру отложения, развитые

в Подмоскowie, соответствуют радаевскому горизонту малиновского надгоризонта.

Радаевский горизонт. Рассматриваемые отложения залегают на чернышинских и перекрываются бобриковскими (рис. 31). Мощность их обычно равна 15—20 м, максимальная 30 м. Они сложены мелко- и тонкозернистыми песками и темно-серыми пластичными глинами с углями. К глинам приурочено шесть пластов, часть которых достигает большой (до 3 м) мощности и разрабатывается. Угли гумусовые, лишь в верхнем пласте гумусово-сапропелевые (кеннель) со стяжениями сидерита. Вверх по разрезу глины радаевского горизонта постепенно переходят в бобриковские.

Площадь распространения радаевских отложений невелика (около 20 км²). Они развиты на участке, где наиболее полно сохранились от размыва отложения упинского и черепетского горизонтов. Последние, по-видимому, приурочены

к грабену, возникновение которого связано со сбросом широтного направления в долине р. Черепеть (Н. А. Преображенский, В. А. Жуков и Н. С. Шатский, А. С. Храмушев, Д. Н. Утехин и др.); возраст структуры, вероятно, послечернышинский, хотя формирование ее могло начаться еще раньше, и сама структура развивалась в течение длительного времени.

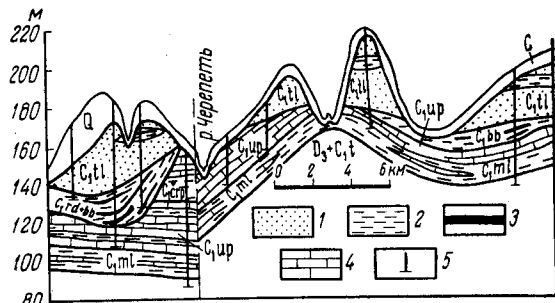


Рис. 31. Геологический разрез визейских и верхней части турнейских отложений в среднем течении р. Черепеть с предполагаемой линией смещения (по материалам В. И. Ечевановой и М. П. Цуканова, 1952)

1 — пески; 2 — глины; 3 — угольные пласты; 4 — известняки; 5 — скважины. Индексами обозначены: верхний девон — Д₃, турнейский ярус — С_{1т}, малевский горизонт — С_{1мл}, упинский горизонт — С_{1уп}, черепетский горизонт — С_{1гр}, радаевский и бобриковский горизонты объединенные — С_{1рд+бб}, бобриковский горизонт — С_{1бб}, тульский горизонт — С_{1тл}, четвертичные отложения — Q

Средневизейский подъярус (яснополянский надгоризонт)

Отложения яснополянского надгоризонта перекрывают размытую поверхность известнякового фундамента почти сплошным покровом. Мощность этих отложений на юге около 50 м, а во впадинах рельефа до 90—100 м и более, к северу и северо-востоку постепенно она убывает до 10—15 м, а иногда составляет всего несколько метров. Они представлены преимущественно песчано-глинистыми породами. В области мощного накопления в яснополянских отложениях обычно содержатся многочисленные пласты углей, приуроченные в основном к нижней части разреза, и пласты известняков в верхней его половине. По мере сокращения мощности и угли и известняки выпадают из яснополянского разреза и он приобретает красноватую окраску. Соответственно этому затрудняется корреляция разрезов, основанная обычно на данных о составе растительных остатков и фауны. Возрастная индексация становится в этом случае почти лишенной объективных оснований, и разделение на бобриковский и тульский горизонты местами носит условный характер.

По южной и западной окраинам синеклизы яснополянские отложения широкой полосой выходят на дневную поверхность. Вдоль этой полосы они вскрыты многочисленными шахтными разработками, окру-

женными густой сетью углеразведочных скважин. В северной и северо-западной частях территории о строении яснополянских отложений можно судить лишь по данным редких структурных и опорных скважин.

Как уже отмечалось, в составе яснополянского надгоризонта выделяются отложения бобриковского и тульского горизонтов.

Бобриковский горизонт. Песчаные и глинисто-углистые отложения этого горизонта залегают на сильно эродированной поверхности подстилающих отложений, трансгрессивно переходя с запада на восток и на север с более молодых на все более древние слои турнейского яруса и девона. К нижней контактовой зоне местами приурочена своеобразная бокситоподобная порода, здесь же наблюдаются выделения гидроокислов железа в виде конкреций, плиток и корочек. Верхняя граница бобриковского горизонта менее отчетлива вследствие литологического сходства с тульскими слоями. Она проводится в подошве толщи базальных песков тульского горизонта (пачка «с» В. С. Яблокова и Р. М. Пистрак), залегающих со следами размыва на углисто-глинистых отложениях бобриковского горизонта, а в зонах выклинивания песчаной толщи — условно проводится внутри глин над главным угольным пластом бобриковского горизонта.

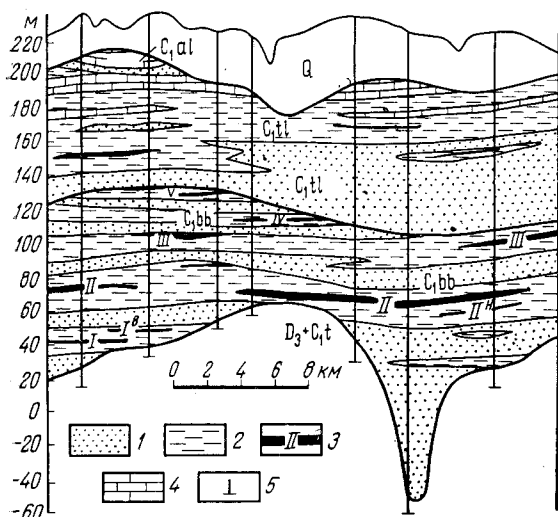


Рис. 32. Геологический разрез визейских отложений Барятинского района

1 — пески; 2 — глины; 3 — угольные пласты и их индексы; 4 — известняки; 5 — скважины. Индексами обозначены: верхний девон — D_3 , турнейский ярус — C_{1t} , бобриковский горизонт — C_{1bb} , тульский горизонт — C_{1tl} , александринский горизонт — C_{1al} , четвертичные отложения — Q .

щими прослой углей. Число циклов колеблется от одного до пяти, преимущественное распространение имеет двух- и трехцикличный разрез.

Наиболее полный разрез горизонта наблюдается на юго-западе рассматриваемой территории (Барятинский, Кировский, Спас-Деменский, Сухиничский и другие районы, рис. 32), где он представлен пятью литологическими циклами (данные В. А. Котлукова, А. С. Корженевской, В. Г. Петрова, Б. Н. Розова). Литологический состав песков, глин и углей по всему разрезу горизонта почти не меняется. Пески преимущественно мелкозернистые, иногда тонкозернистые и среднезернистые, редко- крупнозернистые и гравийные (последние обычно в основании горизонта), по минеральному составу однородные кварцевые (до 99%) полевые шпаты играют в них незначительную роль (1—3% в более тонких фракциях). Прозрачные зерна тяжелой фракции представлены комплексом устойчивых минералов, в котором преобладают циркон (49—70%), турмалин (6—15%), дистен (5—10%), ставролит (2—8%), что позволяет отнести их к «кварцево-циркониевой минералогической провинции» (Ульмер, 1947), в небольшом количестве содержатся эпидот, гранат, анатаз, биотит, мусковит, в единичных зернах встречаются сфен, роговая обманка, силлиманит, корунд, цоизит, глауконит; рудные

минералы представлены магнетитом и ильменитом, характерно значительное содержание пирита.

Окраска песчаных пород преимущественно серая до темно-серой, местами серо-желтая, сортировка довольно хорошая, окатанность средняя (зерна угловато-окатанные). Местами в песках наблюдается косая слоистость, сходная со слоистостью речных потоков; мощность косых серий в среднем 20—30 см, наклон до 20°. Крупная косая слоистость обычно связана с крупнозернистыми песками; мелкозернистым глинистым пескам и алевроитам свойственна мелкая разнообразная (неправильно горизонтальная, линзовидная) слоистость.

Глины бобриковского горизонта серые и темно-серые до черных, с обильными обугленными и пиритизированными растительными остатками в виде мелкоиздробленного фюзена, макро- и микроспор, обрывков гелифицированной ткани и кутикулы, остатков водорослей *Pila* и *Cladicothallus*. Растительные остатки залегают преимущественно параллельно плоскостям наложения, местами обнаруживается беспорядочная ориентировка.

Глины включают до 11—15 пластов угля, из которых восемь достигают мощности свыше 1 м и по общесейсмовой индексации, основанной на спорово-пыльцевой характеристике, индексируются (снизу вверх) как пласты, I, I^в, II^н, II, III, IV^н, IV и V (К. Ю. Волков, Н. И. Умнова). Три из них (II, III и IV) являются рабочими, так как образуют залежи промышленного значения. Угли гумусовые, реже гумусово-сапропелевые и сапропелевые. Среди гумусовых углей наиболее широко развиты угли дюренового типа, матовые, буровато-черного и коричневатого цвета с грубозернистой или мелкозернистой шероховатой поверхностью, штриховатые или тонкополосчатые; довольно широко распространены также гумусовые угли кларено-дюренового типа. Гумусово-сапропелевые угли встречаются часто, но в виде мало мощных прослоев, из них большая часть приходится на долю кларено-дюреновых матовых и полуматовых углей буровато-черного цвета, однородной или тонкоштриховатой структуры. Из сапропелевых углей наблюдаются (в редких прослоях) кеннели и кеннель-богхеды.

Углисто-глинистые пачки бобриковского горизонта содержат споры и пыльцу, в которых выделяются три комплекса. Первый спорово-пыльцевой комплекс характеризует глинистую пачку первого (снизу) литологического цикла, заключающую угольные пласты I и I^в. Комплекс отличается преобладанием спор с широкой и узкой оторочками: *Euryzonotriletes macrodiscus* (Waltz) Naum., *E. macroduplicatus* Naum., *E. subcrenatus* Naum., *Stenozonotriletes literatus* (Waltz) Naum., *S. sulcatus* Naum., *S. pusillus* (Waltz) Naum., *S. laevis* Naum. Двумя-тремя видами представлены споры с точечными украшениями на оторочке: *Trematozonotriletes variabilis* var. *faveolatus* (Waltz) Naum., *T. leicopterus* Naum., *T. valeculosus* (Waltz) Naum. Характерно присутствие спор *Trilobozonotriletes inciso-trilobus* (Waltz) Naum., *Camarozonotriletes granulatus* Jusch.

В угольном пласте I, помимо многих из приведенных форм, содержится небольшое количество спор с пленчатой оторочкой *Hymenozonotriletes pusillus* (Jbr.) Naum., много спор с узкой оторочкой, особенно *Stenozonotriletes literatus* (Waltz) Naum., и типичные для него *Azonoletes reticulata* Naum. Из спор с широкой оторочкой присутствуют *Euryzonotriletes notabilis* Naum.

Второй спорово-пыльцевой комплекс характеризует глины и угли средней глинистой пачки, разделенной в рассматриваемом разрезе прослоем песка на отложения второго и третьего литологических циклов, содержащих соответственно пласты II^н, II и III. Комплекс отличается

преобладанием спор с точечными украшениями: *Trematozonotriletes variabilis* (Waltz) Naum., *T. punctatus* Naum., *T. leicopterus* Naum., *T. bialatus* (Waltz) Naum. и спор с пленчатой оторочкой: *Hymenozonotriletes pusillus* (Jbr.) Naum., *H. limpidus* Jusch., *H. fossulatus* Naum. Несколько уменьшается значение спор с широкой оторочкой, которые представлены преимущественно *Euryzonotriletes macroduplicatus* Naum., *E. subcrenatus* Naum. Количество спор с узкой оторочкой резко сокращается за исключением *Stenozonotriletes literatus* (Waltz) Naum. В угольном пласте III более заметно сокращение спор с широкой оторочкой и возрастает значение спор с точечными украшениями на оторочке.

Третий спорово-пыльцевой комплекс характеризует верхнюю глинистую пачку, разделенную прослоем песка на отложения четвертого и пятого литологических циклов, содержащих пласты IVⁿ, IV и V. В его составе из спор с оторочкой встречаются преимущественно *Euryzonotriletes planus* Naum., *Hymenozonotriletes pusillus* (Jbr.) Naum., *Trematozonotriletes variabilis* (Waltz) var. *faveolatus* (Waltz) Naum., *T. bialatus* (Waltz) Naum., *Stenozonotriletes pusillus* (Waltz) Naum., *S. laevigatus* Naum., *S. literatus* (Waltz) Naum., появляются в большом количестве *Trematozonotriletes punctatus* Naum., увеличивается содержание подгрупп *Simozonotriletes* Naum., *Trilobozonotriletes* Naum., *Diatomotriletes* Naum. Для спектра пластов IV и V характерно почти полное исчезновение видов *Euryzonotriletes macrodiscus* (Waltz) Naum. и *E. notabilis* Naum. и появление в небольшом количестве *E. variabilis* Naum. Споры с точечными украшениями увеличиваются в угольном пласте IV за счет возрастания количества вида *Trematozonotriletes variabilis* (Waltz) var. *irregularis* (And.) Naum. и появления в значительных количествах *T. bialatus* (Waltz) Naum. Почти полностью из спектра пластов исчезает вид *Azonoletes reticulata* Naum.

В Спас-Деменском и Сухиничском районах в верхних глинах местами выделяются еще два комплекса, в одном из которых наряду с видами, развитыми в третьем комплексе, появляются в большом количестве пленчатые споры *Hymenozonotriletes membranaceus* Naum. и др. (четвертый спорово-пыльцевой комплекс), в другом — среди основной массы спор бобриковского типа появляется пыльца кордаитовых (пятый комплекс). Вопрос принадлежности отложений, содержащих эти комплексы, к бобриковскому горизонту не решен окончательно.

Среди глин наиболее распространены тонкодисперсные гидрослюдисто-каолинитовые глины нескольких разновидностей. Наиболее часты глины темно-серые и черные, пластичные, жирные, с остроугольно-чешуйчатым, полураковистым и комковатым изломом и шелковистым блеском, глины горизонтальнослоистые с большим количеством растительных остатков по плоскостям наслоения и глины углистые, массивные или «сланцевые». Под микроскопом наблюдается пелитовая, фитопелитовая структура и спутанно-микроволокнистая, местами линзовидная текстура глин. Из включений наиболее часты конкреции пирита и марказита. Встречаются песчано-алевритовые разности глин аналогичного минерального состава, горизонтально-волнистослоистые.

В глинистых пачках широко развиты прослой «сахарных» и «полусухарных» глин, приуроченных обычно к почве угольных пластов. Они сложены светлой камнеподобной твердой породой, не размокают в воде, имеют массивную или брекчиевидную текстуру, пелитовую, фитопелитовую, алевропелитовую, местами ооидную структуру. Состав глин каолинитовый с небольшой примесью галлуазита или гидрослюда, с очень высоким содержанием Al_2O_3 (36—42%).

Барятинский разрез (см. рис. 32) характеризуется особенно большой мощностью отложений (от 25—50 до 100 м и выше), что в значительной мере обусловлено наличием песчаной пачки в основании первого (нижнего) литологического цикла, достигающей мощности 30—60, иногда 80—100 м (в понижениях доугленосного рельефа), а также песков третьего цикла мощностью до 20—30 м. Углисто-глинистые пачки имеют мощность в пределах 5—20 м.

В южной части рассматриваемой территории (Щекинский, Тульский, Ломинцевский и другие районы) в составе горизонта обычно преобладают глины с пластами угля (8—10 пластов, из которых пять являются рабочими). Разрез имеет трехциклическое строение (рис. 33),

каждый цикл охарактеризован спорово-пыльцевым комплексом (данные Ф. С. Бибикова, К. Ю. Волкова, А. С. Корженевской, А. И. Костроминой, Е. В. Михайловой, В. Ф. Шульги). Состав спорово-пыльцевых комплексов аналогичен рассмотренным выше комплексам разреза в юго-западной части территории и отличается лишь количественным соотношением отдельных видов спор (В. И. Умнова). В первом комплексе, характеризующем нижнюю глинистую пачку с пластами I и I^в, наблюдается увеличение

в глинах содержания спор *Trematozonotriletes leicopterus* Naum. и *T. valeculosus* (Waltz) Naum. и уменьшение в спектре пласта I спор *Hymenozonotriletes pusillus* (Jbr.) Naum.

Во втором комплексе, содержащемся в средней глинистой пачке с пластами II^н, II и III, в глинах резко сокращается содержание *Trematozonotriletes bialatus* (Waltz) Naum., замещающейся *T. valeculosus* (Waltz) Naum. и *T. leicopterus* Naum., сильно возрастает содержание *Diatomozonotriletes* Naum.; для пласта II здесь характерно присутствие вида *Trematozonotriletes luminosus* Jusch. Третий комплекс, приуроченный к верхней глинистой пачке с пластами IV^н, IV и V, отличается тем же разнообразием видов, что и на юго-западе, с несколько меньшим содержанием вида *Trematozonotriletes bialatus* (Waltz) Naum. в пласте IV, а также исчезновением в нем вида *T. luminosus* Jusch., развитого здесь в пласте II.

В рассматриваемом разрезе наиболее широко развиты отложения второго литологического цикла, к глинистой части которого приурочен основной (II) рабочий пласт Подмосковского бассейна. На возвышенностях древнего рельефа глины всех циклов часто сливаются, образуя единую (10—15 м) глинистую толщу с несколькими пластами угля; основной угольный пласт залегает линзами, приуроченными к возвышенностям известнякового фундамента. Пески в основании глинистых пачек, как правило, маломощны (до нескольких метров) в нижнем цикле в понижениях доугленосного рельефа до 5—10, реже 20 м. Средняя мощность бобриковских отложений в щекинском разрезе 15—25 м.

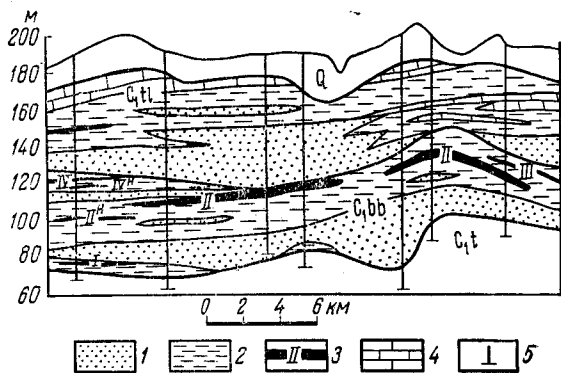


Рис. 33. Геологический разрез визейских отложений Щекинского района

1 — пески; 2 — глины; 3 — угольные пласты и их индексы; 4 — известняки; 5 — скважины. Индексами обозначены: турнейский ярус — C_{1t}, бобриковский горизонт — C_{1bb}, тульский горизонт — C_{1t}, четвертичные отложения — Q

Местами в основании горизонта залегают контактовые породы — пестроцветные глины с линзами бокситоподобных пород; последние состоят в основной массе из водных силикатов глинозема (аллофана, галлуазита и каолинита с различным содержанием гиббсита и алюмогидрокальцита). Происхождение бокситоподобных пород трактуется различно: доугленосная кора выветривания известняков (Л. В. Пустовалов); лагунно-морские осадки (А. К. Белоусов); инфильтрационная порода, образующаяся за счет миграции глинозема вслед за воздействием на него серной кислоты (А. Е. Ферсман); коллоидно-химические осадки как результат нормального осадочного образования в морских и озерно-болотных условиях (А. Д. Архангельский, М. С. Сошникова).

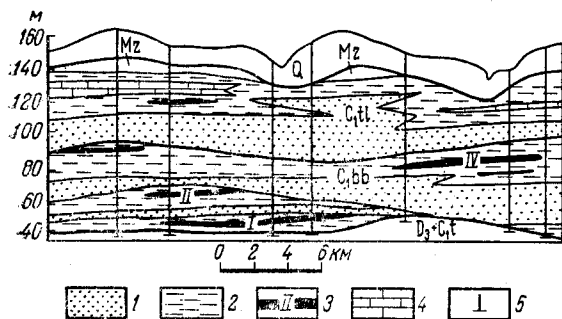


Рис. 34. Геологический разрез визейских отложений Кораблинского района

1 — пески; 2 — глины; 3 — угольные пласты и их индексы; 4 — известняки; 5 — скважины. Индексами обозначены: верхний девон — D₃; турнейский ярус — C₁, бобриковский горизонт — C₂, тульский горизонт — C₃; мезозойские отложения — Mz; четвертичные отложения — Q

пропитывают песчано-глинистый материал, образуя плотную массивную и рыхлую землистую породу, реже они залегают в виде конкреционных образований.

На юго-востоке территории (Скопинский, Кораблинский и другие районы, рис. 34) строение бобриковского горизонта отличается от щекинского разреза многоцикличностью (обычно до четырех циклов), увеличенной мощностью горизонта (до 30—35 м) и увеличением количества пластов угля до 11—14 (данные К. Ю. Волкова, А. С. Корженевской, Б. Д. Леонова, А. С. Ясновой). Спорово-пыльцевой спектр глинисто-углистых пачек одинаков со спектром щекинского разреза. Широко развиты отложения, соответствующие первому и третьему литологическим циклам (с рабочими пластами I и IV), причем пески третьего цикла достигают значительной мощности (до 20—30 м). Отложения второго цикла с основным (II) угольным пластом распространены спорадически.

В западном направлении происходит постепенное исчезновение из разреза более низких слоев горизонта. Нелидово-Селижаровский тип разреза (данные К. Ю. Волкова, А. С. Корженевской, А. П. Саломона) отличается отсутствием отложений первого литологического цикла и в связи с этим сокращением мощности горизонта в среднем до 10—20 м, а также незначительной угленосностью (3—4 пласта). Цикличность в строении горизонта здесь (рис. 35) не всегда выражена, и тогда весь разрез представлен песчано-глинистой толщей или глинами с прослоями угля. На участках с выраженной цикличностью основание горизонта сложено песками и алевролитами, которые сменяются вверх эластичными жирными и часто сухарными каолинистыми глинами

Бокситоподобные породы рыхлые, мучнистые (Сатинское и Шенуровское месторождения), реже брекчиевидные, белого, розовато-серого и бурого цвета; аллофан иногда представлен крупными янтарно-желтыми зернами, галлуазит глинистый или восковидный, с жирным блеском, алюмогидрокальцит образует натечные почковидные образования. В парагенетической связи с бокситосодержащими породами распространены бурые железняки, состоящие из лимонита, гётита и гидрогётита, которые

(с пластами угля II и III), содержащими второй спорово-пыльцевой комплекс. Состав его характеризуется, как и на юге, широким развитием спор *Trematozonotriletes* Naum.; среди спор с широкой оторочкой преобладают *Euryzonotriletes trivialis* Naum., увеличивается содержание спор *Dictyotriletes trivialis* Naum. и *D. magnus* Naum., относительно меньше содержание *Diatomozonotriletes* Naum. В спектре пласта II значительно реже встречаются споры с широкой оторочкой.

Породы верхнего (третьего) литологического цикла развиты спорадически, они охарактеризованы третьим спорово-пыльцевым комплексом, состав которого менее разнообразен, чем на юге. В нем преобладают споры *Leiotriletes* Naum., из спор с оторочкой встречаются преимущественно *Euryzonotriletes planus* Naum., *Hymenozonotriletes pusillus* (Jbr.) Naum., *Trematozonotriletes variabilis* (Waltz) var. *faveolatus* (Waltz) Naum., *Stenozonotriletes pusillus* (Waltz) Naum., *S. laevigatus* Naum., *S. literatus* (Waltz) Naum. Для пласта V в этом цикле характерно значительное уменьшение спор с точечными украшениями за счет *Trematozonotriletes variabilis* (Waltz) var. *irregularis* (And.) Naum. и присутствие вида *Perisaccus prigrimenius* Naum.

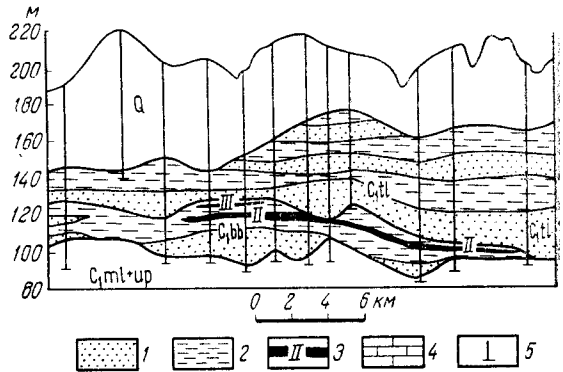


Рис. 35. Геологический разрез визейских отложений Селихаровского района

1 — пески; 2 — глины; 3 — угольные пласты и их индексы; 4 — известняки; 5 — скважины. Индексами обозначены: малевский и упинский горизонты объединенные — C₁tl+up, бобриковский горизонт — C₁bb, тульский горизонт — C₁tl; четвертичные отложения — Q

В кровле некоторых угольных пластов (II и III) в Нелидовском, Андреапольском и Селихаровском районах В. А. Котлуковым найдены брахиоподы: *Productus* (*Dictyoclostus*) cf. *burlinoviensis* Hall, *P. (Linoproductus) laevicostus* White, *Camarotoechia* cf. *mitheldeanensis* Vaug. и *Schellwienella* cf. *crenistria* Phill. (определения А. П. Ротая). В почве угольного пласта на Березовском месторождении А. С. Корженевской встречены сидеритизированные отпечатки *Anthraconauta* sp. (определения И. С. Спасской). Точнее стратиграфическое положение в разрезе этих находок, к сожалению, остается неясным.

В северном направлении мощность горизонта сокращается еще значительно: до 14 м в Редкине, Волоколамске и Звенигороде и 5—7 м в районе Москвы (ст. Сходня — 7,5 м, Архангельское — 6 м, Ордынская скв. — 11 м, Краснопресненская скв. — 6 м, Боянская скв. — 5 м). Здесь он характеризуется простым строением и представлен преимущественно глинами. В московских скважинах глины каолиновые, темно-серые и черные, песчанистые и углистые с пропластками угля (3—5 см); споровый состав угля из Краснопресненской скважины по определению С. Н. Наумовой соответствует основному пласту южного крыла Подмосквового бассейна (Швецов, 1940 г.).

Согласно принятой в настоящей работе теории континентального происхождения угленосных отложений среди них различаются аллювиальные (пойменные, русловые, дельтовые) и озерно-болотные образования. О континентальных условиях формирования песков, слагающих

базальные части циклов, свидетельствует наличие в них косой слоистости, сходной со слоистостью речных потоков, их полосообразное распространение, следы размывов в кровле угольных пластов при налегании на них песков последующего цикла и следы размыва внутри ниж-

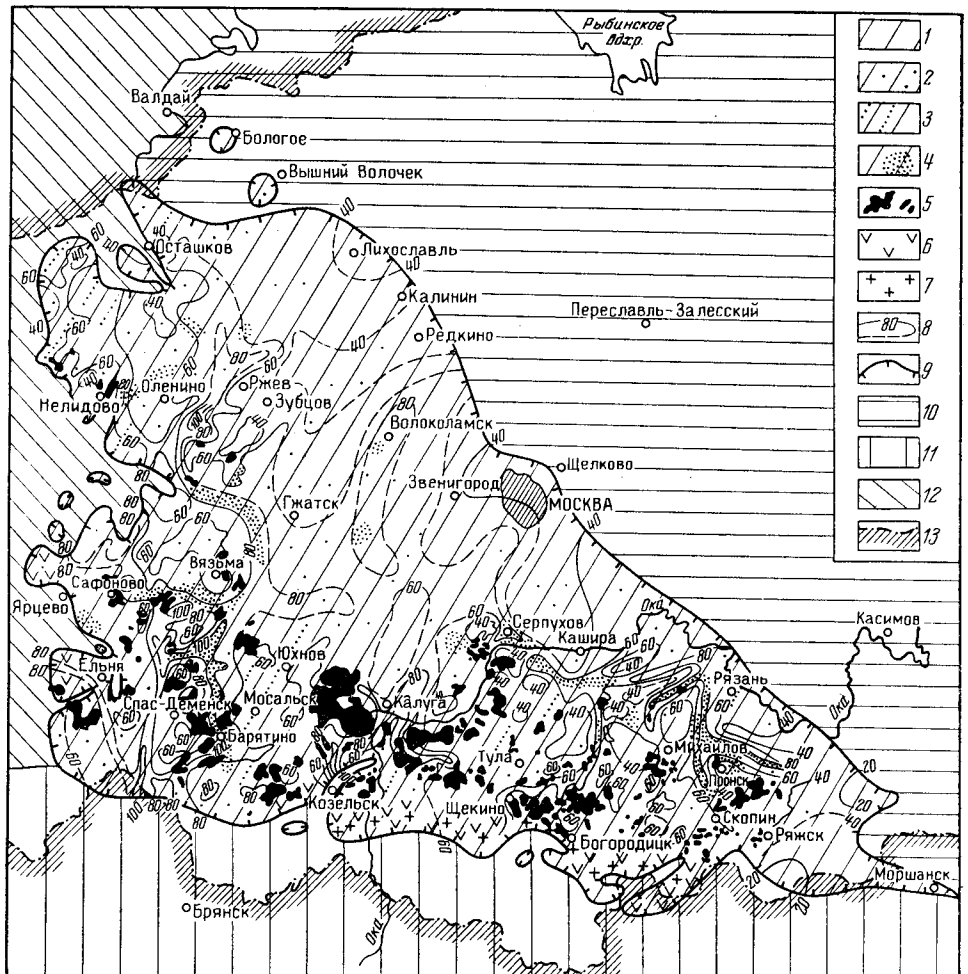


Рис. 36. Литологическая карта бобриковского горизонта

1 — зона развития глин, преимущественно пластичных, жирных; 2 — зона развития таких же глин, в основании с песками, мощностью менее 20 м (преимущественно до 10 м); 3 — зона развития глин, преимущественно песчаных, в основании с песками, мощностью до 20 м (преимущественно до 10 м); 4 — зона развития глин, в основании с песками, мощностью более 20 м (до 90 м); 5 — угольные залежи; 6 — область распространения пестроцветной окраски в породах; 7 — включения галуазита и аллофана; 8 — изопачты яснополянских отложений; 9 — граница распространения бобриковского горизонта. Область залегания на добобриковских отложениях; 10 — тульских отложений, 11 — мезозойских отложений, 12 — четвертичных отложений, 13 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

ней пачки песков бобриковского горизонта. Особенно отчетливо направление древних потоков выражено в конфигурации базальных песков первого литологического цикла на юго-западе (Барятинский, Спас-Деменский, Сафоновский районы, см. рис. 32 и 36) и третьего цикла на юго-востоке (Скопинский, Кораблинский, Михайловский районы), где они выполняют долинообразные понижения и достигают большой мощности (80—100 и 30—40 м). Более тонкие (по-видимому, пойменные) осадки — горизонтальнослоистые глинистые пески и песчаные глины

с растительными остатками — залегают поверх песчаных русловых отложений.

Угли и вмещающие их глинистые породы, по данным углепетрографических исследований, формировались в условиях проточных озер и болот. Находки морской фауны в глинах очень редки несмотря на исключительно большое количество скважин, вскрывших бобриковский горизонт.

Исследователи, считающие, что образование углей происходило в морском бассейне или в прибрежно-морских условиях, отсутствие фауны объясняют неблагоприятными фаціальными условиями, созданными постоянным поступлением терригенного материала, а наличие размывов внутри горизонта — в основном деятельностью морских течений (Бирина, 1940).

Сухарные глины, залегающие прослоями среди глин бобриковского горизонта, по-видимому, откладывались в пресных озерах, где исходным материалом для их формирования служили образовавшиеся при разрушении известняков фундамента золи Al_2O_3 и SiO_2 , переносившиеся в водной среде в присутствии защитных гуминовых соединений (М. Ф. Викулова, А. С. Корженевская, И. Д. Зхус). Глинистые алевриты и переслаивающиеся с ними песчано-алевритовые глины, очевидно, формировались в озерах с заметным привнесом терригенного материала и носят следы роста растений в прибрежных заболоченных частях озер.

Глинисто-углистые осадки слагают обычно верхние части литологических циклов, перекрывая аллювиальные песчано-алевритовые отложения. В отличие от песчаных отложений, приуроченных преимущественно к долинам, глинистые осадки имеют повсеместное распространение, занимая обширные площади различной конфигурации.

Исследователи, занимавшиеся изучением фаціальных особенностей угленосных отложений, неоднократно отмечали связь их с рельефом доугленосной поверхности (Бирина, 1941, 1953а; Волков, 1947; Вишняков, 1948; Котлуков, 1939; Корженевская, 1941; Виноградов, 1960 и др.). Рассматривая с этой позиции бобриковские отложения, можно выделить районы, различающиеся особенностями предугленосного рельефа и строения горизонта (см. рис. 36).

В приподнятой западной части рассматриваемой территории (долина Лихославль — Гжатск — Вязьма — Сафоново), примыкающей с севера к древним возвышенностям, бобриковский горизонт имеет небольшую (10—20 м) мощность в связи с выклиниванием нижнего литологического цикла; наряду с колебаниями мощности, вызванными неровностями рельефа, отмечается общее ее увеличение к востоку. Циклическое строение горизонта местами затушевано. Широко распространены глины черные углистые (болотные) и светлые сухарные (озерные), подстилающие и перекрывающие угольные пласты, нередко они содержат линзы сидерита и буроугольного железа. Глины размещены обычно на возвышенностях палеорельефа, совпадающих с тектоническими поднятиями. Вблизи г. Ярцево глины имеют пестроцветную окраску. Долинная сеть с приуроченными к ней русловыми песками здесь развита незначительно. Лишь на западной окраине этого района в разрезе преобладают пески и сильно песчаные глины. Севернее Осташкова в Боровичско-Валдайском районе бобриковские отложения (пески мощностью 8—10 м) сохранились в единичных случаях в глубоких довизейских долинах (Котлуков, 1956, 1957). Прерывистое распространение горизонта связано с выклиниванием его в сторону древних возвышенностей.

Юго-западная часть территории входит в область древнего Брянско-Рославльского прогиба и характеризуется большой мощностью

бобриковских отложений, в которых различимы отложения пяти литологических циклов. В центре прогиба располагается наиболее крупная палеодолина меридионального направления (см. рис. 36), русло которой выполнено песками мощностью 30—60 м, а в наиболее глубоких частях до 100 м (Рождественская, 1960). Пески принадлежат первому литологическому циклу, в основании они местами разно- и крупнозернисты, на некоторых участках в них наблюдается косая слоистость (Издешково, Сафоново). Широко развиты отложения углисто-глинистой пачки второго цикла с основным (II) угольным пластом, который образует залежи на террасах главной палеодолины (Чипляевское, Выходское, Полднеевское, Семлевское и другие месторождения) и на пологих склонах сnivelированных тектонических поднятий (Барятинское, Середейское, Калужское и другие месторождения). В пониженных частях прогиба (Юхнов, Мосальск, Мещевск) развиты алевроитовые, песчаные и сильно песчаные глины с маломощными пластами угля повышенной зольности. На некоторых участках значительно развиты отложения третьего цикла с IV пластом рабочей мощности (Барятинский район). Мощность горизонта во внедолинной части колеблется от 10 до 25, иногда до 50 м.

Южная часть территории от линии Кондрово — Козельск на западе до линии Михайлов — Павелец на востоке характеризуется преобладанием в древнем рельефе водораздельных пространств со сnivelированными тектоническими поднятиями. Здесь в бобриковском горизонте наиболее широко развиты глины с углями, преимущественно принадлежащие отложениям второго литологического цикла с основным (II) пластом; базальные пески в основании циклов маломощны и часто выклиниваются. На возвышенностях глины всех циклов сливаются в одну глинистую толщу с несколькими пластами угля, образующими угольные залежи (Веригинское, Труфаново-Воскресенское, Болоховское, Дедилово-Узловское, Выглядовское и другие месторождения). Отложения первого и третьего циклов имеют спорадическое распространение (Обидимское и другие месторождения). Мощность горизонта здесь колеблется в среднем от 10 до 25 м, иногда увеличиваясь до 30 м за счет песков, выполняющих доугленосные понижения. По южной окраине глины маломощны (2—5 м) и имеют пестроцветную окраску; в основании их наблюдаются линзы бокситоподобных пород (Михайлова, 1956; Сошникова, 1961). Местами глины с включениями бокситоподобных пород выполняют карстовые «карманы», достигая 15—17 м мощности (Шенуровское месторождение). В этих глинах обнаружены в небольшом количестве споры *Hymenozonotriletes membranaceus* N a u m., *Trematozonotriletes variabilis* N a u m., *Stenozonotriletes* N a u m., указывающие на принадлежность их к бобриковскому горизонту.

Юго-восточная часть территории от линии Михайлов — Павелец на западе до восточной границы распространения горизонта характеризуется наличием в древнем рельефе второй крупной палеодолины близкого к широтному простиранию (см. рис. 36); эта долина протягивается на северо-запад через Каширский и Серпуховский районы. Бобриковские отложения здесь имеют значительную мощность, в них различимы отложения нескольких литологических циклов (до четырех). Широко развиты отложения первого (Львово-Скопинский, Кораблинский районы) и третьего (Пронский, Михайловский районы) циклов. Базальные пески третьего цикла выполняют широтную палеодолину, вследствие чего мощность горизонта, обычно равная здесь 25—30 м, увеличивается до 50—60 м. К северо-востоку мощность горизонта сокращается до 5 м (Мосоловская скважина) (Бириня, 1953а), далее горизонт совсем выклинивается.

В центральной части рассматриваемой территории к востоку от линии Лихославль — Зубцов — Гжатск — Серпухов — Коломна до восточной границы распространения бобриковского горизонта наблюдается постепенное сокращение мощности (от 10—20 до 5—6 м) и упрощение строения горизонта. В Редкинской (А. В. Копелиович) и Серпуховской (Л. М. Бирин) скважинах разрез представлен толщей алевритово-песчаных и углистых пород; в серпуховском разрезе в основании залегают наиболее грубые алевритовые породы, средняя часть сложена алевритовыми тонкослоистыми глинами, верхняя — микрослоистыми жирными глинами с пропластками угля. В московских скважинах горизонт представлен черными песчанистыми и углистыми глинами (Швецов, 1946б).

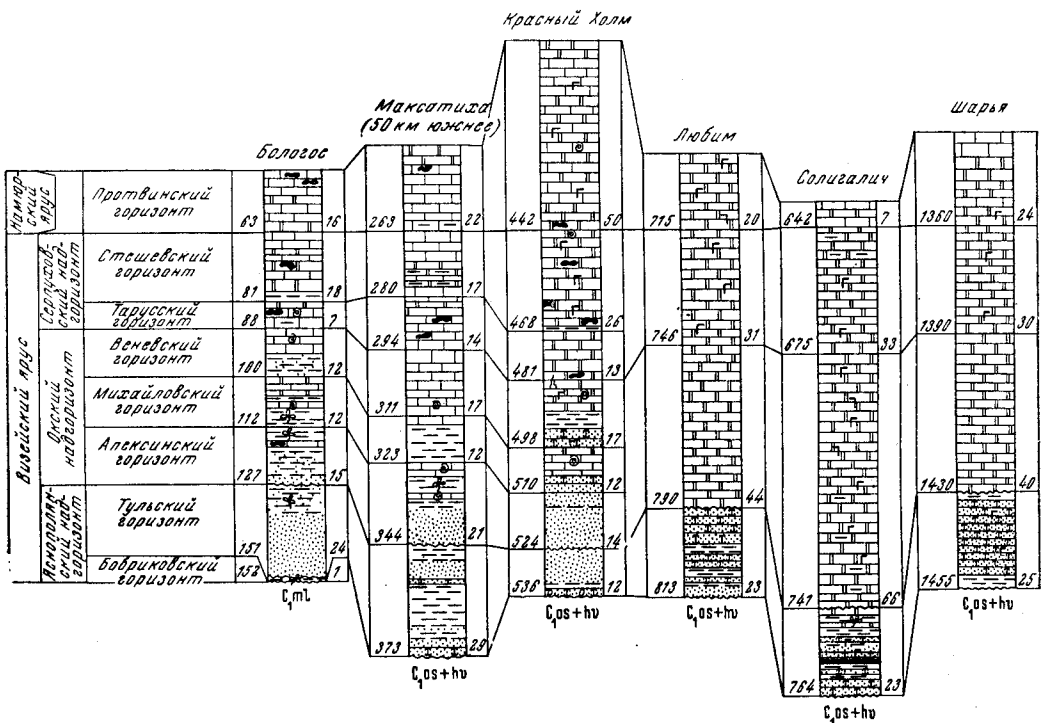
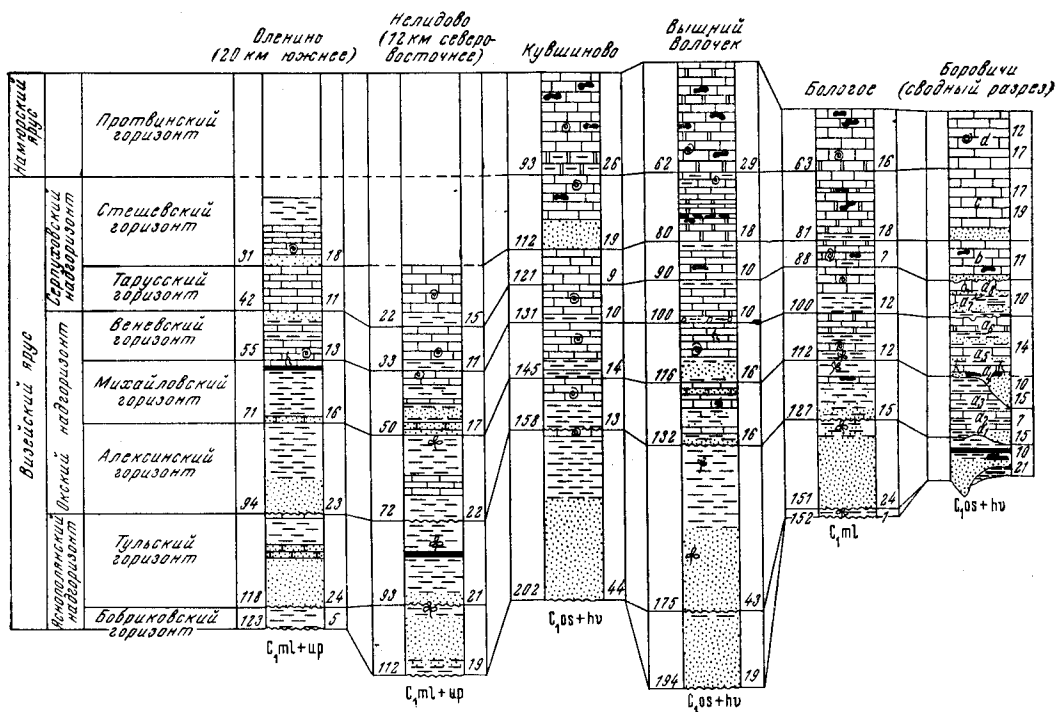
К северу и востоку от Москвы с приближением к центральной зоне довизейских поднятий и Балтийскому щиту горизонт выклинивается. В скважинах близ городов Монино, Щелково, Вышний Волочек и у д. Гарусово на нижнетурнейских или девонских слоях залегают непосредственно тульские отложения.

Тульский горизонт. В стратотипических разрезах (Бобрик-Донской, Щекинский и другие районы) этот горизонт сложен чередующимися пластами известняков и глин с фауной и подчиненными прослоями песков, алевритов и углей. На большей части площади в подошве известняково-глинистых отложений прослеживается песчаная толща изменчивой мощности, накопление которой связано с началом тульского цикла осадкообразования. Иногда все известняково-глинистые слои вытесняются из разреза песчано-глинистыми отложениями с пластами угля и, приобретая все черты нижележащих бобриковских отложений, с трудом отчленяются от последних. Тульский горизонт залегает на неровной размытой поверхности бобриковских отложений, а местами на турнейских известняках и глинах (преимущественно озерских и хованских), иногда — на верхнем девоне. В зоне выклинивания песчаной толщи нижняя граница горизонта условно проводится внутри глин над основным (II) угольным пластом бобриковского горизонта. Перекрываются тульские отложения, как правило, базальной песчаной пачкой алексинского горизонта, реже мощной толщей фаунистически охарактеризованных алексинских известняков.

В южной части рассматриваемой территории (от Вязьмы и Спас-Деменска на западе до Моршанска на востоке) четко прослеживается наиболее типичный для тульского горизонта разрез с преобладанием вверху глин, содержащих прослой известняка, внизу песков и алевритов (см. рис. 32, 33, 34, 37). Мощность нижней песчаной части здесь колеблется от 10—15 до 20—30 м, достигая в понижениях доугленосного рельефа 45 м, а в глубоких эрозионных врезх свыше 60 м.

Пески преимущественно мелкозернистые, местами с прослоями разно- и крупнозернистых, серые, темно-серые и желтые, кварцевые. Полевые шпаты составляют 0,5—4%, редко больше. Тяжелая фракция характеризуется высоким содержанием циркона (46—70%), меньшим — турмалина (7—23%), дистена (5—14%), рутила (4—12%), ставролита (4—10%) при малом количестве неустойчивых минералов; местами отмечается значительное количество роговой обманки («полевошпатово-роговообманковая терригенно-минералогическая провинция», Ульмер, 1947). Зерна обычно хорошо окатаны и сортированы. Нередко в песках наблюдается косая слоистость — диагональная, наклонная и перекрещивающаяся (дельтового типа). Алевриты отличаются хорошей сортировкой и горизонтально-волнистой слоистостью.

Иногда вся нижняя часть горизонта сложена алевритами, в основании более грубозернистыми, которые выше переходят в алевритовые



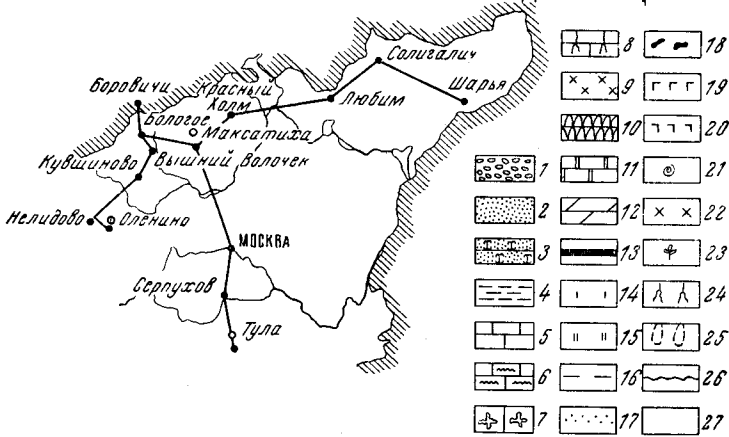
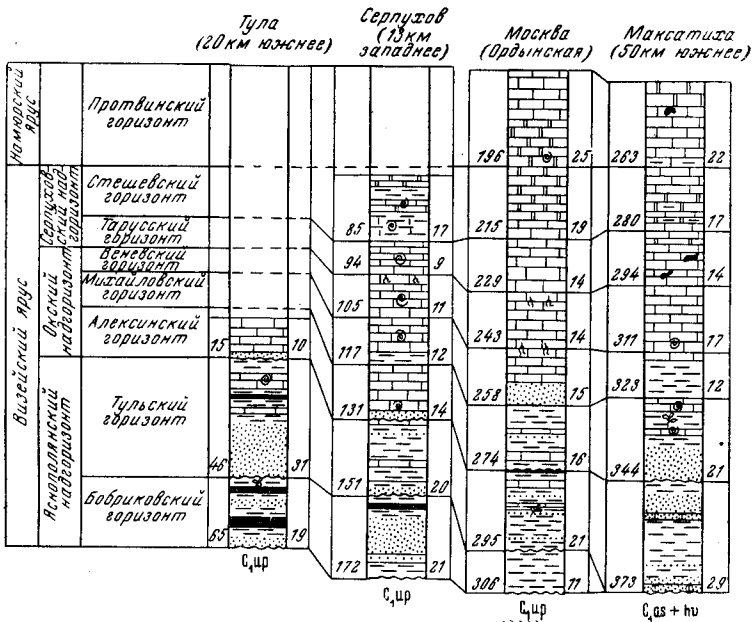


Рис. 37. Сопоставление разрезов визейских и намюрских отложений центральной части Русской платформы

1 — гальки; 2 — пески, алевроиты; 3 — песчаники, алевролиты; 4 — глины, аргиллиты; 5 — известняки; 6 — известняки микрослоистые; 7 — известняки пятнистые; 8 — известняки ризоидные; 9 — известняки криноидные; 10 — известняки водорослевые; 11 — доломиты; 12 — мергели; 13 — угли; 14 — известковистость; 15 — доломитизация; 16 — глинистость; 17 — песчанистость; 18 — кремни; 19 — гипс; 20 — ангидрит; 21 — типичные для горизонта фауна и водоросли; 22 — криноиды; 23 — флора; 24 — следы зарастания; 25 — следы древнего карста; 26 — размыв; 27 — отсутствие ядра. Цифры слева от колонки указывают глубину вскрытия горизонта, цифры справа — мощность горизонта. Индексами обозначены: озерский и хованский горизонты объединенные — $C_{10s}+hv$, малевский горизонт — C_{1ml} , малевский и упинский горизонты объединенные — $C_{1ml}+up$, упинский горизонт — C_{1up}

тонкослоистые глины, сверху с пропластками бурого угля (Серпуховская скважина). Местами, преимущественно на склонах возвышенностей доугленосного рельефа, песчано-алевритовые породы сокращаются в мощности и содержат линзы глин с прослоями песков и углей; в этих глинах спорадически прослеживается пласт известняка мощностью обычно в пределах 1 м (пласт А° по терминологии М. А. Болховитиной), темно-серого или сине-серого цвета, сильно песчанистого, с богатым содержанием колчедана, очень твердого, с брахиоподами, фораминиферами и остракодами, с трилобитами и кораллами. Для этого пласта характерно присутствие гигантелл (*Gigantella kansuensis* Cha o и др.) и кораллов. Из микрофауны в нем совместно находятся формы как типичные для тульских известняков в целом, так и формы, выше пласта А° нигде не встреченные: *Amphissites tricollinus* J o n. et K i r k., *Scrobicula eresiformis* Z a n., *Criboconcha* aff. *bicoraifera* S a m. et S m., *Ammodiscus priscus* R a u s., *Loeblichia miranda* R a u s., *Howchinia exilis* V i s s. и др. (Паузер-Черноусова, 1948б, Самойлова, 1957).

В глинах нижней части выделен спорово-пыльцевой комплекс, характеризующийся развитием спор с широкой оторочкой (*Euryzonotriletes* N a u m.) и некоторых видов с точечными украшениями на оторочке (*Trematozonotriletes* N a u m.) и пыльцы кордаитовых *Perisaccus primigenius* N a u m., *P. campylopteris* (W a l t z) N a u m. Видовой состав этого комплекса несколько различен в западных, центральных и восточных районах описываемой южной части площади. К западу от Калуги в нем увеличивается содержание спор *Euryzonotriletes trivialis* N a u m., *Hymenozonotriletes rugosiusculus* N a u m., *Simozonotriletes intortus* (W a l t z) N a u m., *S. brevispinosus* (W a l t z) N a u m., а также спор без оторочки (*Leiotriletes* N a u m., *Trachytriletes* N a u m., *Acanthotriletes* N a u m., *Lophotriletes* N a u m.) и спор *Trematozonotriletes punctatus* N a u m., *T. bialatus* (W a l t z) N a u m. В центральных и восточных районах увеличивается содержание шагреневых и шиповатых спор без оторочки и *Trematozonotriletes variabilis* (W a l t z) N a u m.; из спор с широкой и пленчатой оторочкой преобладают *Euryzonotriletes planus* N a u m., *Hymenozonotriletes pusillus* (J b r.) N a u m.

Верхняя часть тульского горизонта в южных разрезах представлена толщей темно-серых глин с прослоями известняков (в среднем 1—4 пласта), местами с конкрециями сидеритов и бурых железняков, иногда с желвачками фосфоритов. Мощность глинисто-известняковой пачки колеблется от 5—10 до 25 м (редко более).

Среди глин наиболее распространены пластичные глины монтмориллонитового и бейделлитового, частью каолинитово-гидрослюдистого состава. Глины богаты растительными остатками, содержат прослойки песков и линзы углей, обычно в количестве 1—3, реже до 5—7. Угли гумусовые матовые, дюреновые, незначительной мощности (0,1—0,9 м), редко образуют промышленные залежи (Людиново, Бярятино, Шекино и др.). В глинах обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, отличающийся от комплекса нижней части горизонта большим количеством пыльцы *Perisaccus primigenius* N a u m. и спор *Hymenozonotriletes* (J b r.) N a u m., *Simozonotriletes intortus* (W a l t z) N a u m., *S. brevispinosus* (W a l t z) N a u m., *Trilobozonotriletes concavus* N a u m., а также спор без оторочки с гладкой, шагреневой и бугорчатой экзиной. Западнее Калуги, где разрез горизонта тот же (см. рис. 32), в спорово-пыльцевом спектре верхней глинистой пачки сильно увеличивается содержание шиповатых спор без оторочки *Acanthotriletes erinaceus* (W a l t z) N a u m. Вверху глины карбонатны, органические остатки в них представлены обычно брахиоподами и пеллециподами.

Линзы известняков в глинах маломощны (мощность их, как правило, не превышает 3 м). Известняки грязно-серого цвета, неясно микро-слоистые, преимущественно органогенные и органогенно-детритовые. Они содержат типичный комплекс макро- и микрофауны: брахиоподы — *Gigantoproductus submaximus* Bolkh., *Semiplanus semiplanus* Schw., *Productus redesdalensis* M. Wood, *Chonetes cribrosa* Eichw., *Rugosochonetes laquessianus* Коn., *Daviesiella comoides* Sow., *Rhipidomella michelini* Коn., *Avonia youngiana* Dav., *Spirifer ustyensis* Sem., *Spirifer vulgaris* Sem., *Echinoconchus punctatus* Mart., *E. elegans* M. Coy, *Antiquatonia serenensis* Sar., *Phricodothyris lineata* Mart. и др., пелециподы — *Pecten ellipticus* Phill. и др., фораминиферы — *Endothyranopsis compressa* Raus. et Reitl., *Plectogyra prisca* Raus. et Reitl., *P. similis* Raus. et Reitl., *Eostaffella mosquensis* Viss., *E. mediocris* Viss., *Archaediscus karrevi* Brady var. *nana* Raus., *Propermodiscus krestovnikovi* Raus., *Haplophragmella fallax* Raus., *Loeblichia miranda* Raus. и др. остракоды — *Knighthina tulensis* Posn., *Amphissites mikhailovi* Posn., *A. tricollinus* Jon. et Kirk., *Scrobicula eresiformis* Zan., *Carbonita triangulata* Sam. et Sm., *C. costata* Sam. et Sm., *Kirkbya minuta* Zan. и др.

Близок к рассмотренному выше разрез тульского горизонта в Москве и Мосолове. В Краснопресненской скважине основание горизонта сложено песками и глинистыми алевритами, верхняя часть — глинами и глинистыми алевритами с прослоем угля и линзами известняка (Швецов, 1940б). В Мосоловской скважине нижняя часть горизонта представлена глинистыми дымчато-серыми алевритами с растительными остатками и слоем жирной глины с раковинным детритом над ними; сверху — глины с тремя пластинами известняков: нижний пласт в основной массе сложен микрозернистым микрослоистым раковинно-детритовым известняком с «пятнами» фораминиферового известняка, верхние слои из темного твердого массивного перекристаллизованного известняка (Бирина, 1953а).

На западе (Нелидово, Селижарово, Вышний Волочек) в разрезе тульского горизонта преобладают песчано-глинистые породы (см. рис. 35, 37). Представлен он чередованием песков, глинистых алевритов и глин, безугольных и с пластинами угля (от I tl до IV tl) на отдельных участках рабочей мощности), местами с линзами сидерита и бурого железняка. Часто угольные пласты подстилаются прослоями сухарных и огнеупорных глин. Глины всего разреза охарактеризованы нерасчлененным спорово-пыльцевым комплексом, который отличается преобладанием спор *Leiotriletes platyrugosus* (Waltz) Naum., *L. glaber* Naum., *Hymenozonotriletes pusillus* (Jbr.) Naum., *Trematozonotriletes bialatus* (Waltz) Naum., *T. variabilis* (Waltz) var. *valeculosus* (Waltz) Naum., *Trilobozonotriletes inciso-trilobus* (Waltz) Naum., *Perisaccus primigenius* Naum., *P. campylopteris* (Waltz) Naum., в остальном он сходен с верхним комплексом спор из южного разреза тульского горизонта. Крайне редко в верхней части глин наблюдаются маломощные линзы глинистых и песчаных известняков. Известняки и глины содержат остатки морской фауны: это брахиоподы — *Gigantoproductus donaicus* Lib., *G. tulensis* Bolkh., *Antiquatonia hindi* M. - Wood, *Linoproductus* cf. *mirus* Fred., *Productus* (*Echinoconchus*) *elegans* M. Coy, *Rhipidomella* cf. *michelini* Eveil., *Spirifer* cf. *praebisculatus* Rat., *Marginifera* cf. *minutus* M. - Wood, пелециподы — *Posidonomya* sp. indet., *Sanguinolites* sp. indet., *Protoschizodus oxiniformis* Phill., *Actinopteria* sp. indet. (определения И. С. Спасской), остракоды — *Paraparchites scotoburdigalensis* Hibb., *Jonesina fastigiata* var. *spinosa* Posn., *Scrobicula scrobiculata* Jon., Kirk. et Brady, Kirk-

bya heckeri P o s n., *Amphissites blatus* P o s n., *A. mikhailovi* P o s n., *A. helenae* P o s n., *Knightina tulensis* P o s n., *Bairdia alta* J o n. et K i r k., членики криноидей. Песчано-алевроитовые разности глин содержат лагунно-морскую фауну (*Lingula* sp., *Chonetes* sp., *Schellwinella* sp., *Leda* sp., рыбы).

В пределах Окско-Цнинского вала к тульскому горизонту большинство исследователей (Швецов, 1938, 1954; Раузер-Черноусова, 1947 и др.) условно относят всю толщу преимущественно терригенных пород, залегающую в основании визейских отложений непосредственно на девоне. В южной его части разрез сложен глинами и алевролитами мощностью 5—6 м. Глины имеют внизу пеструю, вверху темную окраску, в них встречены единичные прослои угля с тульскими спорами и известняками с тульскими фораминиферами (Раузер-Черноусова, 1947, 1948б). В понижениях кровли девонских доломитов нижняя часть толщи сложена песками мощностью до 26 м. В северной части вала песчано-глинистая толща имеет мощность около 14 м; в нижней части она представлена темно-серыми глинами с тонкими прослоечками мергеля, вверху — серыми кварцевыми песчаниками с прослоем известняка; в Болотской скважине пятнистоожелезненные песчаники имеют пестроцветную окраску (Раузер-Черноусова, 1947).

В северной и северо-восточной частях рассматриваемой территории в пробуренных скважинах (Максатиха, Любим, Солигалич, Шарья) к тульскому горизонту нами, также условно, отнесена вся толща яснополянских терригенных отложений, представленных здесь пестроокрашенными песками, алевролитами, песчаниками, глинами (см. рис. 37). В Солигаличе основание разреза сложено песками и алевролитами с прослоечками песчаника, средняя часть — глинами (с прослоем угля) и песками, верхняя — переслаивающимися глинами и песчаниками (Бирина, 1953а)¹; над терригенными породами здесь вскрыты прослои доломита в доломитовых глинах и черные углистые глины со спорами тульского типа — *Hymenozonotriletes pusillus* (J b r.) N a u m., *H. perforatus* N a u m., *Perisaccus primigenius* N a u m. (Ильина, 1954). Песчаники этой пестроцветной толщи светло- и розовато-серые и малиновые, мелко- и среднезернистые, иногда неяснослоистые, местами с тонкими углистыми пропластками, кое-где с отпечатками ходов червей; в шлифе порода состоит из кварцевых зерен, сцементированных глинистым веществом или гипсом и ангидритом (Солигалич, Шарья). Алевролиты серые с вишнево-красными пятнами, слабо слюдистые, неясно микрослоистые, местами с пиритизированными и углефицированными растительными остатками; глины каолиновые алевролитистые и сухарные, с фиолетовыми и красными пятнами (Солигалич, Шарья). В Максатихе алевроито-песчаные породы переслаиваются с розовато-серыми и красными глинами.

Аналогичны вышеприведенным разрезы яснополянских отложений в Красном Холме (В. А. Васильев), Рыбинске (Б. А. Панченко), Любиме (Ильина, 1954, 1958) и некоторых других пунктах. На основании литологического сходства с разрезом Солигалича терригенные отложения северной и восточной частей платформены нами отнесены полностью к тульскому горизонту. Средняя мощность этих пестроцветных отложений около 23 м. В Краснохолмской скважине верхняя граница тульского горизонта не может быть уверенно проведена. Не исключено, что к нему следует отнести также песчано-глинистые слои, подстилающие пачку известняков (см. рис. 37). В настоящей работе известняки, по содержа-

¹ Л. М. Бирина относит нижнюю и среднюю части этого разреза к бобринскому горизонту.

щемуся в них михайловскому комплексу микрофауны, и подстилающие их терригенные породы отнесены к окским отложениям; в тульский горизонт выделена лишь самая нижняя часть терригенных отложений (12 м).

Фациальный состав тульских отложений пестрый, так как они откладывались в разнообразных (континентальных, морских и переходных между ними) условиях. Значительная часть песков и алевроитов, хорошо отсортированных, с характерными текстурными особенностями (косая слоистость типа дельтовой), занимающих большие площади, относится, по-видимому, к дельтовому и пляжным образованиям, а песчаные отложения, выполняющие узкие глубоко врезанные долины предтульского рельефа, к русловым. Угли и вмещающие их глины (пластичные и сухарные), являющиеся озерно-болотными отложениями, образовались в периоды отступления моря с рассматриваемой территории. Широко распространенные песчано-алевритовые и глинисто-алевритовые отложения (тонкозернистые, преимущественно горизонтальнослоистые, с углистым детритом и фрагментами стеблевых и корневых частей растений, с единичными экземплярами автохтонных стигмарий, бескарбонатные и с линзочками известняков, с конкрециями пирита и сидерита) принадлежат, очевидно, прибрежно-континентальным и прибрежно-мелководным образованиям (осадки подтопленных приморских озер, подводных частей дельт, лагун и замкнутых заливов). В алевроитах горизонтальная слоистость местами осложнена мелкой волнистой слоистостью ряби мелководья и клиновидной перистой слоистостью береговых волнений (мелководная прибрежная зона). Глинисто-карбонатные и карбонатные отложения с фауной накапливались в условиях мелкого моря, о чем свидетельствует частое выклинивание и линзовидное залегание пород.

По литологическому составу и мощности тульского горизонта в центральных областях Русской платформы можно выделить несколько районов (рис. 38). На большей части южной половины этой территории разрез тульского горизонта отличается пестротой литологического состава и большой мощностью отложений; горизонт имеет двучленное строение с песками и алевроитами в нижней части и глинами с подчиненными прослоями известняков, углей и песков в верхней (см. рис. 32, 33, 34). Максимальной мощности (суммарно до 6 м) известняки достигают в широтной зоне от Вязьмы до Моршанска, а количество прослоев их здесь доходит до пяти—семи. Увеличивается здесь и мощность всей глинисто-известняковой пачки до 20—25 м. С юга эта зона окаймлена полосой, где глинисто-известняковая пачка содержит конкреции и линзы сидеритов, частично превращенных в бурые железняки, и желвачки фосфоритов. Общая мощность тульских отложений на рассматриваемой площади колеблется в пределах 15—45 м, максимальная 60—90 м. В прилегающей с юга и юго-запада к рассмотренной площади окраинной полосе от Сафонова на западе до Александро-Невского на востоке карбонатные осадки в тульских отложениях отсутствуют, мощность глинистой пачки уменьшается, а мощность песков увеличивается до 30 м; пески нередко крупнозернисты, прослоями — пестроцветны в результате позднейших процессов выветривания. Глины здесь преимущественно углистые, с углефицированными растительными остатками и конкрециями пирита. На крайнем юге полосы встречаются глины с гнездами и прысками галлуазита и аллофана, содержащие споры тульского типа.

На западе (Бологое, Вышний Волочек, Селижарово, Нелидово) в тульском горизонте развиты песчано-глинистые породы, с трудом отделяющиеся от вышележащих окских отложений, представленных здесь толщей переслаивания известняков с песками и глинами (см.

рис. 35, 37). Обилие терригенного материала в составе горизонта и уменьшение его мощности в среднем до 15—25 м обусловлено близостью к древнему массиву и частыми перерывами процесса осадконакопления. Разрез слагается чередующимися пластами песков, глинистых алевроитов и глин, безугольных и с углистыми прослоями, с линзами сидерита и бурого железняка, а на востоке района — и маломощных глинистых и песчаных известняков.

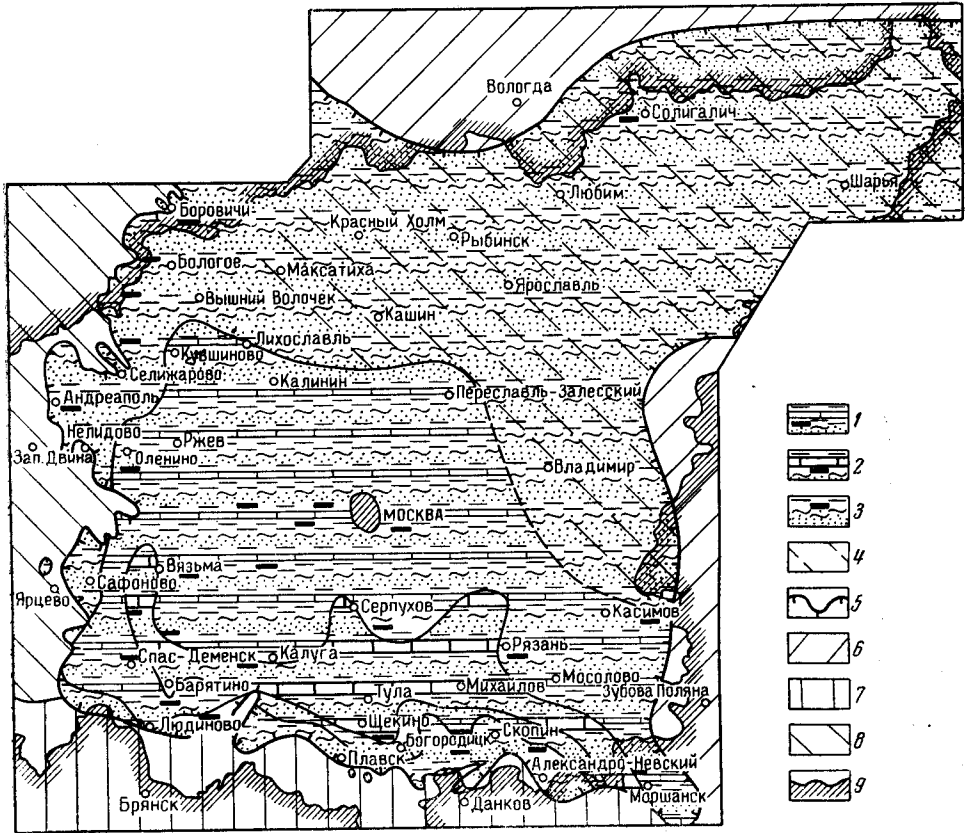


Рис. 38. Литологическая карта тульского горизонта

1 — зона развития глин (с подчиненными прослоями известняков суммарной мощностью до 3 м и местами углей), алевроитов, песков; 2 — то же (суммарная мощность известняков преимущественно до 6 м); 3 — зона развития глин (местами с подчиненными прослоями углей) алевроитов, песков, 4 — область распространения красноцветности и неравномерной цементации пород; 5 — граница распространения тульского горизонта. Область залегания на дотульских отложениях; 6 — алексинских отложений, 7 — мезозойских отложений, 8 — четвертичных отложений, 9 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

На крайнем северо-западе (Валдай, Боровичи) в тульском горизонте преимущественно развиты глины (пластичные, с линзами угля, и сухарные); незначительные залежи угля часто связаны с залежами огнеупорных глин. Они имеют ступенчатое расположение и выклиниваются в сторону древних возвышенностей. Сухарные глины по направлению к северу постепенно заменяются сначала бокситоподобными породами, затем бокситами в районе Тихвина.

В северной и восточной частях территории пестроцветная (преимущественно красноцветная) толща, условно отнесенная к тульскому горизонту, залегает на нижнетурнейских отложениях, а в области Окско-

Цининского вала — на девоне. На севере (см. рис. 37, 38) в ней преобладают глины, алевролиты и пески с подчиненными прослоями песчаников (Максатиха, Красный Холм, Любим), на северо-востоке и востоке — алевролиты, песчаники (Солигалич, Шарья, Решма, Непейцино), местами с тонкими прослойками карбонатных пород в кровле (Солигалич, Непейцино). Мощность пестроцветов в среднем равна 23 м; на западе 29 м (Максатиха), на востоке 25 м (Шарья).

Верхневизейский подъярус

В рассматриваемом районе верхневизейский подъярус состоит из двух надгоризонтов: окского и серпуховского.

Окский надгоризонт

Окский надгоризонт в современном объеме был выделен М. С. Швецовым (1938); в состав его входят три горизонта: алексинский, михайловский и веневский.

М. С. Швецов рассматривал окский надгоризонт как единый крупный цикл осадкообразования, отвечающий эпохе погружения и отделенный от нижележащих отложений заметным тектоническим поднятием, оставившим следы размыва. Верхняя граница надгоризонта проводится по признакам сильного обмеления (известняки, пронизанные корнями лепидофитов), следам древнего карста и размыву (Швецов, 1948; Утехин, 1956; Осипова, Бельская, 1965а). Окский надгоризонт сопоставлялся с зоной *Dibunophyllum* 1—2 западноевропейского карбона (Швецов, 1938); в последнее время он коррелируется с той же зоной, но в более полном ее объеме — зоной *Dibunophyllum* 1—3 (Рейтлингер, 1965; Семихатова, 1966). Расчленение окских отложений на горизонты проводится по совокупности литологических и палеонтологических данных с учетом цикличности осадконакопления.

Стратотипические разрезы алексинского и михайловского горизонтов находятся близ г. Алексина Тульской области (карьер и обнажения на р. Мышиге у д. Стопкино и на р. Оке) и вблизи г. Михайлова на р. Проне (Рязанская область). Стратотипы веневского горизонта описаны по р. Осетру у д. Бяково и д. Венев-Монастырь, близ г. Венева (Тульская область). В этих разрезах окский надгоризонт сложен преимущественно известняками; пески, алевролиты и глины имеют подчиненное значение, есть тонкие прослои и линзы угля. По М. С. Швецову и Л. М. Бириной (1935) и Л. М. Бириной (1938), среди окских образований выделяются четыре основных типа известняков:

I тип — известняки твердые, массивные серые, сложенные мелкими раковинами фораминифер и детритом скелетных остатков разнообразных морских организмов (брахиоподы, криноидеи и др.). Цемент (20—40%) представлен чистым мелкокристаллическим кальцитом;

II тип — известняки мягкие, более светлые, микрослоистые, сложенные в основном удлиненными обломками раковин, ориентированными по наслоению; иногда содержат микрослои органического вещества и примесь глины;

III тип — пятнистые известняки (по Швецову, они наиболее характерны для веневского горизонта), состоящие из двух разновидностей: «пятна» — из обломков фораминиферового известняка (I типа), а основная масса — из светлого микрослоистого (II типа). Генезис пятнистых известняков еще не выяснен, хотя он изучался многими исследователями (Швецов, Бириня, 1935; Бириня, 1940; Вишняков, 1962);

IV тип — известняки микрозернистые, иногда плоччато-микрослоистые, пронизанные дихотомирующими корневыми образованиями (стигмариями и их ризоидами), местами с трещинами усыхания и следами размылов. Они почти полностью лишены остатков морской фауны и представляют хомогенные осадки лагун, возникавших на отмелях вдали от берега.

На рассматриваемой территории толщи известняков окского надгоризонта развиты очень широко, но местами (Непейцино, Тутаев и др.) они сильно доломитизированы, а на северо-востоке все окские отложения мощностью до 40 м представлены однообразной толщей тонко и мелкозернистых доломитов. Почти полное отсутствие остатков фауны в доломитизированных частях не позволяет подразделять окские отложения этого района на горизонты.

В западном (Алексин — Вязьма), северо-западном (Вязьма — Боровичи) и северном (Красный Холм) направлениях известняки частично замещаются песчано-глинистыми породами, расщепляющими их на отдельные слои. На северо-западе синеклизы, где породы и фауна значительно отличаются от развитых в стратотипических разрезах, вопрос о границах окского надгоризонта является дискуссионным.

На р. Мсте близ г. Боровичи (Новгородская область) находится хорошо изученный разрез нижнекаменноугольных отложений. Здесь Э. А. Богдановой (1929) были выделены четыре толщи: *a*, *b*, *c*, *d*.

Толща *a* представлена переслаиванием известняков (до 8 слоев, от a_1 до a_8) с глинами и песками и имеет мощность около 20 м. Толщи *b*, *c* и *d* сложены почти сплошь карбонатными породами; общая их мощность более 40 м. Толща *a* сопоставлена с окскими отложениями южной части синеклизы (Богданова, 1932; Сарычева, 1933а, б; Янишевский, 1935а, 1954; Бирина, 1938; Соколов, 1941), но положение нижней границы окского надгоризонта точно не установлено. В разрезе р. Мсты она проводится ниже первого известняка, по подошве терригенных пород, содержащих остатки остракод и споры алексинского горизонта (Горнянский, Егоров, Зеккель, 1958).

Спорной остается здесь верхняя граница надгоризонта, что связано с разногласиями в установлении возраста толщи *b*. Одни авторы считают ее серпуховской (Богданова, 1932) или тарусской (Янишевский, 1935а, 1954; Швецов, 1938; Познер, 1951; Осипова, Бельская, 1965б), другие относят к веневскому горизонту (Бирина, 1938; Железкова, 1938; Котлуков, 1957; Горнянский и др., 1958; Горнянский, Кофман, 1966), третьи нижнюю часть толщи *b* считают веневской, а верхнюю — тарусской (Галинина, 1956).

Глубина залегания подошвы окского надгоризонта в южной и западной окраинах синеклизы изменяется от 0 до 150 м и возрастает в ее центральной части до 790 (Любим) и 1430 м (Шарья). Общая мощность надгоризонта составляет в среднем около 40 м, достигая максимума (53 м) в районах развития терригенных осадков (Калуга, Спас-Деменск, Верхнее Поволжье) и уменьшаясь на площади распространения карбонатных пород (Алексин — Касимов) до 30 м.

Алексинский горизонт. Лучшие разрезы этого горизонта находятся в южной части Московской синеклизы, где мощность его составляет 10—16 м. Строение отложений в стратотипическом разрезе показано на рис. 39, II. Здесь преобладают известняки (тип I и II), содержащие фораминиферы: *Bradyina rotula* Eichw., *Plectogyra samarica* Raus., *Archaediscus moelleri* var. *gigas* Raus., *Tetrataxis angusta* Vis; брахиоподы: *Semiplanus semiplanus* и др.

На юге (Серпухов, Тула, Михайлов, Рязань) и юго-востоке (Ефремово, см. рис. 39, III) рассматриваемой территории сохраняется строение и состав отложений, сходные с описанием в стратотипическом разрезе. Местами на южной окраине (Щекино, Сапожок) мощность базальных песков достигает 7 м.

Значительно иной характер разрез алексинского горизонта имеет к западу от г. Алексина, по всей западной окраине и на северо-западе:

I (Спас-Деменск)
(17,5 км юго-восточнее)

II (Алексин)
По материалам М.С.Швецова,
А.Н.Осиповой и Т.Н.Бельской

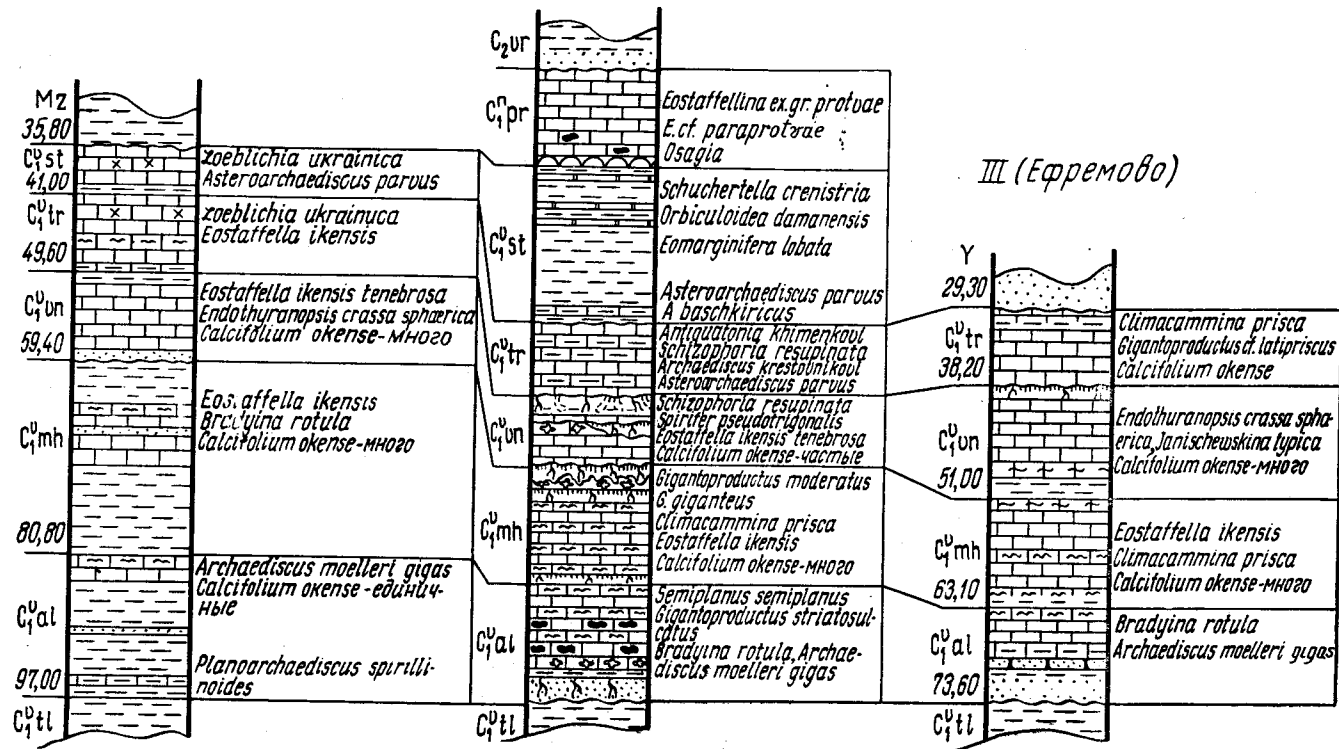


Рис. 39. Сопоставление разрезов окского, серпуховского надгоризонтов и наюрского яруса по южной окраине Московской синеклизы

Индексами обозначены: алексинский горизонт — C₁^{al}, михайловский — C₁^{mh}, веневский — C₁^{vn}, тарусский — C₁^{tr}, стешевский — C₁st, протвинский — C₁^{pr}. Остальные условные обозначения см. на рис. 37. Местоположение разрезов см. на рис. 41 и 42

синеклизы (Богданова, 1932; Швецов, 1938; Бирина, 1938, 1953а), а также к северу от Серпухова. Западнее Алексина и Калуги толща алексинских известняков разделяется терригенными породами на отдельные пачки и слои; при этом общая мощность горизонта возрастает местами до 22 м. Для района городов Сухиничи, Спас-Деменск (см. рис. 39, I) и Вязьма характерно следующее строение алексинского горизонта: нижняя часть мощностью 12—14 м сложена в основном песками и глинами и включает один-два слоя известняков, не выдержанных по простиранию, верхняя часть представлена известняками (4—7 м), иногда с линзовидными прослоями глин (Фомина, 1962). Пески серые, кварцевые, мелкозернистые, местами сильно алевритовые и слюдястые; глины серые, тонкоотмученные или алевритистые, каолиново-гидрослюдистые и монтмориллонитово-гидрослюдистые (Зхус, 1966), часто со следами зарастания (стигмариин, ризоиды). Известняки нижней части алексинского горизонта по глинистости, песчаности, а также по залеганию маломощными линзами очень сходны с известняками тульского горизонта, но отличаются от последних комплексом, включающим характерные алексинские фораминиферы *Bradyina rotula* Eichw., крупные архедискусы *Archaediscus moelleri* var. *gigas* Raus., *A. operosus* Schlyk и др., а также редкие водоросли *Calcifolium okense* Schw. et Bir. (Фомина, 1962). Известняки верхней части алексинского горизонта, представленные в основном более чистыми разностями (I и II типы) и включают сходный, но более разнообразный комплекс фораминифер. Эти известняки развиты по всей западной окраине Московской синеклизы; по скважинам они прослежены от Калуги через Вязьму, Ржев (рис. 40, IV), Селижарово до обнажений на р. Мсте близ г. Боровичи. Геологи-угольщики (В. А. Котлуков и др.) используют их как маркирующий горизонт. В районе Ржева и севернее в некоторых прослоях алексинских глин и песков появляется пестрая окраска (коричневая, красноватая, лиловатая).

В Боровичском районе верхнеалексинские известняки разделены прослоями глин на две или три пачки: известняки a_1 и a_2 на р. Мсте и a_3 р. Прикши¹ (Котлуков, 1957); общая мощность этой толщи 6—8 м. Известняки включают многочисленные остатки брахиопод, кораллов, мшанок, остракод и др. (Геккер, 1938). Присутствуют такие характерные формы, как *Semiplanus semiplanus*, *Gigantoproductus striato-suleatus*, *Paraparchites arnistrongianus* Jones et Kirkby и др. Нижняя часть алексинского горизонта (под известняком a_1) в этом разрезе сложена серыми песками и темно-серыми сильно песчаными глинами с ожелезненными прослоями и стяжениями, многочисленными растительными остатками. Принадлежность к алексинскому горизонту установлена по комплексам спор (Саломон, Вандерфлит, 1966). Мощность этой части разреза изменчива, в среднем же она составляет 5 м.

К северу от стратотипического разреза (район Ступина) алексинские известняки постепенно замещаются терригенными породами. В Москве (Ордынская скважина) значительная часть алексинского горизонта представлена глинами, есть прослой песка и два слоя известняков: нижний мощностью около 6 м и верхний 2 м (Раузер-Черноусова, 1948а; Бирина, 1953а). Сходное строение, по данным Л. С. Сорской, Р. Ф. Смирновой и Е. В. Фоминой, имеет алексинский горизонт в скважине санатория «Архангельское» (Московская область, см. рис. 40, V). Здесь на тульских известняках с размывом залегает известковистая глина (2 м) с галькой подстилающих известняков. Выше лежит квар-

¹ Некоторые исследователи в алексинский горизонт включают и слой a_4 , но он содержит брахиоподы, характерные для михайловского горизонта (см. ниже).

цевый песчаник с карбонатным цементом мощностью 8 м с двумя тонкими прослоями известняка. Последние, как и в Ордынской скважине, содержат *Archaeodiscus moelleri* var. *gigas* и др. Над песчаниками залегают глина (5 м), местами карбонатная, с остракодами *Cavellina attenuata* Jones et Kirk., *Balantoides prikschianus* P o s n. Верхняя гра-

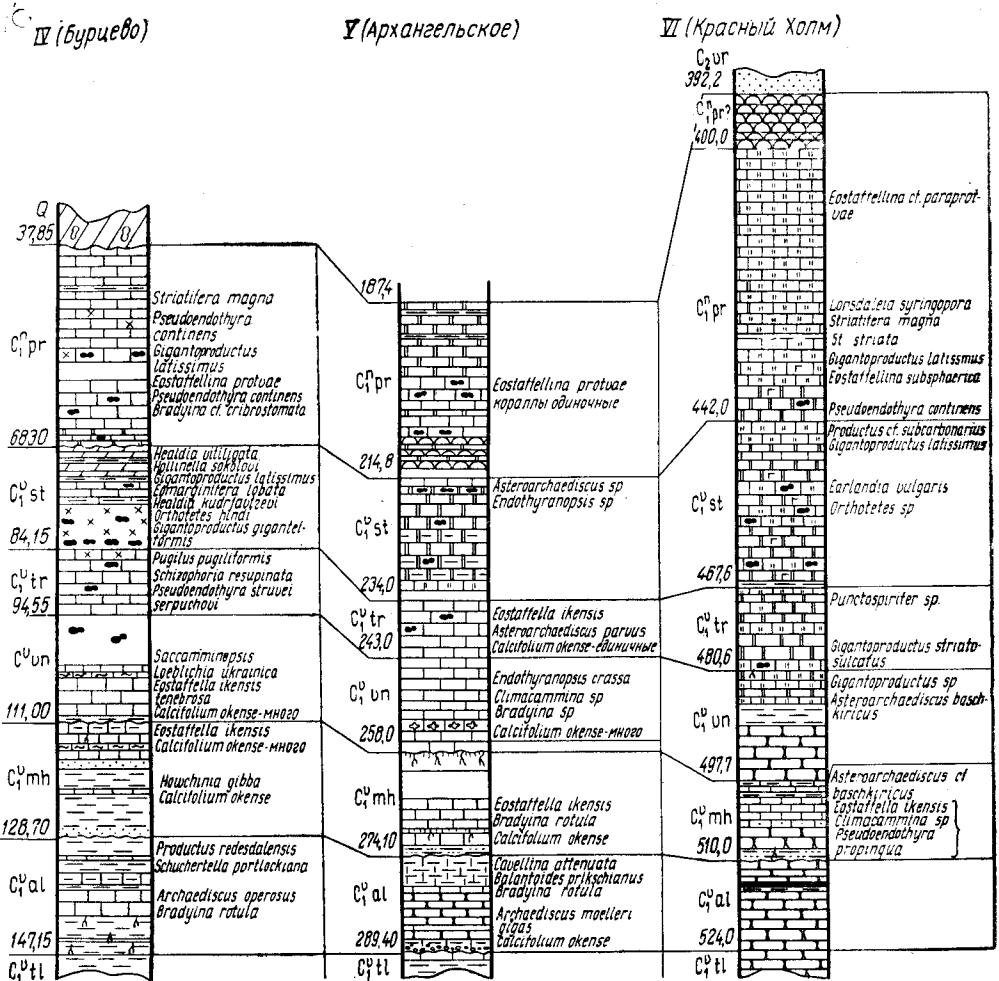


Рис. 40. Сопоставление разрезов окского, серпуховского надгоризонтов и намюрского яруса в западной краевой и погруженной частях Московской синеклизы

Условные обозначения см. на рис. 37, а местоположение разрезов на рис. 41 и 42

нища проведена по подошве глинистых алевроитов (2 м), соответствующих, по-видимому, базальным пескам михайловского горизонта Ордынской скважины (см. рис. 37). Мощность алексинских отложений в этих скважинах равна 15—16 м.

К северу от Москвы (район Максатихи, Удомли, Пестова) работами В. А. Котлукова, Л. Т. Семененко и др. установлено, что в отложениях алексинского горизонта известняки почти отсутствуют, замещаая прослоями известковистых песчаников и карбонатных глин; только в разрезе Пестова отмечаются тонкие пропластки известняка (Люткевич, Пейсик, 1957). В скважинах Красного Холма (см. рис. 40, VI) и Кашина алексинский горизонт целиком сложен песчано-глини-

стыми породами мощностью 14 м. Здесь первый слой визейского известняка содержит михайловский комплекс фораминифер. Восточнее, в Тугаеве, в верхней части алексинского горизонта вновь появляются известняки (мощностью 8 м), но сильно доломитизированные с остатками фораминифер и пустотами, заполненными гипсом и ангидритом. В Любиме, Солигаличе и Шарье (см. рис. 37) алексинские отложения, по-видимому, уже полностью представлены карбонатными породами.

На юге Окско-Цнинского вала (скважины в районе Шацка) окские отложения представлены известняками (типы I и II) общей мощностью до 14 м. Неясно, какую часть их следует относить к алексинскому горизонту, так как расчленение остается спорным: М. С. Швецов относил эти известняки к тульскому и алексинскому горизонтам, Д. М. Раузер-Черноусова (1948а) считала их алексинскими, а Л. М. Бирина (1953а) в этой же пачке выделила отложения алексинского, михайловского и веневского горизонтов.

Севернее, в районе Касимова (д. Баженово), по новым данным А. И. Осиповой, Т. Н. Бельской и Е. В. Фоминой, на тульских песчано-глинистых породах с полуметровым прослоем известняка (18 м) залегают песчано-глинистая пачка алексинского горизонта (2 м), выше которой идут органогенно-детритусовые известняки, разделенные в нижней части несколькими маломощными прослоями глин и песков. Известняки включают алексинские фораминиферы — *Archaeodiscus magnus* Schlyk., *Eostaffella proikensis* Raus. и частые водоросли *Ungdarella*. Общая мощность алексинских отложений 10 м.

Для алексинского горизонта в целом наиболее характерны следующие виды: брахиоподы *Semiplanus semiplanus* Sch w., *Gigantoproducus striato-sulcatus* Sch w., *G. praemoderatus* Sch w., *Striatifera spinifera* Раеск., фораминиферы *Bradyina rotula* Eich w., *Archaeodiscus moelleri* var. *gigas* Raus., *A. operosus* Schlyk., *Endothyranopsis crassus* Brady и *Howchinia gibba* Moell.; остракоды *Cavellina attenuata* Jones. et Kirkby, *C. benniei* var. *intermedia* Jones. et Kirkby, споры и пыльца *Perisaccus primigenius* Dub. et Yach., *Acanthotriletes erinaceus* (Waltz) Naum., *Lophotriletes piriformis* Loose. Характерны остатки водорослей *Ungdarella* при малочисленности *Calcifolium*. Севернее Валдая состав фауны несколько меняется: из остракодуководящее значение приобретают *Paraprachites armstrongianus* Jones. et Kirkby, *Jonesina fastigiata* var. *spinosa* Posp. На востоке (Мосолово — Пичаево) особенно многочисленны кораллы, а из фораминифер криброспиры и гломоспиреллы.

Михайловский горизонт. Полные и наилучшие изученные разрезы этого горизонта находятся в южной части Московской синеклизы, в многочисленных карьерах — у г. Михайлова, близ Тулы (Хомяково, Обидимо), к юго-западу от Тулы (Кураково), близ Алексина и Тарусы. Отложения горизонта представлены здесь почти сплошной толщей известняков, с тонкими (0,03—0,15, редко 0,45 м) прослоями глин; общая мощность отложений 12—14 м. Преобладают известняки I и II типов, но часты слои (в количестве 5—7) лагунных ризоидных известняков (тип IV), есть и брахиоподовые ракушечники, очень редкие в алексинских отложениях. Пятнистые известняки (тип III) мало распространены. Наиболее мощный (до 2,5 м) черный ризоидный известняк лежит в кровле михайловского горизонта; он широко распространен и по нему проводится граница с веневским горизонтом (Швецов, 1932; Бирина, 1938, 1953а). Нижняя граница михайловского горизонта литологически менее четко выражена; условно она была проведена М. С. Швецовым (1932) на 0,6 м ниже первого ризоидного известняка, по подошве фораминиферового известняка с *Gigantoproducus moderatus* и др.

Сплошные толщи известняков (до 17 м) михайловского горизонта распространены восточнее линии Тула — Кашира — Тутаев. К западу и к северу от этой линии происходит постепенное увеличение мощностей песчано-глинистых отложений. В нижней части большое развитие имеют синеваато-серые глины, в разной степени песчаные, с конкрециями пирита, остатками брахиопод и стигмариями. Местами глины заключают один — два прослоя углей. Известняки представлены двумя-тремя слоями мощностью от 0,5 до 3—5 м с типичным михайловским комплексом фауны. Верхний ризоидный и подстилающий его фораминиферовый известняки распространены еще в районе Калуги и Воротыньска (Бирина, 1938), а западнее замещаются песками или глинами со следами зарастания (см. рис. 39, II).

На западе и северо-западе синеклизы (Вязьма — Боровичи) известняки образуют от одного до трех слоев, а значение терригенных пород еще больше возрастает (см. рис. 40, IV, скв. Бурцево). Местами их мощность достигает 10—18 м, к ним приурочены редкие линзы углей. Соответственно общая мощность отложений колеблется от 12 до 27 м. Определение границ михайловского горизонта в разрезах такого типа весьма затруднено. Например, на р. Мсте, где развита толща переслаивания (характеристика ее дана при описании окского надгоризонта), одни авторы к михайловскому горизонту относят известняки a_5 , a_6 и a_7 (Соколов, 1941; Познер, 1951б; Янишевский, 1954), а другие — известняки a_5 — a_8 (Котлуков, 1957). Л. М. Бирина (1938), основываясь на петрографических особенностях известняка a_4 и на совместном нахождении *Gigantoproductus moderatus* и *Semiplanus semiplanus*, параллелизовала известняк a_4 с нижней частью известняков михайловского горизонта («шамординский» слой) в разрезах Калуги. Такое сопоставление подтверждено последними данными А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской, которые верхнюю границу михайловского горизонта проводят по резко размытой поверхности известняка a_6 . Наиболее характерными видами, как и в юго-западной части, здесь являются брахиоподы *Gigantoproductus moderatus*, *Striatifera striata* и др., фораминиферы *Eeostaffella ikensis*, *Climacammina prisca*, остракоды *Baiardia mandelstami*, *Cavelina forschii* и многочисленные водоросли *Calcifolium*.

В Москве и ее окрестностях (см. рис. 37 и рис. 40, V) михайловский горизонт имеет мощность 15—16 м, сложен в основании терригенными породами (2—5 м), а выше — органогенно-детритусовыми и пятнистыми известняками. От веневского горизонта он отделен слоем ризоидного известняка (Бирина, 1953а).

Севернее, в районе Красного Холма (см. рис. 40, VI) и Удомли, песчано-глинистая нижняя часть михайловского горизонта имеет мощность от 2 до 11 м. Выше лежат известняки мощностью от 2 до 10 м, заключающие характерный комплекс фораминифер — *Eostaffella ikensis*, *Endothyranopsis sphaerica*, *Climacammina*, *Pseudoendothyra propinqua*, *Asteroarchaediscus* cf. *baschkiricus*, и значительное количество водорослей *Calcifolium*. В районе Удомли в них обнаружены также брахиоподы *Gigantoproductus moderatus* и *Striatifera striata*. Общая мощность отложений составляет здесь от 12 до 17 м.

Песчано-глинистые породы михайловского горизонта сходны с аналогичными породами алексинского горизонта; в северных районах они также приобретают пеструю (красную, фиолетовую, охристо-желтую и др.) окраску. Глинистые минералы в основании горизонта представлены гидрослюдой с примесью каолинита, в более высоких слоях — монтмориллонитом (Зхус, 1966).

В восточной части описываемой территории (Михайлов — Касимов) развиты известняки (типа I и II) мощностью 12—15 м (см. рис. 39, III,

скв. Ефремово), которые в северо-восточном направлении (Непейцино — Тутаев — Шарья) постепенно замещаются доломитами с включениями гипса (рис. 41).

Отличительными особенностями фауны михайловского горизонта являются ее обилие, толстостенность и крупные размеры. Расцвета до-

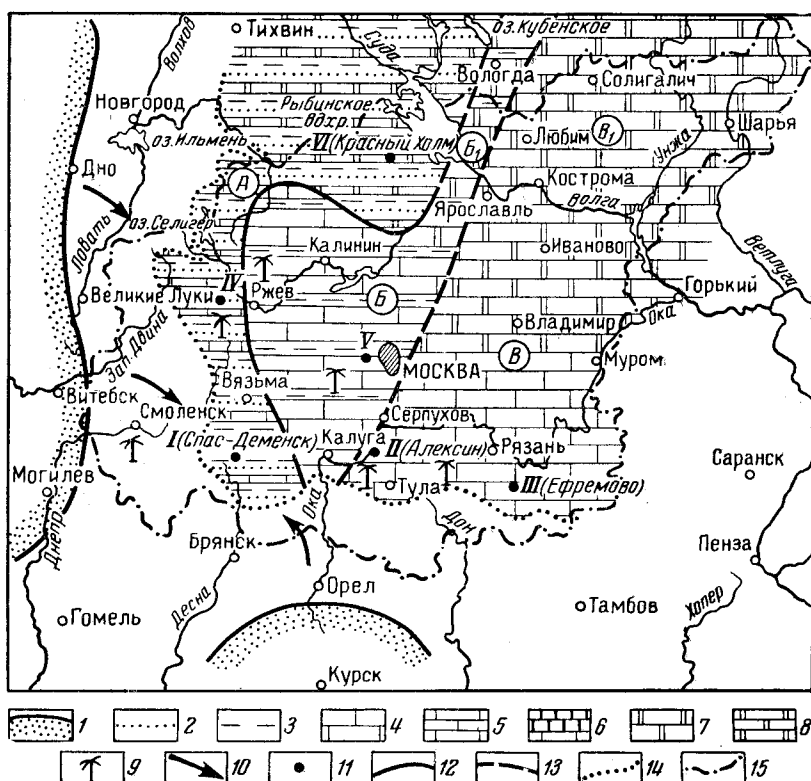


Рис. 41. Литолого-фациальная карта михайловского горизонта

1 — суша (предполагаемая); 2 — пески и алевролиты; 3 — глины, аргиллиты; 4—8 — известняки (4 — чистые, преимущественно фораминиферные, 5 — мелкодетритовые и детритово-фораминиферные, частью микрозернистые с ризоидами, 6 — известняки мелкодетритовые, часто глинистые, иногда с примесью доломита, 7—8 — известняки разных типов, доломитизированные, иногда с включениями гипса; 9 — остатки корневой системы растений мангрового типа (стигмарины и их ризоиды) — индикаторы отмелей, 10 — направление сноса; 11 — местоположение скважин, приведенных на рис. 39 и 40, 12 — границы фаций; 13 — предполагаемые границы фаций; 14 — граница современного распространения осадков; 15 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

Обозначения на карте: А — континентальные и прибрежно-морские терригенные осадки; известковые осадки прибрежного мелководья, В — известковые осадки мелководья и отмелей удаленных от берега; прибрежно-морские пески, алевролиты и глины; В₁ — то же, но известняки доломитизированы, содержат включения гипса.

стигают гигантопродуктусы, крупные фораминиферы, многочисленны колониальные кораллы. Наиболее характерны брахиоподы *Gigantoproductus moderatus* Schw., *G. varians* S. ar., *G. giganteus* Mart., *Striatifera striata* Fisch., фораминиферы *Eostaffella ikensis* Viss., *Janischewskina typica* Mikh., *Endothyranopsis crassa* var. *sphaerica* Raus. et Reitl., *Climacammina prisca* Lip., остракоды *Cavollina forschii* Posn., *Glyptopleura concentrica* Posn., *Balantoides multilobus* Jones et Kirkby. Крайне редки остатки аммоноидей (найден *Goniatites granosus* Portl), часты водоросли *Calcifolium*. Споры и пыльца представлены комплексом *Trilobozonotriletes concavus* Naum. *okensis* Jusch., *Camarozonotriletes rotundus* Jusch., *Perisaccus conformis* Jusch.

Веневский горизонт. Лучшие разрезы этого горизонта находятся в карьерах близ городов Венев, Михайлов, Таруса, Алексин, Калуга и Сухиничи. Отложения горизонта представлены в основном массивными известняками (тип I), значительно развиты, особенно в стратотипическом разрезе пятнистые известняки (тип III); мало микрослоистых известняков (тип II). Ризоидные известняки (тип IV) приурочены только к двум уровням: они встречены в средней части и в кровле горизонта. Верхний желтоватый ризоидный известняк широко распространен (Рязань, Калуга, Москва, Кашин и др.) и по нему проводится граница между веневским и тарусским горизонтами. Западнее Калуги этот известняк замещается глинами со стигматриями (Сухиничи, Спас-Деменск). Веневские отложения включают значительно меньше остатков макрофауны, чем михайловские, отмечается исчезновение ряда форм (Семихатова, 1966).

Мощность веневского горизонта в стратотипических разрезах близ Венева колеблется от 10 до 12 м, в Алексине она снижается до 8 м. Здесь в средней части разреза под ризоидным известняком появляется глина (0,5 м), которая западнее (Калуга, Сухиничи) почти полностью замещается алевролитами мощностью до 1,5 м, заключающими сигматрии и углистые прослойки (Осипова, Бельская, 1965а).

Песчано-глинистые породы распространены на юго-западе рассматриваемой территории, а также по западной и северо-западной ее окраинам, где расщепляют толщу известняков, составляя от $\frac{1}{3}$ до $\frac{1}{2}$ разреза. Мощность горизонта 10—12 м (см. рис. 39, I). Наибольшее развитие терригенных пород (7 м) в основании горизонта наблюдается в Селижаровском районе, где общая мощность веневских отложений достигает 15—16,7 м. К востоку от окраинной полосы мощность терригенных пород быстро уменьшается (см. рис. 40, IV), и отложения горизонта на большой площади представлены известняками (скважины Кувшинова, Старицы, Конакова, Москвы).

В разрезе р. Мсты, согласно А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской, к веневскому горизонту отнесены толща пород от кровли известняка a_6 до кровли известняка a_8 , содержащая веневский комплекс брахиопод — *Gigantoproductus striata-sulcatus*, *G. giganteus*, *Striatifera striata* и др. (Геккер, 1938; Сарычева, Сокольская, 1952).

В более северных районах (Торгошино, Кашин, Красный Холм, Максатиха) глин меньше, чем на западе синеклизы; преобладают песчаники, обычно пестроцветные (см. рис. 40, VI, Красный Холм). Выше лежащие известняки часто доломитизированы, местами разделены терригенными породами на два слоя (до 5 м), мощность веневских отложений в этом случае возрастает до 16 м. Верхняя граница проведена по слою ризоидных известняков (Кашин) или глин со следами зарастания.

В восточной части рассматриваемой территории (Михайлов — Касимов) веневский горизонт целиком сложен известняком (в основном типы I и III) мощностью не более 14,5 м (Осипова и Бельская, 1965а).

В целом для веневского горизонта характерно большое распространение брахиопод *Gigantoproductus giganteus* Mart., *G. striato-sulcatus* Schw., *Striatifera striata* Fisch. и появление *Gigantoproductus latipriscus* Sar. Среди фораминифер характерны *Eostaffella ikensis* var. *tenebrosa* Vis s., *Endothyranopsis crassa* var. *sphaerica* Raue. et Reit., *Asteroarchaediscus baschkiricus* Krest. et Theod. Достигают расцвета водоросли *Caleifolium okense* Schw. et Bir. На западе синеклизы (Валдай — Боровичи) встречаются также брахиоподы *Gigantoproductus tenuitestus* Jan., хететиды *Chaetetes* (*Chaetetiporella*) *crustacea* Sok. и остракоды *Carbonita fabulina* var. *okensis* Posn. и др.

Серпуховский надгоризонт

Серпуховский надгоризонт объединяет два горизонта — тарусский и стешевский. Отложения надгоризонта были наиболее полно изучены М. С. Швецовым (1922, 1932) в южной части Московской синеклизы, а В. Г. Хименковым (1910, 1934) — в Ржевском Поволжье. Ранее серпуховский надгоризонт сопоставлялся с зоной *Dibunophyllum* 3 западноевропейского карбона (Швецов, 1938). В 1946—1947 гг. Л. С. Либрович на основании находки гониатита *Cravenoceras* указал, что данный надгоризонт следует сопоставлять с намюром А западноевропейской схемы. К такому же выводу позже пришли Г. И. Теодорович (1954) и С. В. Семихатова (1966). Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1965 г. поставлен вопрос об отнесении серпуховского надгоризонта к намюрскому ярусу в связи с находкой в тарусском горизонте на северо-западе Московской синеклизы (р. Мста и д. Ровное, толща *b*) аммонита *Megapronorites sakmarensis* Ruzh., типичного для нижненамюрского подъяруса западного склона Урала.

Граница с окским надгоризонтом фиксируется в разрезе значительным обмелением (ризоидные известняки в кровле веневского горизонта) или размывом (на северо-западе), после которых отмечается значительное изменение комплексов фауны: исчезновение многих видов брахиопод (Семихатова, 1966) и появление новых видов брахиопод (Сарычева, 1949; Семихатова, 1941, 1966), кораллов (Добролюбова, 1948), мшанок (Шульга-Нестеренко, 1955), остракод (Познер, 1951; Занина, 1956а; Самойлова, 1965), широким распространением мелких архедискусов и астероархедискусов и появлением (в стешевское время) *Eostaffellina decurta* (Раузер-Черноусова, 1948а).

Граница с протвинским горизонтом проводится по следам кратковременного осушения, по изменению литологического состава пород и обновлению комплекса фауны — появлению *Gigantoproductus adelburgensis* и др.

Стратотипический разрез тарусского горизонта находится в каменистом овраге у с. Бехово на р. Оке, между Серпуховым и Тарусой, стешевского горизонта — в верхнем течении р. Волги у с. Стешево Калининской области. Для южной части Московской синеклизы обычны шламовые известняки «тарусского типа» (Раузер-Черноусова, 1948). Эта литологическая разность известняков местами встречается и в отложениях стешевского горизонта. В отложениях тарусского горизонта преобладают известняки тарусского типа. Отложения стешевского горизонта представлены различными породами (глины, мергели, известняки, доломиты). Вследствие размыва в предверейское время и в последующие эпохи отложения серпуховского надгоризонта занимают меньшую площадь, чем окские. Глубина залегания подошвы серпуховского надгоризонта на южной и западной окраинах синеклизы колеблется от 0 до 125 м, в погруженной ее части (в Шарье) достигает 1390 м. Мощность отложений серпуховского надгоризонта изменяется в пределах 25—40 м, максимальная ее величина отмечается на юге синеклизы в районе Калуги, где развиты мощные стешевские глины, а также на севере (Красный Холм и др.), где разрез горизонта представлен карбонатными отложениями.

Тарусский горизонт. Отложения этого горизонта наилучше обнажены в карьерах южной части Московской синеклизы близ Тарусы, Серпухова, Алексина, Калуги, Сухуничи, Венева и Михайлова.

Нижняя граница горизонта проводится по кровле ризоидного известняка, выше которого в стратотипическом разрезе отмечается обеднение фауны — исчезновение колониальных кораллов, крупных толсто-

створчатых гигантопродуктусов и стриаифер и преобладание мелких тонкостенных раковин брахиопод. Граница со стешевским горизонтом в южной части синеклизы проходит по подошве толщи глин с многочисленными *Eomarginifera lobata* (см. рис. 39, II). На западе эта граница менее четкая и проводится по подошве микросернистых доломитов, реже криноидных известняков, на северо-западе — по основанию песчано-глинистых пород, залегающих под карбонатными породами с фауной стешевского горизонта.

В стратотипическом разрезе, а также в районе Алексина (см. рис. 39, II), Калуги и Тулы отложения тарусского горизонта представлены переслаиванием известняков светло-серых, твердых, с зернистым изломом, толсто- и среднеплитчатых, с известняками серыми, некрепкими, иногда микрослойистыми, пронизанными ходами роющих животных и с поверхностью плит, покрытой веерообразными следами ползания червей. Есть слой мергелей с известковыми желваками и тонкие прослойки глин. Характерно присутствие небольших сростков пирита (Швецов, 1932, 1938). Общая мощность толщи 7,5—8 м.

В шлифах известняки тарусского горизонта отличаются от окских сравнительно малым содержанием скелетного детрита (обломки брахиопод, иглокожих, остракод, мшанок и др.), обычно мелкого, преобладанием мелких фораминифер и частым присутствием фосфатных зубов рыб. Цементирующее вещество обильно (до 70%), состоит из микро- и тонкозернистого кальцита, часто загрязненного примесью глинистого материала. Микрослойистые разности сходные со II типом окских известняков, сложены удлинёнными обломками раковин: цементирующий карбонат содержит примесь глины и органического вещества.

Макрофауна в толще тарусских известняков, как правило, немногочисленна, но местами имеются скопления раковин мелких брахиопод — *Schizophoria resupinata*, *Schellwienella rotundata*, *Antiquatonia khimenkovi*, *Avonia youngiana*, *Martinia glabra*, *Canocrinella undata*, *Productus concinnus* и др. Есть мелкие одиночные ругозы, мшанки и спириферы, пелециподы, гастроподы и членики криноидей. Почти отсутствуют крупные гигантопродуктусы, колониальные кораллы и водоросли *Calcifolium okense*. Комплекс фораминифер резко обеднен по сравнению с веневским, и в нем преобладают мелкие фораминиферы, в основном *Archaediscus krestovnikovi*, *Asteroarchaediscus parvus* и др.

В последнее время установлено, что строение тарусских отложений, состав пород и комплексы фауны, свойственные стратотипическому разрезу, сохраняются только в пределах небольшого района (рис. 42); здесь типы осадков и комплексы фауны веневского и тарусского горизонтов значительно отличаются (Осипова, Бельская, 1965б). К западу, северу и востоку от этого района известняки тарусского типа сначала перемежаются с известняками окского типа, а затем почти полностью вытесняются ими. Так, уже в Серпухове (карьер «Заборье») в тарусском горизонте много светлых твердых зернистых известняков (тип I), которые по микроструктуре, составу фораминифер и присутствию многочисленных остатков *Calcifolium okense*, кораллов, хетегид и некоторых других форм, очень сходны с известняками веневского горизонта (Осипова, Бельская, 1965б). В районе Венева нижняя часть тарусского горизонта также представлена «веневской» фацией (Раузер-Черноусова, 1948а), а восточнее (районы Серебряных Прудов, Михайлова и Сапожка) тарусские отложения по литологическим особенностям и составу фораминифер настолько сходны с веневскими, что они всеми исследователями относились к веневскому горизонту (Швецов, Бирин, 1935; Раузер-Черноусова, 1948а). Отделить тарусские отложения от веневских удалось только после обнаружения в этих разрезах маркирующего верх-

невеневского ризоидного известняка (Осипова, Бельская, 1965а), выше которого в фораминиферо-детритовых известняках, местами содержащих крупные конкреции темного кремня, найдены серпуховские брахиоподы *Gigantoproductus cf. giganteiformis*, *G. cf. latipriscus*, *Eomarginifera*, *Martinia glabra*, *Antiquatonia costata* и др. Мощность тарусских отложений составляет здесь 10—11 м.

В районе Москвы тарусский горизонт сложен известняками (9 м), вверху с конкрециями кремня. Преобладают окские типы известняков

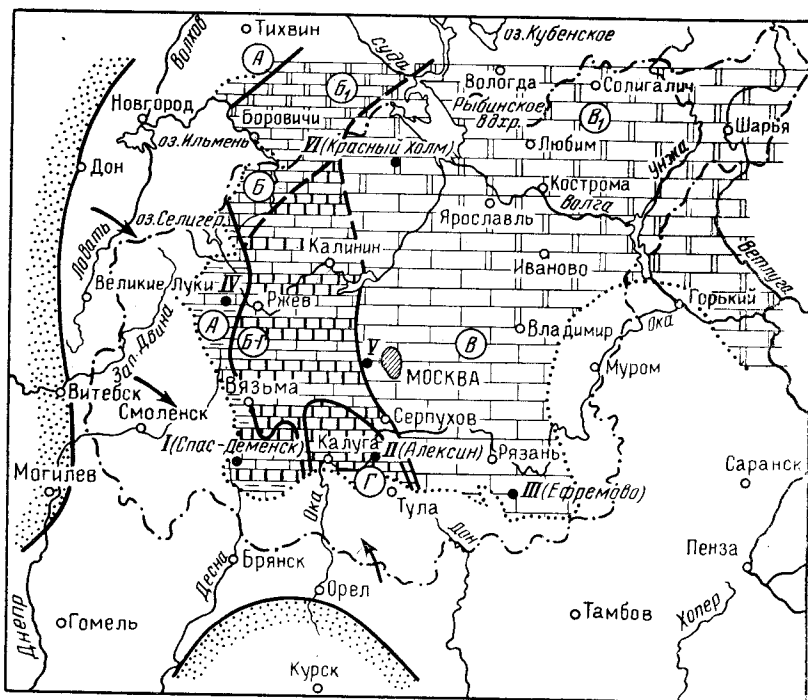


Рис. 42. Литолого-фациальная карта тарусского горизонта

Обозначения на карте: А — континентальные и прибрежно-морские терригенные осадки; известковые осадки прибрежного мелководья; Б — осадки мелководного моря с нормальной соленостью; Б₁ — то же, но известняки изменены — доломитизированы, содержат включения гипса; В — чистые известковые осадки относительно глубоководной части моря; В₁ — то же, но известняки доломитизированы, содержат включения гипса; Г — осадки тиховодного мелководья с несколько повышенной соленостью; Б-Г — чередование известковых осадков моря с нормальной соленостью и глинисто-известковых осадков тиховодного мелководья с несколько повышенной соленостью. Остальные условные обозначения см. на рис. 41

(I и III), но есть и мелкодетритовые «тарусские» разности (см. рис. 40, V). Севернее Москвы тарусские толщи от 8 до 17 м мощностью почти целиком сложены органогенно-детритусовыми известняками окского типа, часто доломитизированными и с включениями гипса (Торгошино, Кашин, Красный Холм, см. рис. 40, VI). Фораминиферы здесь в основном представлены веневскими видами: *Eostaffella ikensis* var. *tenebrosa*, *Endothyranopsis crassa* var. *sphaerica* и др., часто встречаются водоросли *Calcifolium okense*. Некоторое обновление сообществ фораминифер происходит за счет появления единичных *Pseudoendothyra* aff. *illustria* и *Eostaffelina* ex gr. *protvae*, получивших широкое развитие в протвинское время.

На северо-востоке описываемой территории (Любим, Солигалич, Шарья, см. рис. 37) развиты сплошные толщи немых доломитов, часто с включениями гипса.

К западу от Калуги (Сухиничи, Спас-Деменск, Бабынино, Вязьма) и по всей западной окраине отложения тарусского горизонта имеют мощность от 8 до 11,5 м и представлены чередованием известняков окского и тарусского типов, часто глинистых (см. рис. 39, I), иногда с прослоями глин. Местами в основании есть слои и пачки песчано-глинистых пород; там мощность тарусского горизонта возрастает до 15 м. Сходное строение разреза сохраняется вплоть до г. Боровичи, но большее развитие преобретают известняки с кремневыми конкрециями (см. рис. 40, IV); они обычно обильны в толще на р. Мсте. Чередование известняков окского и тарусского типов в разрезе тарусского горизонта обусловило перемежаемость комплексов фораминифер, в составе которых то преобладают разнообразные виды, существовавшие и в веневское время, то господствуют мелкие архедискусы, характерные для отложений тарусского горизонта в стратотипическом разрезе (Фомина, 1969). Среди брахиопод из тарусских отложений западной части синеклизы местами обильны крупные гигантопродуктусы, характерные для окских отложений (*Gigantoproductus giganteus*, *G. striato-sulcatus*), но вместе с ними находятся и виды, появившиеся в тарусское время — *Gigantoproductus giganteiformis*, *Antiquatonia khimenkovi*, *A. prikschiana*, *Ovatia tenuistriata* и др. (Осипова, Бельская, 1965б). Подобное «смешение» фауны очень широко распространено на описываемой территории и связано с фациальной изменчивостью осадков тарусского горизонта.

Из изложенного следует, что на большей части описываемой территории известняки тарусского горизонта по литологическим особенностям и часто по фауне более сходны с веневскими, чем с тарусскими из стратотипического разреза (Осипова, Бельская, 1965б). Комплекс мелких фораминифер — *Archaediscus krestovnikovi* R a u s., *Asteroarchaediscus parvus* R a u s. и др., описанный Д. М. Раузер-Черноусовой (1948а) из стратотипического разреза и считавшийся до последнего времени руководящим для тарусских отложений всей рассматриваемой территории, связан с определенным литологическим типом и имеет ограниченное распространение. Практика показала, что этот комплекс может быть использован как руководящий только для тех районов, где известняки тарусского типа слагают более или менее значительную часть разреза тарусского горизонта (в основном это — западная половина территории). Таким образом, в связи с разнофациальностью тарусские отложения характеризуются различными комплексами фауны; однако, как правило, в этих комплексах имеются и общие виды, особенно среди брахиопод. Типичными являются следующие брахиоподы — *Gigantoproductus latipriscus* S a r., *G. latiexpansus* S a r., *G. giganteiformis* L i s s., *Schizophoria resupinata* M a r t., *Martinia glabra* M a r t., *Antiquatonia khimenkovi* J a n., *A. prikschiana* J a n., *Ovatia tenuistriata* V e r n., *Spirifer pseudotrigonalis* S e m i c h.

Стешевский горизонт. Наилучшие выходы этого горизонта находятся в карьерах южной части синеклизы близ Алексина, Калуги, Серпухова, а также в Ржевском Поволжье (обнажения у с. Стешево) и на р. Мсте близ г. Боровичи.

На юге (Алексин, Калуга, Малоярославец, Тула, Таруса) стешевские отложения представлены глинами, внизу черными, чередующимися с известняками и содержащими многочисленных брахиопод (*Eomarginifera lobata* и др.), выше черными и красновато-черными, почти без фауны, но с многочисленными конкрециями пирита. Верхняя часть горизонта слагается глинами стальню-серыми, непластичными («досчатыми»), состоящими в основном из палыгорскита (Зхус, 1966). Они включают остатки фауны (брахиоподы, мшанки, зубы рыб) и переслаи-

ваются с тонкозернистыми желтовато-серыми глинистыми доломитами (см. рис. 39, II). Верхняя граница стешевского горизонта проводится по кровле этой характерной пачки переслаивания; выше лежат известняки с фауной протвинского горизонта. На западе и северо-западе рассматриваемой территории эта граница проходит в основании хемогенных доломитов или, реже, по подошве глин, песков, залегающих под известняками с фауной протвинского горизонта.

К северу и востоку от Алексина и Тулы в нижней половине стешевского горизонта темные глины уменьшаются в мощности и замещаются известняками то мелкодетритовыми и несколько глинистыми, то криноидными с многочисленными кораллами, брахиоподами и др. Наиболее характерны *Antiquatonia hindi* M.-W., *Schellwienella crenistria* Phill., *Spirifer gröberi* Schw., *S. gamma* Semich., *S. botsharovensis* Semich., *Orthotetes hindi* Thomas., *Eomarginifera lobata* Sow., *Chonetes dalmanianus* Коп. и др.

В районе Серпухова (карьер «Заборье») мощность нижнестешевских известняков составляет 6—7 м, а местами она достигает 9,5 м, соответственно мощность покрывающих глин (вверху с прослоями доломитов) составляет 10—7 м. Такое строение стешевские отложения имеют в пределах полосы шириной около 50 км, а восточнее Каширы и Венева, как было установлено при изучении скважин (Осипова, Бельская, 1965б), известняки еще более возрастают в мощности (до 15 м), а глины переслаиваются с доломитами, сохраняются лишь в кровле (5 м). Известняки представлены здесь чистыми органогенно-детритусовыми разностями (тип I и II), включают разнообразие крупные фораминиферы, которые по видовому составу сходны с существовавшими в веневское и тарусское время; встречаются и *Calcifolium okense*.

Такой же тип разреза характерен для района Рязани, где до последнего времени отложения стешевского горизонта считались размытыми. Здесь (скважины в районе Льгово — Новоселки) под известняками протвинского горизонта с *Eostaffellina protoae* лежит мергель с прослоями глины (общей мощностью 2—3 м), заключающий, по данным А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской, брахиоподы *Gigantoproductus aff. latissimus* Sow., *Schuchertella rovnensis* Jap. и *Antiquatonia khitenkovi* Jap., характерные для стешевского горизонта. Ниже лежат известняки светлые, органогенно-детритовые с фораминиферами, остатками брахиопод, пелеципод и кораллов; есть конкреции серого кремня. Общая мощность стешевских отложений 17—20 м.

Замещение глин карбонатными породами происходит также к западу и северо-западу от Калуги (на площади Бабынино — Спас-Деменск — Вязьма), где в нижней части разреза среди темных глин появляются криноидные известняки с конкрециями кремня и с брахиоподами (*Schellwienella crenistria*, *Chonetes dalmanianus* и др.) и мелкодетритовые известняки, содержащие обедненный комплекс фораминифер и редкие *Eostaffellina decurta*. В верхних серых сланцеватых глинах возрастает число прослоев доломитовых мергелей и доломитов. Отложения стешевского горизонта здесь в разной степени размыты (см. рис. 39, II), максимальная их мощность составляет 19 м.

Известняки нижней части стешевского горизонта прослежены по скважинам от района Вязьмы до Ржева и Селижарова (Осипова, Бельская, 1965б) и восточнее Ржева до Волоколамска. В разрезе Ржевского Поволжья криноидные известняки местами замещены серыми микрозернистыми твердыми сильно окремнелыми известняками, содержащими многочисленные остатки брахиопод, среди которых есть также характерные виды как *Orthotetes hindi* Thomas., *Orbiculoidea damanen-*

sis Sok., *Schellwienella crenistria* Phill., *Chonetes dalmanianus* Kon., *Spirifer gröberi* Schw. и др. Мощность известняков от 6 до 9,5 м (см. рис. 40, IV). Выше лежат беловато-серые доломитовые мергели с прослоями глин красноватых, лиловатых, желтых, темных и зеленовато-серых общей мощностью 9—10 м. Остатки фауны многочисленны, особенно характерны *Spirifer botscharovensis*, *S. gamma*, *S. gröberi*. Общая мощность стешевских отложений составляет 16—18 м.

Севернее, в Боровичском районе, к отложению стешевского горизонта согласно данным большинства исследователей (Богданова, 1932; Соколов, 1941; Осипова, Бельская, 1965б) отнесены песчано-глинистые породы мощностью 3—4 м, и вышележащие карбонатные породы мощностью 14—15 м (толща С)¹. Известняки содержат многочисленные конкреции кремня и местами доломитизированы; остатки фауны обильны, среди них присутствуют *Eomarginifera lobata*, *E. longispina*, *Gigantoproductus latissimus*, *G. giganteiformis*, *Orthotetes hindi* и другие виды, широко распространенные в отложениях стешевского горизонта. Здесь часты также остатки кораллов и брахиопод *Striatifera striata*, *Gigantoproductus superior* Jap., *G. superbus* Sar., редких или вообще отсутствующих на западе и юге рассматриваемой территории.

В московских скважинах стешевские отложения представлены в основном серыми или лиловыми, часто глинистыми доломитами, местами с конкрециями кремня, с небольшими прослоями серых и красных глин; известняки есть только в основании (см. рис. 40, V); общая мощность отложений до 20 м.

К северу от Москвы (скважины в районе Кашина и Красного Холма) стешевский горизонт представлен сплошными толщами карбонатных пород мощностью до 25 м (см. рис. 40, VI). Здесь развиты органо-детритусовые известняки окского типа, но со стяжениями кремней. Характерны значительная доломитизация, перекристаллизация и заполнение пор и трещин гипсом. Среди фораминифер преобладают виды, существовавшие в окское время, но встречаются и характерные стешевские *Eostaffellina decurta* Ra u s. и *Pseudoendothyra* aff. *illustria grandis* Reit., брахиоподы *Gigantoproductus latissimus* и др.

На северо-востоке описываемой территории (Тутаев — Шарья) развиты мощные толщи немых доломитов, не расчлененных на горизонты (см. рис. 37).

Изложенное показывает, что отложения стешевского горизонта, представленные разнообразными породами, охарактеризованы значительно отличающимися комплексами фауны. Однако в этих комплексах обычно присутствуют общие виды, позволяющие установить одно-возрастность вмещающих отложений, таковы брахиоподы *Eomarginifera lobata* Sow., *Orthotetes hindi* Thomas, *Schellwienella crenistria* Phill., *Spirifer gröberi* Schw., *S. botscharovensis* Semich., *S. gamma* Semich., *Gigantoproductus latissimus* Sow., *G. superior* Jap., *Chonetes dalmanianus* Kon., *Camarotoechia pleurodon* Phill. и др. В глинистых и мергелистых прослоях обычны остракоды *Healdia kudrjatzevi* Rosn. и *Hollinella sokolovi* Rosn.; для известняков тарусского типа характерны фораминиферы *Asteroarchaediscus parvus* (Ra u s.), *Archaediscus krestovnikovi* Ra u s., в известняках I и II типов часты *Eostaffellina decurta* Ra u s. и *Asteroarchaesisiscus baschkiricus* Krest. et Tehod.

¹ В. Ю. Горянский, Г. И. Егоров, Я. Д. Зеккель (1958) условно относят к стешевскому горизонту лишь верхнюю половину толщи С.

НАМЮРСКИЙ ЯРУС

Намюрский ярус в Московской синеклизе включает только один протвинский горизонт, который был выделен М. С. Швецовым в 1932 г. Протвинский горизонт согласно решению МСК (1965) отнесен к нижнему намюру (намюру А), но в последнее время ставится вопрос о сопоставлении его с намюром В Западной Европы (Семихатова, 1966).

Отложения рассматриваемого горизонта ограничены снизу следами кратковременного осушения, а сверху — глубоким предверейским размывом (Швецов, 1938). Вследствие интенсивной эрозии в предверейское время и более поздние эпохи протвинские отложения сохранились на меньшей площади, чем серпуховские и окские. Глубина залегания подошвы протвинского горизонта в краевых частях площади его распространения колеблется от 0 до 104 м, в погруженной части синеклизы — от 442 (Красный Холм) до 1360 м (Шарья). В наиболее полных северных разрезах мощность отложений превышает 40 м.

Протвинский горизонт. Статотипические разрезы этого горизонта находятся в Калужской области севернее Малоярославца на р. Протве, у деревень Крицкая, Самсоново и Петресово. Отложения горизонта лучше обнажены в каменоломнях у д. Кременское Калужской области, в Ржевском Поволжье (р. Молодой Туд), в Калининской области на р. Цне (у д. Альпаково и др.) и р. Граничной (карьер у с. Рождество), а также в Новгородской области (карьеры близ ст. Угловка, обнажения по р. Мсте). Представлены они преимущественно светлыми известняками, типы которых близки к окским (Бирина, 1965), но отличаются перекристаллизацией («сахаровидные» известняки), обилием конкреций кремня, а также значительным развитием водорослевых известняков и присутствием седиментационных доломитов (Осипова, Бельская, 1967). Встречаются маломощные прослои желтых, лиловатых и красных глин.

На юге Московской синеклизы (см. рис. 39, II) сохранилась лишь нижняя часть протвинского горизонта. В самом основании (2—3 м) лежат водорослевые известняки, переслаивающиеся с глинами, а местами и с доломитами. Наиболее характерны две разновидности известняков: 1) микрослоистые строматолиты с ленточным окремнением и 2) известняки, образованные скоплениями мелких (2—3 м) лепешковидных водорослей *Osagia*, часто почти полностью окремелые (Швецов, 1940в; Осипова, Бельская, 1967). Выше залегают белые сахаровидные, местами окремелые известняки, содержащие брахиоподы *Gigantoproductus edelburgensis*, *G. latissimus*, *Striatifera magna*, *Antiquatonia kremenskensis*, фораминиферы и др. Общая мощность протвинских отложений в районе Алексина не превышает 10—12 м, в бассейне р. Протвы — до 20 м, а в Москве она достигает уже 27 м (см. рис. 40, V), причем доломиты и водорослевые известняки здесь имеют большее развитие (М. С. Швецов, 1948 г.).

Считалось, что протвинские отложения полностью размыты на юго-востоке синеклизы, но в последнее время светлые известняки с типичными протвинскими фораминиферами *Eostaffellina protoae* Raуs., *Pseudoendothyra continens* Ros., *P. globosa* Ros. и другими вскрыты несколькими скважинами в районе Рязани (Льгово — Новоселки).

На западной окраине рассматриваемой территории (районы Сычевки, Ржева, Селижарова и далее вплоть до г. Боровичи) в основании разреза протвинского горизонта обычно находятся микрозернистые доломиты мощностью 2—4 м (Вишняков, 1956); в районе Боровичей встречаются прослои глин и песков. Выше лежат светлые сахаровидные известняки, местами сильно доломитизированные с конкрециями крем-

ня и прослойками зеленых и красных глин. В известняках иногда очень обильны остатки кораллов и брахиопод; среди последних много появившихся в протвинское время *Striatifera magna*, *S. tenella*, *Davidsonina curvata*, *Gigantoproductus edelburgensis*, но присутствуют и виды, которые были широко распространены в окское время — *Striatifera striata*, *Gigantoproductus striato-sulcatus*, *G. giganteus* и др. Такие же особенности свойственны комплексам фораминифер (Паузер-Черноусова, 1948а) и кораллов (Добролюбова, 1958).

Мощность отложений колеблется на западе в пределах 20—30 м (Ржев — Боровичи), а на востоке (Бежецк, Красный Холм) превышает 40 м.

На севере (Красный Холм) низы протвинского горизонта представлены доломитами, иногда включающими редкие прослои известняков с характерными фораминиферами (см. рис. 40, VI). Выше лежат сероватые или белые сахаровидные известняки, сильно окремненные и доломитизированные, содержащие остатки крупных брахиопод (*Gigantoproductus latissimus*, *Striatifera magna*), одиночных и колониальных кораллов, фораминифер (*Eostaffellina paraprotvae*, *E. subsphaerica*, *Pseudoendothyra continens* и др.).

На северо-востоке описываемой территории (Любим — Солигалич — Шарья) в отложениях протвинского горизонта преобладают доломиты. В Шарье (Ильина и др., 1958) выделяются нижняя доломитовая, и верхняя известняковая, его части (см. рис. 33). Доломиты мощностью до 23 м представлены тремя разновидностями — белыми сахаровидными, серыми разнозернистыми и черными тонкозернистыми. В шлифах видны редкие обломки брахиопод и фораминиферы *Glomospira gordialis* Park. et Jon., *Eostaffella* cf. *minutissima* Raus. и др. Известняки верхней части разреза (6—8 м) светло-серые, белые, мелкозернистые, с примазками фиолетовой и красной глины, с фораминиферами *Eostaffella mosquensis* Viss., *E. cf. proikensis* Raus., *E. pseudostruwei* Raus., *E. singularia* Viss., *Mediocris* cf. *mediocris* Viss.

В Любиме к этому горизонту условно отнесены доломиты с примазками пестрых глин общей мощностью 20 м. Здесь лишь в одном образце удалось обнаружить *Eostaffellina paraprotvae* (Raus.).

В целом для протвинского горизонта характерны следующие виды: брахиоподы — *Gigantoproductus latissimus* Sow., *G. edelburgensis* Phill., *G. superior* Jan., *G. protvensis* Sar., *Striatifera magna* Jan., *S. tenella* Jan., *Antiquatonia kremenskensis* Sar., *Spirifer lujaensis* Semich.; хететиды — *Chaetetes rossicus superior* Sok., *Ch. pinnatus* Sok. и др.; ругозы — *Lonsdaleia multiseptata* Dobr. и др.; фораминиферы — *Eostaffellina protvae* Raus., *E. paraprotvae* Raus., *E. subsphaerica* Gan., *Pseudoendothyra continens* Ros., *Endothyranopsis crassa* var. *sphaerica* Raus. et Reitl., *Bradyina* ex gr. *cribrostomata* Raus. et Reitl. и др.

Высоковские слои

Высоковские слои впервые были выделены М. С. Швецовым (1938) по р. Скинге у д. Высокое и прослежены по Протве, Луже и Москверке. Последующими работами ГУЦР эти толщи были выявлены в районе Алексин — Калуга. Эти образования повсеместно залегают на размытой, местами закарстованной поверхности протвинского горизонта, а по р. Мышиге покрывают стешевскую и тарусскую (?) толщи (Утехин, 1956 г.) Выражены они пачкой пестрых (коричневато-желтых, красных, фиолетовых) глин мощностью от 0,5 до 3 м, переполненных кусками сильно изъеденных сахаровидных известняков и кремней, и

представляют собой элювий, образовавшийся в домосковский континентальный период (конец намюра — начало московского века, по М. С. Швецову).

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Средний отдел каменноугольной системы представлен в рассматриваемом районе отложениями обоих его ярусов — башкирского и московского.

БАШКИРСКИЙ ЯРУС

К башкирскому ярусу предположительно отнесены толща карбонатных отложений, залегающих между протвинскими известняками и верейскими терригенными породами в северо-восточных и северо-западных районах описываемой территории. Башкирский возраст имеет также азовская терригенная свита, распространенная в глубоких погребенных долинах в южных частях Московской и Рязанской областей.

Карбонатные башкирские отложения. Первые сведения о наличии карбонатных башкирских отложений в северо-западной части платформы появились в начале 50-х годов, когда Т. И. Шлыкковой (1951) в керне нескольких скважин, пробуренных близ ст. Пестово, были обнаружены фораминиферы *Pseudostaffella proozawai* Kir., *Ps. ex gr. antiqua* Dutk., *Parastaffella ex gr. pseudosphaeroidea* Dutk., *Profusulinella staffellaeformis* Kir., *Schubertella ex gr. obscura* Lee et Chen., *Novella cf. aperta* Grozd. et Leb.; которые она сопоставила с комплексом фораминифер башкирского яруса Самарской Луки. Отложения, датированные в Пестовских скважинах как башкирские, имеют мощность от 9 до 26 м (по данным А. Н. Александровой и Е. А. Петровой) и представлены глинистыми известняками с тонкими прослоями глин и со следами размыва в основании.

По аналогии с этими породами к башкирскому ярусу предположительно отнесены карбонатные отложения мощностью от 10 до 13 м, встреченные скважинами близ Максатихи и Красного Холма на глубинах соответственно 190—200 и 393,8—406,8 м (по материалам Ю. Т. Кузьменко и К. Ю. Волкова, Т. А. Никитиной, В. А. Васильева и др.). По данным этих исследователей, башкирские (?) отложения залегают на размывтой поверхности фаунистически охарактеризованных протвинских известняков. В основании толщи лежат глины с обломками известняка, их сменяют мелко- и тонкозернистые серые, светло-серые и розоватые известняки и доломиты, часто глинистые, иногда с остатками органогенно-обломочной структуры, местами — окремелые. Среди них встречаются прослой (до 2 м) плотных песчанистых глин, обычно известковистых, окрашенных в красноватые тона. Фауны вся эта толща не содержит. Перекрывается эта толща терригенными отложениями, типичными для верейского горизонта московского яруса.

По данным съемочных работ 1967—1970 гг. аналогичные отложения, получившие название «пестовской толщи», прослеживаются почти на всей территории Ярославской области¹.

В Шарьинской опорной скважине (Н. И. Ильина, И. Г. Кениг) в интервале глубин 1320—1336 м также встречены карбонатные и глинистые породы, отнесенные к башкирскому ярусу на основании того, что по положению в разрезе и по литологическим особенностям они легко параллелизуются с отложениями, развитыми восточнее и северо-

¹ По Е. В. Фоминой, эти карбонатные отложения имеют нижнеямурский возраст.

восточнее (в Котельниче и Вожгалах) и содержащими башкирский комплекс фораминифер.

Мощность башкирских (?) отложений в Шарье 16 м. По сравнению с Максатихой и Красным Холмом здесь значительно больше алевролитистых глин, которые образуют два прослоя мощностью 4 и 4,5 м; известняки и доломиты также характеризуются значительно большей глинистостью, очень распространена стилолитизация пород. Разрез толщи завершают сильно разрушенные и закарстованные доломиты, перекрывающиеся верейскими глинами¹.

Азовская свита. Впервые эта песчаная толща была выделена И. В. Хворовой в 1951 г. на юге Окско-Цнинского вала, в бассейне р. Азы, в составе верейского горизонта. Е. А. Иванова в 1953 г. высказала предположение о башкирском возрасте этой толщи. В тот же период аналогичные отложения были обнаружены в глубокой «доверейской депрессии» близ Серпухова. В верхних слоях этой толщи Д. Н. Утехин в 1953 г. обнаружил смешанную башкирско-московскую флору. В 1960 г. этот исследователь, опираясь на новые определения Е. О. Новик и свои наблюдения, уже уверенно высказал мнение о башкирском возрасте нижней части азовской свиты. Им были описаны азовские отложения в долинах близ Пронска и ст. Кораблино. На основании всех этих данных Решением Межведомственного стратиграфического комитета вся азовская свита в 1965 г. была отнесена к мелекесскому горизонту башкирского яруса.

Возрастные взаимоотношения карбонатных башкирских отложений и терригенной азовской свиты однозначно установить не удается. Вероятно, карбонатные отложения древнее терригенных, так как азовская свита принадлежит уже к самой верхней части башкирского яруса.

По данным многих изучавших азовские отложения геологов (А. С. Яснова, М. С. Бердак, С. Н. Бабушкина, Ф. И. Урусбиева, С. Я. Гоффеншефер, Ю. И. Иосифова, Б. А. Яковлев, З. Д. Нефедова, К. К. Рождественская, Л. В. Крылова, Б. П. Жернаков, Е. А. Шулешкина, Т. Ю. Жаке и др.), эти образования заполняют наиболее глубокие части ложбин, составляющих, по-видимому, единую погребенную эрозионную сеть, развитую вблизи южной границы распространения среднекаменноугольных отложений.

Основная долина протягивается в направлении, близком к широтному, почти на 450 км — от района г. Юхнова через Серпухов, Серебряные Пруды, Пронск и далее, вероятно, до восточной границы Рязанской области, где выходит за пределы рассматриваемой территории (рис. 43). Отдельные фрагменты более мелких долин (притоков основной реки) наблюдаются значительно южнее — на юге Тульской и севере Липецкой областей.

Установленная бурением относительная глубина вреза главной долины на западе составляет 40—60 м, у Серпухова и у Серебряных Прудов она достигает 140—150 м, в районе Пронска и к востоку от него равна 120 м (в связи с некоторым понижением прилегающих частей древнего водораздела). Не исключено существование и более глубокого вреза, еще не обнаруженного скважинами. Абсолютные отметки dna долины уменьшаются с запада на восток от плюс 168 м (д. Перепудово близ Юхнова) до минус 22 м и минус 11 м (Серебряные Пруды и

¹ Возможно, глинисто-карбонатные отложения Шарьи также являются нижнепалеозойскими.

Пронск). Постепенно углубляясь, долина прорезает все более и более древние стратиграфические горизонты: тарусский и веневский на западе, упинский и заволжский у Серпухова и различные горизонты верхнего девона восточнее Пронска (рис. 44). Ширина долины не превышает 3—5 км. Склоны ее осложнены крупными погребенными оползнями (Д. Н. Утехин, Т. Ю. Жаке).

Строение отложений, заполняющих долину, довольно постоянно почти на всем ее протяжении. По литологии здесь четко выделяются

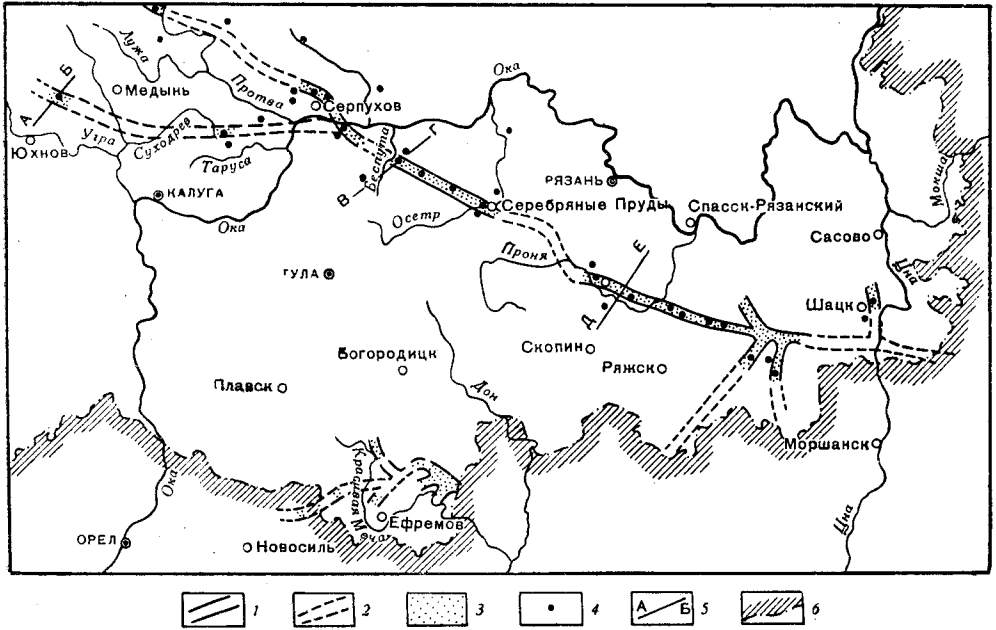


Рис. 43. Схематическая карта распространения терригенной азовской толщи

1 — контур дользовских эрозионных долин, установленных бурением, 2 — предполагаемое продолжение долин; 3 — область распространения азовской толщи (по данным бурения); 4 — буровые скважины; 5 — линии геологических профилей (см. рис. 44); 6 — границы территории, рассматриваемой в настоящем томе

нижняя (песчаная) и верхняя (песчано-глинистая) толщи (см. рис. 44 и 45), сопоставляющиеся с нижеазовской и вышеазовской толщами Е. А. Ивановой и И. В. Хворовой, но значительно более мощные¹. За пределами долины эти отложения не встречены. Самые полные разрезы азовской свиты известны по скважинам в районе Серпухова (Т. Ю. Жаке).

Нижеазовская толща в наиболее глубоких частях погребенной долины имеет мощность до 110 м (д. Калугино близ Серпухова), местами, вероятно, даже до 140 м. Толща сложена пестрыми (преимущественно красноцветными) кварцевыми и кварц-полевошпатовыми слюдистыми песками и песчаниками с кальцитовым или железистым цементом, иногда косослоистыми, глинистыми, в основном средне- и мелкозернистыми, реже тонко- или крупнозернистыми, нередко с раститель-

¹ По-видимому, этим авторам были известны лишь неполные разрезы описываемых толщ.

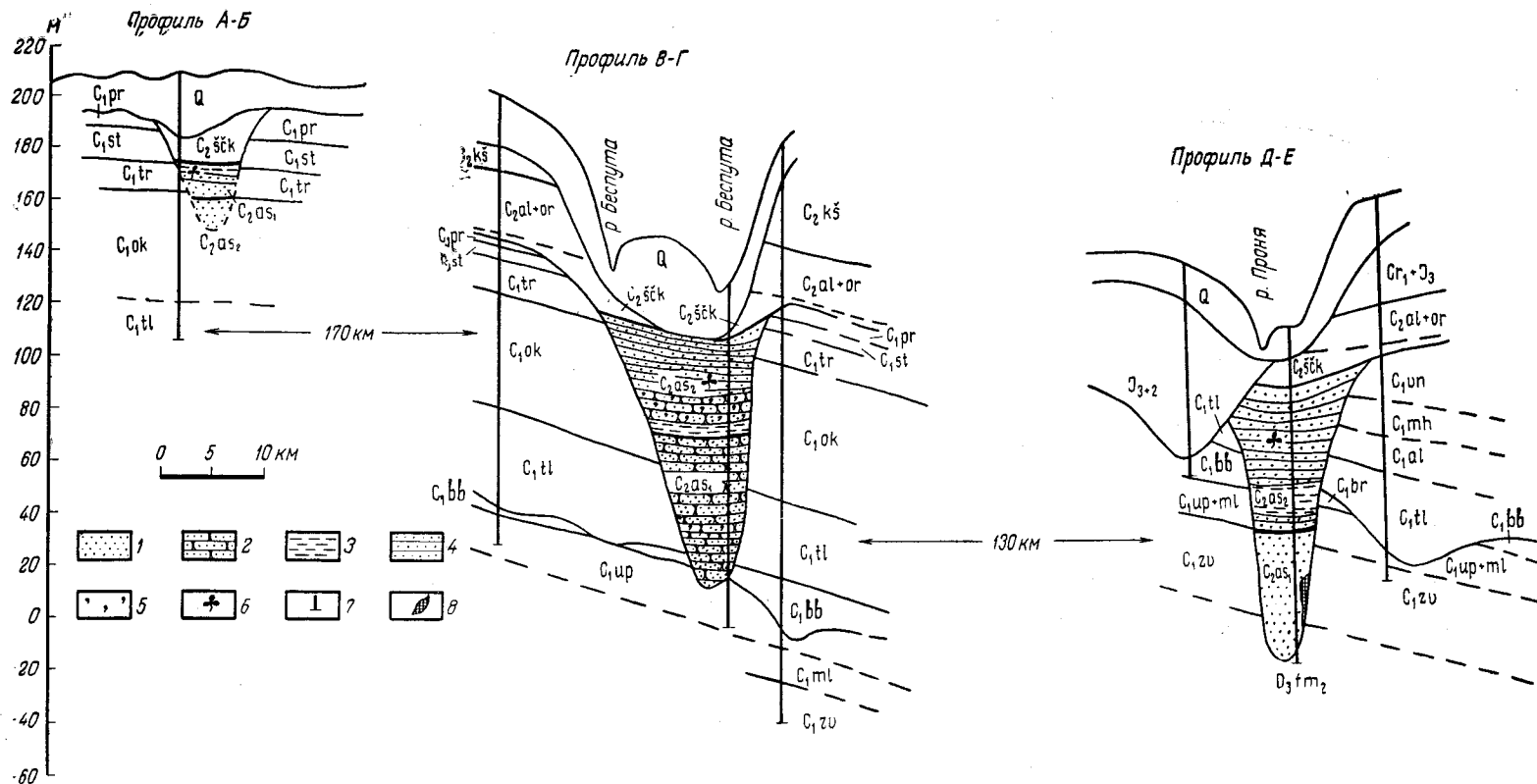


Рис. 44. Схематические геологические профили через различные участки доазовской долины

1 — пески; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — тонкое переслаивание глин с песками или песчаниками; 5 — включения обуглившихся растительных остатков; 6 — места находок определенных растительных остатков; 7 — буровые скважины; 8 — древние оползни. Индексами обозначены: D_3fm_2 — верхнефаменский подъярус; C_{1zv} — заволжский горизонт; C_{1ml} — малевский горизонт; C_{3up} — упинский горизонт; C_{1bb} — бобринковский горизонт; C_{1tl} — тульский горизонт; C_{1al} — алексинский горизонт; C_{1mh} — михайловский горизонт; C_{1up} — веневский горизонт; C_{1ok} — окский надгоризонт; C_{1tr} — тарусский горизонт; C_{1st} — стешевский горизонт; C_{1pr} — протвинский горизонт; C_{2as_1} — нижеазовская толща; C_{2as_2} — вышеазовская толща; C_{2sck}^{vv} — шацкая толща; C_{2al+or} — алытовская и ордынская толщи; C_{2ks} — каширский горизонт; I_{2+3} — средне- и верхнеюрские отложения; G_1+J_3 — нижнемеловые и верхнеюрские отложения; Q — четвертичные отложения. Расположение линий профилей см. на рис. 43

ным детритом по наслоению. Отдельные пачки (до 4 м) состоят из тонкопереслаивающихся песков или песчаников и глин. В основании толщи иногда сгружен слабо окатанный щебень протвинских известняков. В тяжелой фракции зерен 0,05—0,25 мм довольно резко преобладают

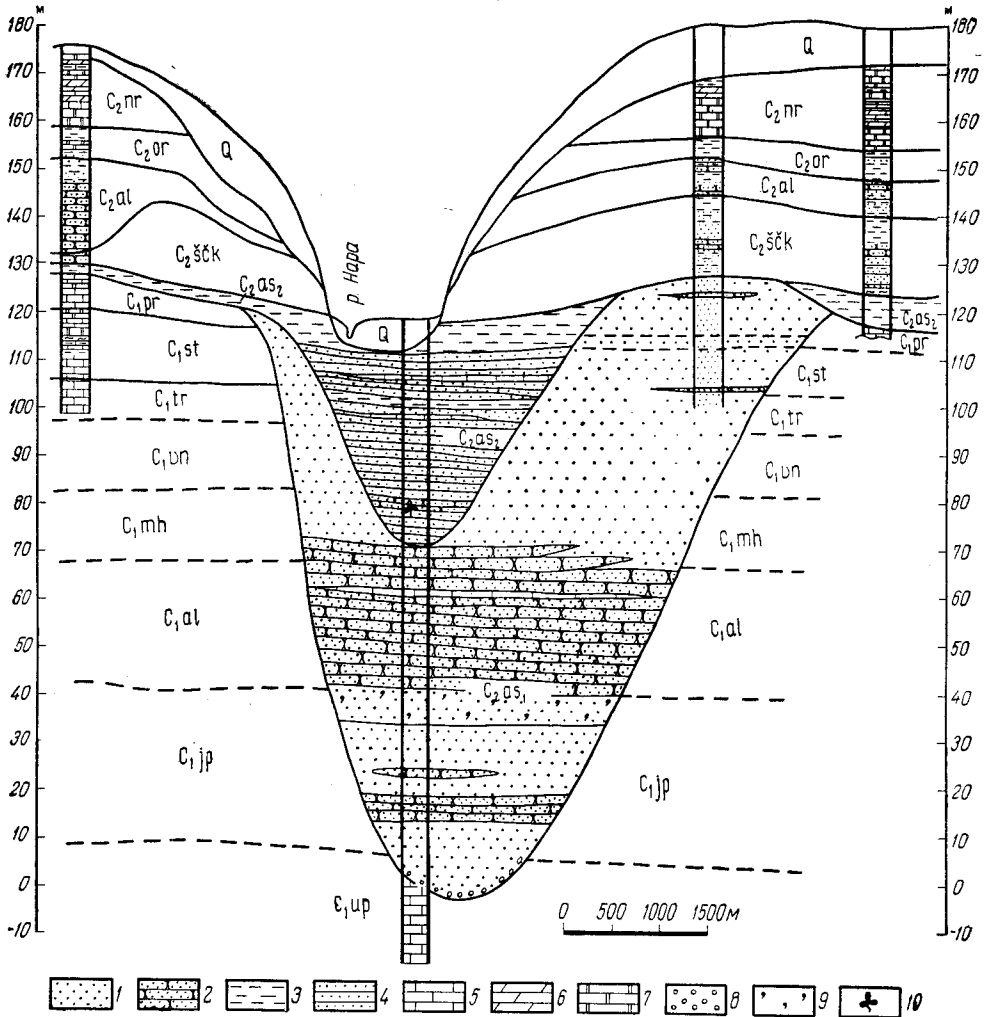


Рис. 45. Поперечный разрез дозовской долины у д. Рыболово на р. Нарэ близ Серпухова (по материалам Т. Ю. Жаке)

1 — пески; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — тонкое переслаивание глин с песками или песчаниками; 5 — известняки; 6 — мергели; 7 — доломиты; 8 — валуны; 9 — углистые включения; 10 — отпечатки флоры. Индексами обозначены: C_{1up} — упинский горизонт; C_{1jp} — яснополянский надгоризонт; C_{1al} — алекенский горизонт; C_{1mh} — михайловский горизонт; C_{1vn} — веневский горизонт; C_{1tr} — тарусский горизонт; C_{1st} — степешевский горизонт; C_{1pr} — протвинский горизонт; C_{2as₁} — нижне-азовская толща, C_{2as₂} — верхнеазовская толща; C_{2ščk} — шацкая толща. C_{2al} — альятовская толща, C_{2or} — ордынская толща; C_{2nr} — нарская толща; Q — четвертичные отложения

гранат (24—53%) и апатит (до 28%). Определенных органических остатков в этой толще не встречено. Существенных фациальных изменений толща не претерпевает.

Верхнеазовская толща залегает на нижнеазовской с размывом. По Т. Ю. Жаке, у Серпухова отложения, отнесенные к этой толще, заполняют две узкие параллельные ложбины, глубоко врезанные в нижнюю толщу.

Иногда верхнеазовская толща занимает несколько большую площадь, чем нижеазовская (см. рис. 45), налегая на бортах долины непосредственно на различные горизонты нижнего карбона. В других случаях верхняя толща, напротив, распространена менее широко, чем нижняя, и верейские отложения трансгрессивно ложатся на нижеазовские.

В связи со сложными условиями залегания мощность верхнеазовской толщи сильно колеблется. В центральной части долины она обычно достигает 30—50 м, а в отдельных пунктах (к югу от Каширы) 89 м.

В толще выделяются две пачки. Нижняя состоит из тонкопереслаивающихся глин и песков (слойки от 2 до 10 см) с редкими прослоями песчаных известняков. Пески зеленые и желто-зеленые, мелкозернистые, полимиктовые, слюдястые, прослоями с известковистым цементом, иногда косослоистые. В отдельных разрезах пески отсутствуют. В отличие от нижеазовской толщи, в тяжелой фракции песков среди прозрачных минералов резко преобладает циркон (23—82%), а гранат имеет подчиненное значение (12—19%). Содержание апатита очень непостоянно (0—59%), но обычно выше, чем в песках нижеазовской толщи. Возрастает количество турмалина (12—21%). Глины пестрые, алевролитистые, известковистые, реже жирные; содержат тонкие послойные скопления углистого материала. Известняки (от нескольких сантиметров до 1,4 м) серые, тонкокристаллические, с беспорядочными скоплениями угловатых зерен кварца и полевого шпата, с листочками мусковита и обуглившимися растительными остатками. Определенных остатков флоры или фауны в них не обнаружено.

Верхняя пачка сложена глинами сероцветными (до черных), часто сланцеватыми. В тонкодисперсной фракции в них преобладают гидростлюды мусковитового и биотитового типов.

Глинистая масса иногда скреплена пелитоморфным кальцитом, часто содержит обломочные включения известняка и обрывки органического вещества (19—70%). Встречаются многочисленные растительные остатки, которые иногда образуют прослои (до 0,85 м) листоватого фюзенизированного гумусового угля. Эти глины отмечались рядом исследователей на юге Окско-Цнинского вала (Бирина, 1949а; Хворова, 1958; Швецов, 1954; и др.) и на р. Опрань южнее Каширы (Иванова, Хворова, 1955), но обычно включались в верейский горизонт (по Ивановой и Хворовой, это шацкая толща верейского горизонта, но эти исследователи допускали, что сероцветные глины могут быть и верхнеазовскими). К настоящему времени многочисленными скважинами выявлена отчетливая приуроченность описываемых глин к погребенной эрозионной сети и установлено наличие размыва, отделяющего их от верейского горизонта. Все эти данные говорят в пользу включения сероцветной пачки в состав верхнеазовской толщи.

В ряде пунктов (скважины у д. Перепудово близ Юхнова, у д. Калугино близ Серпухова и на Панкинском участке к юго-востоку от Пронска; обнажение на р. Опрань) растительные остатки, содержащиеся в сероцветных глинах, имеют хорошую сохранность. Среди них Е. О. Новик и Д. Н. Утехиным определены: *Neuropteris gigantea* Sternb. f. *arcuata* (Bertr.) Nov., *N. aff. flexuosa* Sternb., *N. schleechanii* Star., *N. heterophilla* Brongn., *N. cf. teniofolia* (Schloth.) Brongn., *N. gigantea* Sternb. f. *lingua* (Bertr.) Nov., *N. scheuchzeri* Hoffm., *Linopteris münsteri* (Eichw.) Pot., *Cordaites principalis* (Germ.) Gein., *Radicitis capillacea* (L. et H.) Pot., *Sigillaria* sp. ex gr. *rhynchidolepis* Corda, *Lepidodendron obovatum* Sternb., *Lepidofloios* aff. *laricinus* Sternb., *Calamites* sp. и др.

Присутствие наряду с московской флорой форм *Neuropteris gigantea* f. *arcuata* (Bertr.) Nov. и *Neuropteris schleechanii* Stur., харак-

терных для башкирского яруса Донбасса и «тепловской свиты» Саратовского Поволжья и Сызрани, позволило Д. Н. Утехину считать эти отложения переходными от башкирских к московским, а все нижележащие — башкирскими.

В глинах близ Пронска обнаружена, кроме того, пыльца кордаитовых *Perissacus primilosus* (Ibr.) Naum., *P. obtusa* Jusch. и споры *Hymenozonotriletes pussilus* (Ibr.) Naum., *Camarozonotriletes angulatus* Naum., *Leiotriletes rotundus* (Waltz.) Naum., *L. lepidus* Jusch., *Acanthotriletes moturus* Jusch., *A. setosus* Losse., *A. serobiculatus* Naum. и др. (материалы Б. П. Жернакова). Этот комплекс характерен как для московских, так и для башкирских отложений и однозначной датировки возраста не дает.

МОСКОВСКИЙ ЯРУС

По принятой в настоящее время стратиграфической схеме московский ярус разделяется на нижний и верхний подъярусы; нижнемосковский подъярус включает верейский и каширский горизонты, верхнемосковский подъярус — подольский и мячковский горизонты. В свою очередь горизонты делятся на толщи (см. табл. 8).

Терригенные верейские отложения, с которых начинается разрез московского яруса, трансгрессивно налегают на более древние (средне- и нижнекаменноугольные) породы. Различная интенсивность предмосковского размыва отражена на опубликованных ранее палеогеологических картах доверейской поверхности, составленных Л. М. Бириной 1953а, а также Л. М. Елиной и Д. К. Андреевым (Ильина и др., 1958). Максимальный размыв наблюдается в юго-восточной части территории, в зоне, вытянутой почти меридионально от Коверина и Шацка до Балахонихи (Центральное поднятие, по Л. М. Бириной). Здесь верейские отложения залегают на михайловском и алексинском горизонтах нижнего карбона. В области, окаймляющей эту зону (Рязань, Тула, Непейцино, Ковров), верейский горизонт подстилается веневским, еще несколько дальше появляется серпуховский надгоризонт; почти на всей остальной части описываемой территории под верейскими залегают протвинские отложения. На небольших участках к северу от Максатихи и северо-востоку от Шарьи верейские отложения ложатся на башкирские. Башкирские (азовские) отложения развиты под верейскими также и на юге, в пределах долин, изображенных на рис. 43.

Нижняя граница московского яруса обычно резкая; кроме изменения литологии и фауны, она подчеркивается следами размыва и глубокого выветривания подстилающих пород. Лишь на юге, в долинах, заполненных терригенными азовскими отложениями, эта граница несколько условна; она проводится по смене верхнеазовских глин верейскими песчано-глинистыми отложениями. Различаются они по условиям залегания, литологии и минеральному составу.

Верхняя граница яруса устанавливается по появлению верхнекаменноугольной фауны и часто подчеркивается прослоем известнякового конгломерата.

Московский ярус залегает близ поверхности (под сравнительно маломощными мезокайнозойскими породами) в пределах широкой дугообразной полосы по западному и южному склонам Московской синеклизы (Калининская, Московская и Рязанская области). Обнажения его известны в основном в Ржевско-Старицком Поволжье, в бассейнах рек Оки и Москвы и на юге Окско-Цнинского вала. Юго-западная граница современного распространения московского яруса проходит примерно по линии Вышний Волочек — Ржев — Гжатск — Малояросла-

вещ — Алексин — Пронск. В восток-северо-восточном направлении описываемые отложения постепенно погружаются; на максимальной глубине (1072 м, или минус 958 м абс. высоты) их кровля залегает в районе Шарьи (рис. 46).

К востоку и северо-востоку от Максатихи, Клина, Москвы и Касимова московские отложения согласно перекрываются верхнекаменноугольными. К северу от Максатихи на московские отложения трансгрессивно ложатся верхнепермские породы. Полная мощность московского яруса вблизи границы его современного распространения равна 100—125 м на западе и юге (Максатиха, Поварово, Воскресенск) и увеличивается до 180—190 м на востоке (Касимов, Тума). В северо-восточном направлении одновременно с погружением мощность яруса возрастает, достигая максимума в центральной части Костромской области, в районе Чухломы (330 м) и Макарьева (290 м). Еще далее на северо-восток она снова уменьшается до 250 м (Шарья), а севернее, в пределах Солигаличской полосы поднятий, до 200—210 м.

Нижнемосковский подъярус

Верейский горизонт. Пестроокрашенные терригенные породы этого горизонта обнажаются в верхнем течении р. Волги близ городов Ржева и Зубцова, на р. Вазузе у г. Старицы, в бассейне р. Оки в районе Верей, Малоярославца, Серпухова и Каширы, а также на реках Азе и Цне.

В полосе сравнительно неглубокого залегания верейский горизонт пройден многочисленными скважинами и хорошо изучен в процессе геологической съемки; в центральной части территории он наблюдался в немногих пунктах (Дмитров, Торгошино, Щелково, Илейкино, Кашин и др.), а на северо-востоке, в пределах Ярославской, Владимирской, Ивановской и Костромской областей, вскрыт лишь опорными скважинами.

Верхнюю границу верейского горизонта на большей части рассматриваемой площади все исследователи проводят по смене терригенных верейских отложений карбонатными каширскими и по появлению каширских брахиопод. Лишь на западной и восточной окраинах территории граница горизонта не совпадает с изменением литологического состава и проводится различными исследователями по-разному. В данной работе на востоке и юго-востоке (Судогда, Касимов, Шацк) нижняя часть сплошной карбонатной толщи (4—9 м) отнесена к верейскому горизонту, так как содержит типичную для него фауну альютовелл (М. С. Швецов, Д. М. Раузер-Черноусова, Е. А. Иванова и И. В. Хворова); иногда (Судогда) эта часть отделена от вышележащих пород прослоем известняковоского конгломерата. На западе, в Верхнем Поволжье, в соответствии со взглядами Е. А. Рейглингер и Н. И. Балашовой (1954) и последними материалами Л. Т. Семененко, наоборот, верхняя часть терригенной толщи (2—6 м) относится уже к каширскому горизонту, а граница верейского горизонта проводится по кровле «маркирующего» прослоя вторичного доломита, в котором наряду с массовым присутствием типично верейских брахиопод *Choristites inferus* Iv а п. появляются единичные каширские брахиоподы родов *Krotovia*, *Marginifera* и др.

На северо-востоке (Солигалич, Шарья) граница верейского и каширского горизонтов, как и на западе, проводится внутри терригенной толщи (Л. М. Елина).

Общая мощность верейского горизонта изменяется в широких пределах (рис. 47). Наименьшие величины (от 9—12 до 18—20 м) она имеет в центральной части территории (Москва, Поварово, Переяславль-

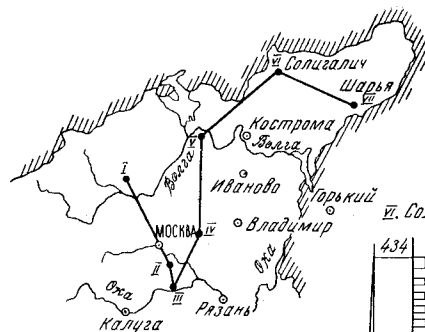
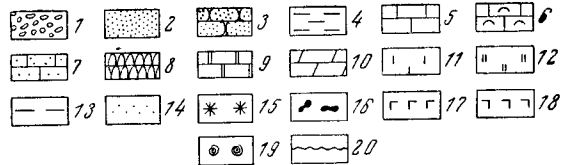
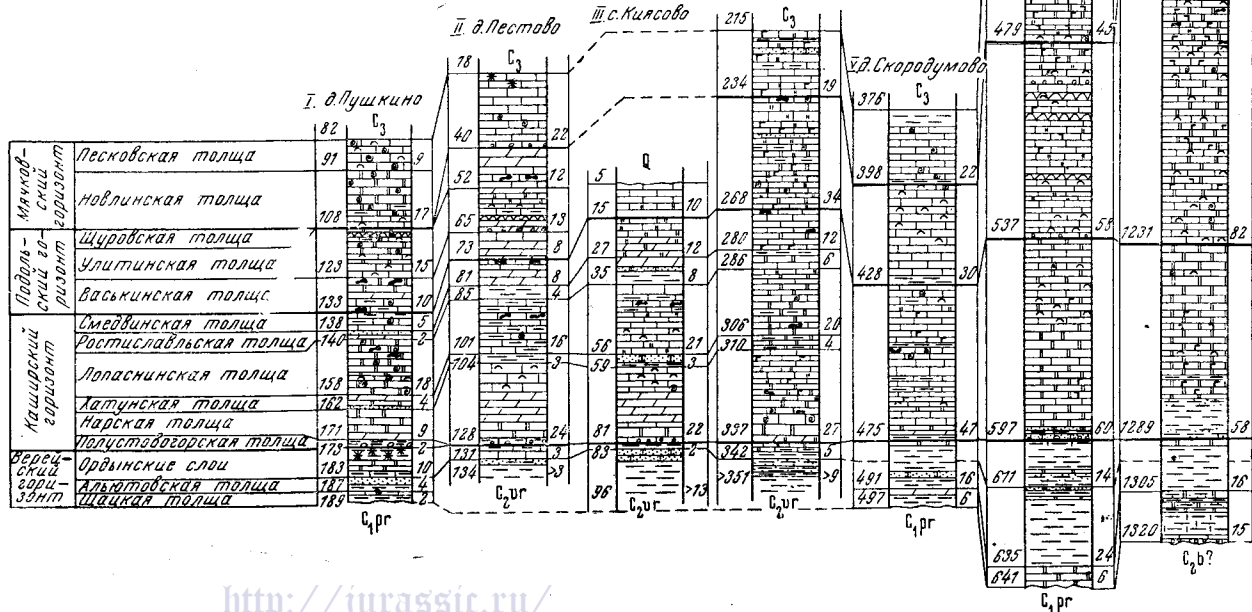


Рис. 46. Сопоставление разрезов московского яруса центральных районов Русской платформы

1 — гальки; 2 — пески, алевролиты; 3 — песчаники, алевролиты; 4 — глины, аргиллиты; 5 — известняки; 6 — известняки органогенно-обломочные и обломочные; 7 — известняки песчаниковидные; 8 — известняки водорослевые; 9 — доломиты; 10 — мергели; 11 — известковистость; 12 — доломитизация; 13 — глинистость; 14 — песчанистость; 15 — ожелезнение; 16 — кремни; 17 — гипс; 18 — ангидрит; 19 — остатки фауны; 20 — размыв. Цифры слева колонки указывают глубину залегания, цифры справа — мощность отложения в метрах. Индексами обозначены: Q — четвертичные отложения; C₃ — верхнекаменноугольные отложения; C_{2b} ? — башкирский ярус (?); C_{1pr} — протвинский горизонт



Залесский, Непейцино, Ярославль и Кострома), к юго-западу и северо-востоку мощность горизонта увеличивается, достигая максимума на северо-востоке, у Шарьи и Солигалича (31—44 м).

На южном и западном склонах синеклизы верейский горизонт по литологическим и отчасти фаунистическим особенностям делится на три части. Это (снизу вверх) шацкая толща, алыутовская толща и ордын-

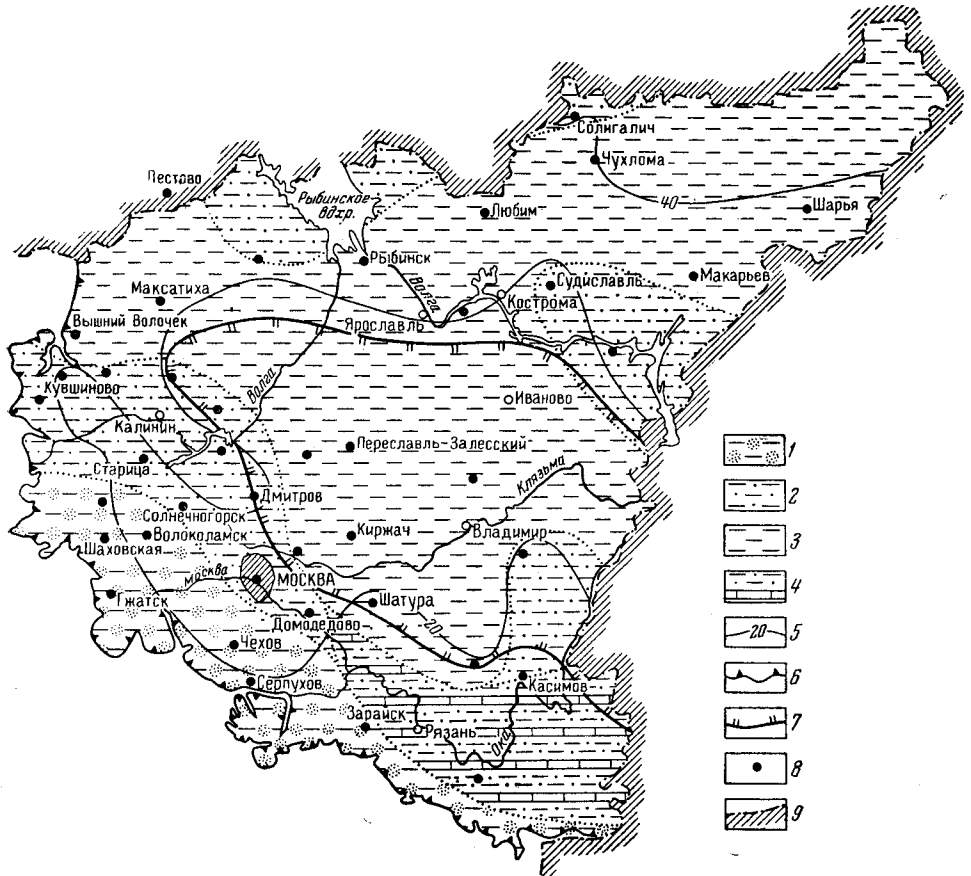


Рис. 47. Литологическая карта алыутовской толщи

1 — зона преобладания песков с прослоями глин; 2 — зона преобладания глин с прослоями песков; 3 — зона глин; 4 — зона глин и песков с прослоями известняков; 5 — изопакиты верейского горизонта; 6 — граница современного распространения верейского горизонта; 7 — область отсутствия шацкой толщи; 8 — буровые скважины; 9 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

ские слои. С некоторой долей условности это деление (по чисто литологическим признакам) может быть прослежено на севере и северо-востоке. В центральной части площади, в области с малой мощностью верейских отложений (см. рис. 47) трехчленное деление горизонта не наблюдается, разрез там гораздо более однообразен.

И шацкая толща, и ордынские слои в нижних частях сложены преимущественно глинистыми, вверху карбонатными породами. Разделяющая их алыутовская толща имеет песчано-глинистый состав, залегает на шацкой толще обычно с размывом. Шацкая толща отличается наиболее изменчивой мощностью (от 1 до 18 м) в связи с неровностями доверейского рельефа и различной интенсивностью преалыутовского размыва; алыутовская толща испытывает и колебания мощности (5—20 м) и наиболее заметные фациальные изменения, обусловленные пре-

обладанием песчаных пород на юге и юго-западе и уменьшением песчаности к северу и северо-востоку; в ордынских слоях общая мощность более постоянна (5—10 м), но заметно меняется мощность карбонатных прослоев, достигающая максимума на юго-востоке.

Шацкая толща залегает на размытой поверхности подстилающих отложений, заполняя эрозионные углубления. Вблизи границы современного распространения (районы Малоярославца, Серпухова, Можайска, Сычевки, Ржева и Волоколамска) на отдельных участках полностью уничтожена предальютовским размывом (С. Я. Гоффеншефер, Б. А. Яковлев, Т. Ю. Жаке, Л. Т. Семеновко и др.). Размыв шацкой толщи отчетливо наблюдается в известном обнажении у с. Альютово (М. С. Швецов).

В районе Серпухова, где строение этой толщи подробно изучено Т. Ю. Жаке, шацкая толща состоит из трех пачек. Нижняя, глинисто-алевритовая (до 5 м), и средняя, песчанистая (до 7—8 м), распространены лишь в понижениях древнего рельефа, верхняя, глинисто-известняковая (от 1—2 до 6—8 м), развита широко. Характерен выдержанный прослой известняков мощностью 0,5—1,5 м, залегающий обычно в кровле верхней пачки и лишь местами уничтоженный предальютовским размывом.

Глины шацкой толщи пестроцветные (красные, кирпичные, зеленоватые, сиреневые), алевритистые, реже жирные, неравномерно известковистые, монтмориллонитовые и гидрослюдисто-монтмориллонитовые, иногда с небольшой примесью каолинита. В алевритовой фракции среди прозрачных тяжелых минералов попеременно преобладают гранат (20—70%) и циркон (10—42%), иногда много рутила (до 16%); характерно почти полное отсутствие турмалина и апатита. Из непрозрачных минералов преобладает лимонит. Легкая фракция состоит из кварца и полевых шпатов (до 40%).

Пески и песчаники красноцветные, тонко- и мелкозернистые, полимиктовые, слюдястые, известковистые.

Известняки белые, желтоватые или розоватые, слоистые, органогенно-детритусовые или мелкозернистые, песчаные, иногда доломитизированные. В органогенных разностях встречаются многочисленные отпечатки брахиопод *Buxtonia* aff. *piscariae* W a t., остатки морских ежей и морских лилий, отпечатки гастропод и пелеципод.

Без существенных фациальных изменений (лишь с замещением самой невыдержанной песчанистой пачки глинами) шацкая толща прослеживается и на юго-востоке (Рязань, юг Окско-Цнинского вала), и на юго-западе (районы Можайска и Наро-Фоминска) и на западе (Вышний Волочек, Кувшиново, Волоколамск). Для района Волоколамска Л. Т. Семеновко выявлено закономерное уменьшение вверх по разрезу количества граната и одновременное возрастание содержания циркона. В керне Ордынской скважины в Москве (М. С. Швецов, 1948 г.) наблюдается сильная закарстованность доломитов в кровле толщи; пустоты в них заполнены песком, начинающим разрез альютовской толщи. Для всей этой области характерно увеличение доломитизации известняков в северном и северо-западном направлении.

Мощность шацкой толщи на южном крыле синеклизы изменяется от 3—5 до 15—18 м, на западном крыле она более постоянна, обычно не превышает 10 м. Минимальная мощность толщи при полном ее разрезе отмечена в Москве (1 м). К северу от Москвы шацкая толща выклинивается (рис. 48).

На севере и северо-востоке снова появляется толща, соответствующая шацкой. Она может быть выделена в ряде опорных скважин (Максатиха, Любим, Чухлома, Решма, Шарья и др.). Эта толща сложена

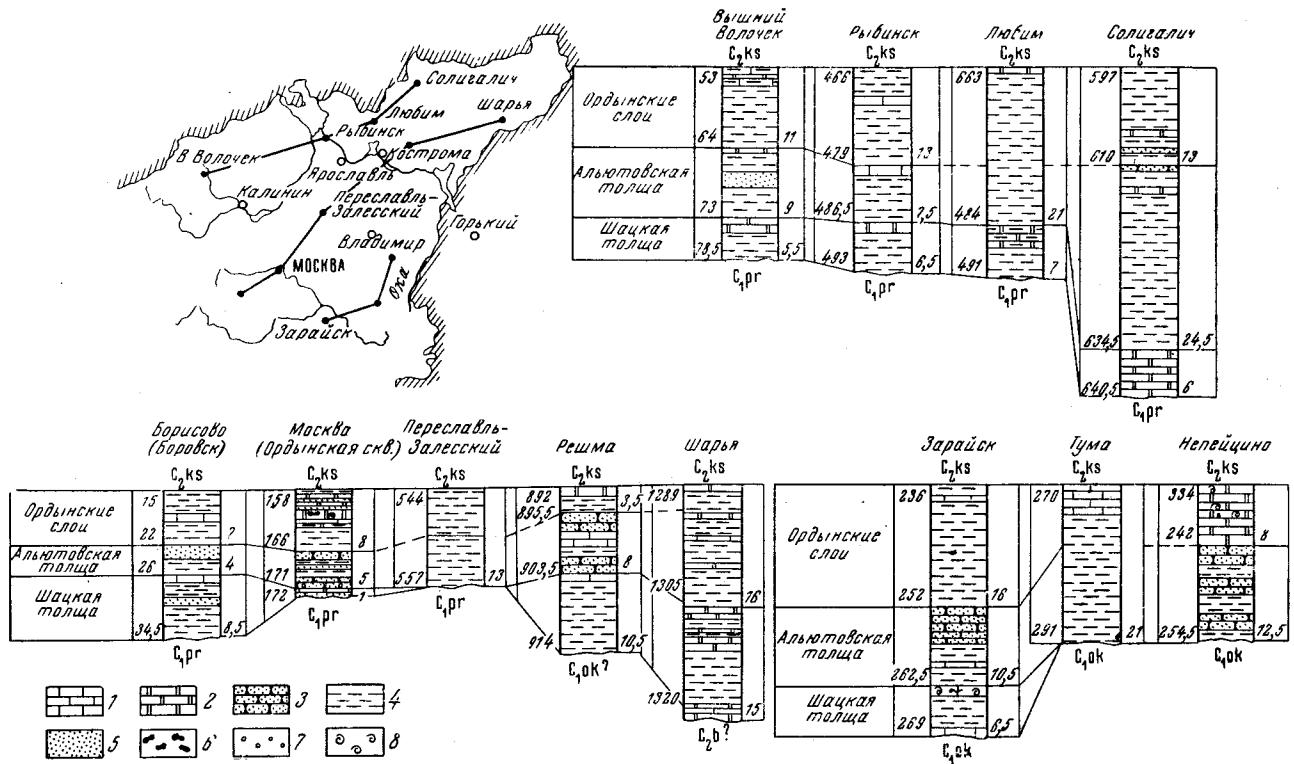


Рис. 48. Сопоставление разрезов верейского горизонта центральных районов Русской платформы
 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — песчаники; 4 — глины и аргиллиты; 5 — пески и алевроиты; 6 — кремни; 7 — галька; 8 — остатки фауны. Цифры слева указывают глубину вскрытия горизонта, цифры справа — мощность толщ

внизу красноцветными алевритистыми глинами, а сверху или органическими известняками или глинистыми алевритистыми доломитами красноватых тонов. Мощность толщи изменяется от 6—7 до 14 м.

Фауна шацкой толщи, приуроченная к карбонатным прослоям, изучена в основном в южных районах, где известняки менее доломитизированы. Она довольно бедна видами. Из брахиопод встречаются частые *Buxtonia* ex gr. *piscariae* Wat., редкие *Choristites* cf. *teshevi* A. et E. Ivan., *Orthotetes regularis* Wag.; из фораминифер — *Glomospira elegans* Lop., *Endothyra mosquensis* Reitl., *E. minuta* Reitl.

Альютовская толща на западе и юго-востоке залегает на шацкой толще с отчетливо выраженным размывом, в связи с чем они легко отделяются друг от друга. Кроме того, в юго-восточных районах она отличается и характером фауны. На севере и северо-востоке резкого размыва в основании толщи обычно не наблюдается, а фауна — отсутствует. Там альютовская толща выделена условно, по литологическим особенностям.

На южном крыле и большей части западного крыла Московской синеклизы толща сложена песками и глинами в различных соотношениях. Преобладание песков особенно резко выражено на юге Московской области. Близ Серпухова (Т. Ю. Жак, Б. А. Яковлев) разрез начинается грубозернистыми косослоистыми красноцветными песками (0,5—2 м), переходящими по простирацию в конгломерат из галек мергелей, гли и известняков с карбонатным песчаным цементом, с зернами глауконита и мелкими зубами рыб. Выше залегают пески мелко- или среднезернистые, глинистые, обычно неизвестковистые, нередко с глинистым или железистым цементом (мощность 5—7 м). Толща песков иногда разделена появляющейся в середине глинистой пачкой (1,5—3,0 м) на две части. В отдельных обнажениях вся альютовская толща сложена тонкопереслаивающимися песками и глинами или глинистыми алевритами.

Пески кварц-полевошпатовые (полевой шпат составляет 30—40%, редко до 63% легкой фракции), зерна угловатые и слабо окатанные, корродированные. Среди тяжелых минералов фракции 0,05—0,25 мм наряду с характерным для всего верейского горизонта большим количеством граната (37—63%) и циркона (11—22%) отмечается высокое содержание апатита. Среди непрозрачных минералов преобладают ильменит и магнетит (70—80%). Глины гидрослюдистые, с примесью каолинита (более значительной, чем в шацкой толще).

По мере продвижения от Серпухова на запад и северо-запад роль песков в составе толщи постепенно уменьшается. В районах Малоарславца, Можайска и Сычевки сравнительно мощные пачки песков присутствуют, как правило, в основании толщи и иногда у ее кровли. Средняя часть обычно сложена глинами (С. Я. Гоффеншефер, В. А. Головок, А. В. Лопатникова).

Севернее, близ Ржева и Кувшинова, пески или сменяются алевритами или образуют второстепенные прослои в толще гли, а к северу от Вышнего Волочка и вовсе исчезают из разреза (Л. Т. Семененко).

К востоку от г. Калинина и к северу от Клина в единичных скважинах (д. Дмитрова Гора) альютовская толща представлена мощными (до 13—15 м) песками, но в большинстве близлежащих разрезов сложена глинами с подчиненными прослоями песков (О. Н. Лаврович). В Ордынской скважине к альютовской толще И. В. Хворовой отнесены две песчано-алевроитовые пачки, разделенные глиной. Мощность толщи в этих районах обычно равна 5—10 м, но иногда увеличивается от 18—20 м за счет раздува нижней песчаной пачки.

К юго-востоку от Серпухова алытовская толща имеет иной разрез. В обнажении у с. Алытово (по М. С. Швецову, Е. А. Ивановой и И. В. Хворовой) в основании толщи, как и у Серпухова, залегают красные, фиолетовые и зеленовато-желтые пески, внизу грубозернистые, косослоистые, с мелкими галечками известняка и зубами рыб, выше мелко- и среднезернистые, глинистые, общей мощностью около 5 м. На них лежит не встречающаяся западнее пачка переслаивающихся песчаных известняков, красноцветных глин и глинистых песков или песчаной мощностью 8 м. Известняки содержат обильную и разнообразную фауну, поверхность их часто взрыхлена роющими животными, иногда наблюдаются знаки ряби.

Известняки наблюдаются и восточнее, на реках Азе и Цне, а пески почти исчезают из разреза, замещаясь глинами. Мощность толщи в этих районах 8—13 м.

В северной и северо-восточной частях территории толща, которую можно сопоставить с алытовской, представлена в основном однообразной пачкой красноцветных глин, обычно алевритистых, известковистых, слюдястых. Прослой песков (до 2 м) появляются лишь на севере (Красный Холм, Солигалич) и на востоке, у границы Ивановской и Костромской областей (Решма). Мощность толщи около 14—16 м.

Фауна, характеризующая алытовскую толщу, определена главным образом из прослоев известняков в обнажениях на юго-востоке территории (Иванова, Хворова, 1955). Из брахиопод для нее типичны первые московские хориститы: *Choristites inferus* Ivan., *Ch. aljutovensis* E. Ivan., *Ch. teshevi* A. et E. Ivan., а также *Chonetes carboniferus* Keys., *Paeckelmannia aljutovica* E. Ivan., *Linoproductus latiplanus* Ivan., *L. riparius* Trd. и др., из иглокожих *Archaeocidaris clavata* Eichw., мшанки *Tabulipora aljutovensis* Sch.-Nest., *Nikiforovella aleksandrae* Sch.-Nest. и др.

Среди фораминифер наиболее распространены зоштаффеллы и псевдоштаффеллы, представленные не встречавшимися в более древних отложениях видами *Eostaffella paraprotvae* Raus., *E. parastruvei* Raus. var. *chusovens* Kir., *Pseudostaffella subquadrata* Grozd. et Leb., впервые появляются *Aljutovella aljutovica* Raus., *A. cf. artificialis* Leont. и др.

Ордынские слои литологически довольно постоянны. Обычно они сложены внизу глинистой пачкой, а сверху — глинисто-карбонатной или карбонатной. Граница с подстилающей алытовской толщей достаточно отчетлива только там, где в кровле последней есть пески; верхняя граница (с каширским горизонтом) при отсутствии фауны также нечеткая.

В Ордынской скважине, где впервые выделены эти слои (Хворова, 1953), к ним отнесены: 1) кирпично-красные глины (3,5 м) с мелкими раковинами брахиопод; 2) покрывающий их зеленоватый доломит (3,5 м) с тонкими прослоями терригенного материала в основании и небольшой рассеянной примесью песчано-алевритового или глинистого материала, с отпечатками брахиопод, сверху с конкрециями кремня и, наконец, 3) лиловатый и зеленоватый доломит (1,2 м) переслаивающийся с красно-буром доломитовым алевритом. В районе Серпухова, где ордынские слои обнажаются в многочисленных оврагах и вскрыты буровыми скважинами, нижняя и верхняя части их разреза сложены глинами; между ними залегают доломиты (2—2,5 м), иногда переслаивающиеся с мучнистым алевритом или жирной глиной (Т. Ю. Жаке). Глины ордынских слоев — гидрослюдистые, с небольшой примесью хлорита и каолинита. Во фракции 0,05—0,25 мм среди тяжелых прозрачных минералов преобладают гранат (42—73%) и циркон (13—33%),

почти отсутствует апатит, обычный для альятовской толщи. В легкой фракции резко преобладает кварц (90—99%). Доломиты пелитоморфные, с порами, заполненными глинистым веществом, с постоянной примесью терригенного материала (полуокатанные зерна кварца, округлые зерна глауконита, полевого шпата).

К востоку от Москвы и Серпухова глины ордынских слоев начинают фациально замещаться карбонатными породами. Еще восточнее, в пределах Окско-Цнинского вала, ордынские слои уже целиком сложены известняками, доломитами и мергелями (Иванова, Хворова, 1955).

На западном крыле синеклизы, в районе г. Калинина и Вышнего Волочка (Л. Т. Семененко), доломиты или доломитизированные песчаные известняки образуют в ордынских слоях выдержанный пласт мощностью 3—4 м; ниже его залегают глины с прослоями мелкозернистых песков, выше изредка также прослеживаются глины мощностью до 1—2 м, хотя чаще разрез завершается карбонатными породами.

Общая мощность ордынских слоев в южных районах обычно составляет 5—8 м; на западе иногда достигает 10—11 м, а на юго-востоке равна 6—9 м.

На севере и северо-востоке описываемой территории (север Калининской и Ярославской областей, Костромская область) ордынские слои до сих пор не выделялись, но с ними легко может быть сопоставлена верхняя часть верейского горизонта, сложенная глинами с прослоями доломитизированных известняков или доломитов. На отдельных участках (Некрасовское, Макарьев) карбонатные породы выклиниваются (или за недостатком данных включены в карбонатную толщу каширского горизонта). Мощность толщи, сопоставляемой с ордынскими слоями, в этих районах обычно изменяется от 5 до 10 м (Рыбинск, Судиславль, Чухлома, Солигалич), минимальная мощность (в Решме) равна 4 м, максимальная (в Шарье) 12 м.

На юге (район Серпухова и бассейн Прони) в ордынских слоях встречена разнообразная фауна, приуроченная как к карбонатным, так и к глинистым породам. Среди брахиопод наряду с формами, типичными для нижележащих толщ верейского горизонта, получают широкое распространение *Orthotetes radiata* Fisch., *O. socialis* Fisch., *Dictyoclostus okensis* Ivan., *Meekella eximia* Eichw., встречаются кораллы *Timania* sp., *Bothrophyllum* sp.; из фораминифер наиболее характерны *Eostaffella mutabilis* Ra u s., *Schubertella pauciseptata* Ra u s., *Schubertella obscura* Lee et Chen. var. *mosquensis* Ra u s., встречаются довольно разнообразные представители рода *Pseudostaffella*, а также *Ozawainella umbonata* Gra z hn. et Pot. и др.

В центральной части рассматриваемой территории, как уже отмечено выше, верейский горизонт отличается меньшей мощностью и отсутствием трехчленного деления, что связано с выпадением из разреза нижней глинисто-карбонатной (шацкой) толщи. Альятовская толща и ордынские слои в западной части этой площади (Кимры, Загорск) легко различаются по литологии. Альятовская толща мощностью 7—10 м сложена красноцветными алевритовыми глинами с прослоями песков. Ордынские слои мощностью до 9 м представлены тоже красноцветными, но более жирными глинами с прослоями известняка, иногда глинистого (Торгошино). При движении на восток это различие сглаживается в связи с тем, что пески и алевриты замещаются глинами, так же как и карбонатные породы, которые отмечаются лишь в некоторых опорных скважинах (прослой мергелей в Шатуре), и весь верейский горизонт сложен довольно однородной толщей красноцветных глин (Переяславль-Залесский, Илейкино, Некрасовское). Мощность верейского го-

ризонта во всей этой области равна 12—14 м, редко до 20 м, определенной фауны не обнаружено.

Каширский горизонт. Обнажения этого горизонта известны в верхнем течении р. Волги на участке от Ржева до Старицы, на р. Оке от Каширы до погоста Ростиславль, в долинах притоков р. Оки (Нара, Лопасня, Каширка, Осетр, Проня, Истья, Цна, Аза и др.). Полные разрезы горизонта подробно изучены, кроме того, в многочисленных буровых скважинах в области неглубокого его залегания — в основном севернее и северо-восточнее Ржева и южнее Москвы. Далее к северо-востоку каширские отложения вскрыты сравнительно редкими скважинами (Кимры, Дмитров, Торгошино, Переславль-Залесский, Щелково, Илейкино и др.). В зоне максимального погружения (Ярославская, Владимирская, Ивановская и Костромская области) описываемый горизонт пересечен лишь глубокими опорными скважинами с неполным выходом керна, в связи с чем слабо охарактеризован литологически и палеонтологически. Каширские отложения, как правило, залегают на верейских согласно, и лишь местами между ними наблюдаются следы размыва. Небольшой размыв нередко отмечается и в кровле каширского горизонта. Отсутствием достаточно четких следов перерыва в осадконакоплении объясняются некоторая условность в проведении верхней и нижней границ горизонта и ряд разногласий в этом вопросе.

Нижняя граница каширского горизонта на западе проводится в основании прослоя алевритистых глин или песчаников, в 2—6 м ниже подошвы сплошной карбонатной толщи, в центральной части территории по смене терригенных пород карбонатными, на юго-востоке внутри карбонатной толщи, в 4—9 м выше ее подошвы (см. рис. 46). Верхняя граница горизонта литологически наиболее отчетливо выражена на юге и западе, где приурочена к основанию прослоя известнякового конгломерата. Там же она хорошо обоснована сменой комплексов фауны. В других районах граница не всегда достаточно четкая, а на северо-востоке территории, где конгломерата нет, а остатки фауны редки и имеют плохую сохранность, разделение каширского и подольского горизонтов весьма условно.

Мощность каширского горизонта на большей части территории изменяется в пределах 50—70 м. Лишь на западном крыле синеклизы она уменьшается до 35—40 м в связи с широко развитыми там внутриформационными размывами. Максимальную мощность (75—80 м) горизонт имеет к юго-востоку от Москвы, у Каширы и Рязани. Возможно, в северной и восточной частях Костромской области (Любим, Солигалич, Шарья) принятая мощность каширского горизонта (52—60 м, по Л. М. Елиной) несколько занижена из-за условности его верхней границы.

Горизонт сложен в основном карбонатными породами, но среди них довольно многочисленны прослой глины и мергелей.

Наиболее распространены глины в юго-западной половине территории (по линии Максатиха — Переславль-Залесский — Касимов), где они образуют довольно выдержанные толщи, ритмично чередующиеся с карбонатными. На юге Московской области встречаются прослой песков или песчаников.

Присутствие глин, хотя и в меньшем количестве, характерно также для северо-восточной окраины рассматриваемой площади (Костромская область). Пачка глин и песчаников прослеживается в основании горизонта в Любиме, Солигаличе и Шарье (Л. М. Елина). Глины образуют здесь также отдельные прослой в вышележащих слоях, но выдержанных пачек уже не наблюдается.

В пределах довольно широкой полосы, разделяющей эти два района и протягивающейся через Вологду, Рыбинск, Ярославль, Иваново до северной части Окско-Цнинского вала, глины отсутствуют или очень редки (рис. 49).

Карбонатные породы каширского горизонта представлены органическими, шламовыми или афанитовыми известняками, доломитизиро-

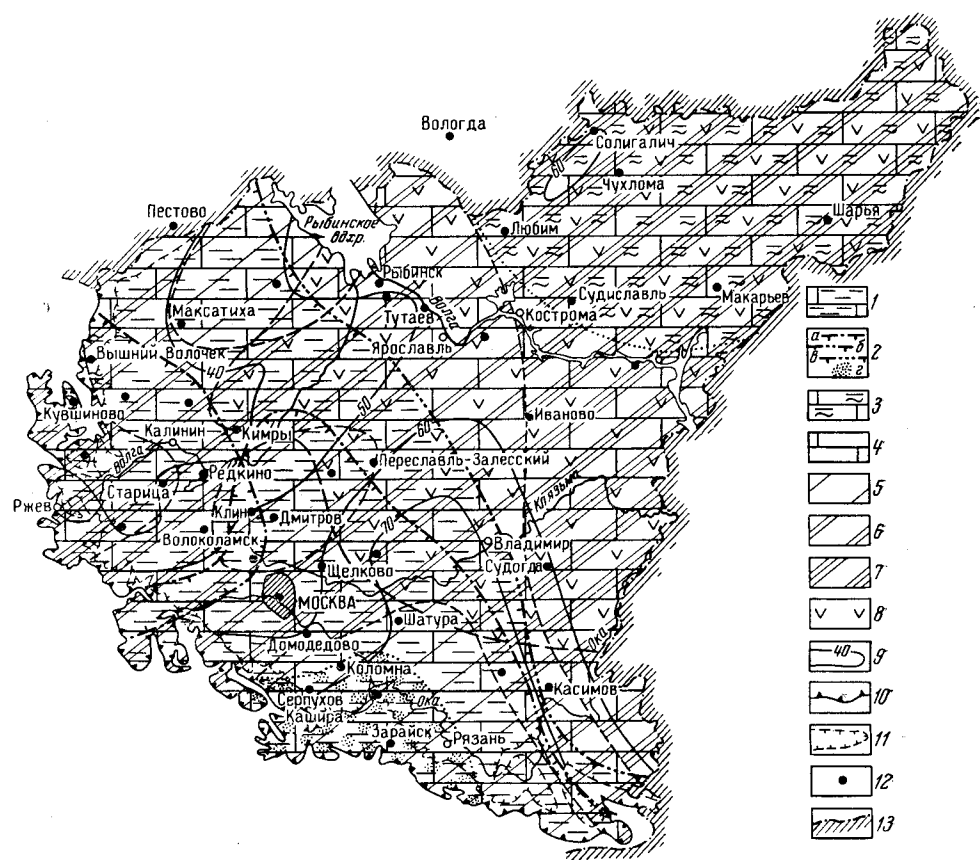


Рис. 49. Литологическая карта каширского горизонта

1 — зона развития карбонатных пород, чередующихся с толщами красноцветных глин и мергелей; 2 — границы распространения глинисто-мергелистых толщ: а — полуствогогорской, б — хатунской, в — ростиславльской, г — область присутствия песчаных прослоев в ростиславльской и хатунской толщах; 3 — зона развития карбонатных пород с пачкой красноцветных глин в основании и невыдержанными их прослоями в средней и верхней частях; 4 — зона развития только карбонатных пород. Доломитность и сульфатность карбонатных отложений: 5 — преобладают чистые известняки; доломиты и доломитизированные известняки образуют прослои; 6 — известняки и доломиты присутствуют в близком соотношении; 7 — преобладают доломиты, известняки образуют прослои; 8 — присутствуют гнезда, реже прослои гипса и ангидрита; 9 — изопачиты каширского горизонта; 10 — граница современного распространения каширского горизонта; 11 — граница современного распространения подольского горизонта; 12 — буровые скважины; 13 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

ванными разностями известняков и доломитами; наблюдаются прослои мергелей. Доломиты резко преобладают над остальными породами на небольшом участке на западном крыле синеклизы (в районе Ржева) и на обширной площади в восточной и северо-восточной частях территории (в Костромской области и восточных частях Ивановской и Владимирской областей); к югу и юго-востоку роль доломитов постепенно уменьшается. В вертикальном разрезе доломиты распределяются неравномерно. Почти на всей площади наибольшая магнизиальность характерна для нижней части горизонта.

Глины обычно окрашены в яркие тона (красные, фиолетовые, зеленоватые), часто содержат карбонатную примесь. Пески также красноватые или зеленоватые, мелко- и тонкозернистые, алевроитистые.

На востоке Калининской, северо-востоке Московской и в южных районах Владимирской областей в породах верхней части каширского горизонта появляется гипс в виде отдельных кристаллов и гнезд. Далее на северо-восток загипсованность распространяется по всему горизонту и интенсивность ее увеличивается. В районе Шарьи наряду с гипсом появляется ангидрит.

В юго-западной половине описываемой площади, где наиболее развиты глинистые породы, в разрезе каширского горизонта выделено шесть литологических толщ (снизу вверх): полустовогорская (глинистая), нарская (карбонатная), хатунская (глинисто-мергелистая), лопаснинская (карбонатная), ростиславльская (глинисто-мергелистая) и смедвинская (карбонатная).

Карбонатные толщи отличаются друг от друга характерными комплексами фораминифер. В нарской толще одновременно с более древними родами (зоштаффеллы, псевдоштаффеллы, параштаффеллы и шубертеллы) появляются довольно многочисленные гемифузулины. Для лопаснинской толщи характерен расцвет рода *Hemifusulina* и появление первых фузулин и фузиелл. Смедвинская толща содержит в основном тот же комплекс фораминифер, но, кроме того, появляются фузулины и новые виды фузулин. Наряду с брахиоподами, характерными для каширского горизонта (*Marginifera obrotunda* Ivan., *Choristites priscus* Eichw. и др.), в этой толще встречается типичный для подольских отложений вид *Choristites sowerbyi* Fisch. Однако разрезы с достаточно разнообразным видовым составом фораминифер сравнительно редки и встречаются лишь на западном и южном крыльях синеклизы. Проследить перечисленные толщи практически удастся только в области развития глинистых пачек или замещающих их известняково-мергелистых конгломератов (западные районы).

Из трех глинистых толщ наиболее широко развита ростиславльская, прослеживающаяся почти повсеместно от юго-западной границы распространения каширского горизонта до Красного Холма, Ростова и Касимова. Наименее распространена полустовогорская толща, наблюдающаяся лишь на западе. Хатунская толща известна в основном к югу от Москвы, но с некоторыми перерывами прослеживается значительно дальше — до Волоколамска на западе и до Кимр на севере (см. рис. 49).

Полустовогорская толща в районах Вышнего Волочка, Кувшинова, Калинина и Волоколамска имеет мощность 2—6 м (Л. Т. Семенов, С. С. Смирнов). Здесь она представлена красными или лиловыми глинами с тонкими прослоями и линзочками доломитов, мощность которых возрастает снизу вверх. В основании иногда наблюдается гравелит и мелкая галька карбонатных пород, в других случаях — прослой мелко- или тонкозернистого песчаника, сложенного кварцем (60—75%), полевым шпатом (12—20%) и доломитовым цементом (16%). В глинах преобладают гидрослюдистые минералы, у кровли — бейделлит. Алевроитовая примесь в глинах минералогически близка к таковой в верейских породах, но у подошвы толщи заметно увеличивается содержание неустойчивых минералов, что свидетельствует о начале нового цикла осадконакопления (Л. Т. Семенов). Фауны эта толща не содержит.

Восточнее г. Калинина и юго-восточнее Волоколамска в большинстве скважин полустовогорская толща не выделяется, видимо, из-за фациального замещения глин карбонатными породами. Однако в сква-

жинах в Редкино и Поварово, как и в д. Дмитрова Гора и на Ордынке в Москве, прослеживается прослой алевритовой глины мощностью 0,5—1,5 м, подстилающий карбонатные породы каширского горизонта. Вероятно, он соответствует базальному слою полустовогогорской толщи.

Нарская толща достаточно уверенно выделяется в пределах западной половины Калининской области, а также в Московской и значительной части Рязанской. В Верхнем Поволжье толща, соответствующая нарской, носит местное название «ржевские слои» (В. М. Познер, И. И. Трофимов). Мощность нарской толщи на юго-востоке Московской области равна 25—32 м, реже 20—23 м (Б. А. Яковлев, Е. М. Шик, Т. Ю. Жаке), на юге Окско-Цнинского вала — около 20 м, в Москве — 16 м (И. В. Хворова), в Верхнем Поволжье — 23—26 м, севернее (в районе Вышнего Волочка) она уменьшается до 10—12 м (Л. Т. Семененко). Нижняя часть толщи во всем этом районе сложена хемогенными доломитами мощностью 2—6 м, выше залегают ритмично переслаивающиеся вторичные доломиты, чистые или доломитизированные известняки, мергели, тонкие прослой палыгорскитовых глин. Характерны розовые и желтоватые тона карбонатных пород и красноватые или лиловые тона глин. Известняки часто неравномерно доломитизированы. Наиболее распространены чистые известняки в районе Каширы; магнезиальность быстро возрастает к северу и несколько медленнее к северо-западу и к востоку, одновременно с этим появляются гнезда гипса. В районе Домодедова (к югу от Москвы) нарская толща почти целиком сложена доломитовыми породами с содержанием MgO больше 15%; в Москве среди доломитов встречаются лишь единичные тонкие (0,5 м) прослой органогенного известняка. Доломиты преобладают в разрезе и на Окско-Цнинском валу и в Верхнем Поволжье.

Известняки представлены афанитовыми, органогенно-обломочными и обломочными разностями. Афанитовые известняки часто глинистые, иногда переходят в розоватые мергели. Органогенно-обломочные известняки наиболее распространены на окраине бассейна в Верхнем Поволжье, на юге Московской области и на юге Окско-Цнинского вала. Мергели слоистые, иногда листоватые, часто содержат многочисленные отпечатки брахиопод. Доломиты нижней части нарской толщи обычно микрозернистые, с полураковистым изломом, фарфоровидные, очевидно, хемогенные с мельчайшими включениями окисленного рудного минерала. Менее распространены вторичные доломиты — тонкозернистые, с реликтами органогенно-детритовой структуры, часто пористые.

Очень характерно для нарской толщи наличие флюорита и ратовкита, особенно в Верхнем Поволжье, где ратовкит образует прослой мощностью до 0,2 м, приуроченные в основном к брекчиевидным окремненным доломитам и доломитизированным известнякам в верхней части толщи (Пустовалов, 1937; Назарян, 1937 и др.). Зона со сравнительно высоким содержанием ратовкита протягивается на юго-восток до Можайска и Клина, а мелкие кристаллические выделения флюорита отмечаются в нарской толще почти повсеместно (Москва, Кашира, юг Окско-Цнинского вала); в ряде разрезов встречен целестин (Переславль-Залесский, Кашира).

В верхней части нарской толщи обычно наблюдается сильное окремнение пород и конкреции кремня; особенно интенсивное окремнение отмечено в Верхнем Поволжье. Здесь же распространены своеобразные «лярдитовые глины», в которых основной составной частью является кремнезем (Иванов, 1926).

В известняках нарской толщи содержится довольно разнообразная фауна. Брахиоподы представлены тонкоробристыми московскими хо-

риститам: появившимся еще в верейское время видом *Choristites teshevi* A. et E. Ivan. и новым типично каширским видом *Choristites priscus* Eichw.; характерны также *Antiquatonia kaschirica* Ivan., *Meekella venusta* Trd., *Linoproductus riparius* Trd., *L. starizensis* Ivan., впервые появляется *Enteletes lamarckii* Fisch. Из фораминифер характерны *Eostaffella exilis* Grozd. et Leb., *E. kaschirica* Raus., *E. acuta* Grozd. et Leb., *Schubertella acuta* Raus., *Pseudostaffella gorskyi* Dutk., *Ps. ex gr. larionovae* Dutk., *Parastaffella composita* Dutk., *P. keltmensis* Raus., *Hemifusulina polaskensis* Saf., *H. splendida* Saf., *H. firma* Raus., *H. communis* Raus., *H. communis* var. *acuta* Raus., *H. moelleri* Raus.

Хатунская толща лучше всего прослеживается близ юго-западной границы распространения каширского горизонта. В пределах Окско-Цнинского вала эта толща не выделяется. Максимальная мощность толщи (до 8 м) отмечена на юге, в районе Каширы и Серпухова, на отдельных участках, где наблюдается неглубокий размыв подстилающих слоев нарской толщи. Чаще мощность хатунских отложений на юге равна 4—5 м, уменьшаясь к северу до 2—3 м.

Южнее Каширы толща сложена пестрыми красноцветными глинами и глинистыми алевритами с прослоями песков и мергелевидных глин, иногда с косослоистыми песками в основании (Б. А. Яковлев, Ю. И. Иосифова). Севернее Каширы, а также к востоку и северо-западу от нее, пески и алевриты исчезают, появляются прослой мергелей и известняков, постепенно вытесняющие глины. В районе Можайска маломощные (до 0,5 м) глины хатунской толщи встречены лишь в единичных скважинах, в других им соответствует тонкий прослой известнякового конгломерата (В. А. Головки).

К северо-западу от Ржева и Волоколамска в разрезе каширского горизонта также присутствует глинисто-мергелистая толща, соответствующая хатунской. В местной стратиграфической схеме она не имеет самостоятельного названия и относится к основанию «холохольненских» слоев, охватывающих всю вышележащую часть каширского горизонта (В. М. Познер). Мощность толщи здесь до 4—6 м, она сложена розовыми или лиловыми мергелями или доломитами, с прослоями криноидно-фораминиферовых известняков. В основании ее местами залегает мергельно-известняковый конгломерат, распространенный несколько дальше этой зоны, где красноцветные мергели верхней части толщи замещаются известняками. В целом отложения, сопоставимые с хатунской толщей, прослеживаются на север до широты Кимр, а на восток — до Спас-Клепиков (см. рис. 49).

Глины хатунской толщи сложены в основном гидрослюдами и монтмориллонитом, присутствуют хлорит и каолинит, часто глины доломитизированы. Алевритовая примесь в глинах имеет различный состав. На юге, где вся толща более песчаниста, среди прозрачных минералов тяжелой фракции преобладают гранат (14—26%), циркон (4—25%) и апатит (до 12%), в отличие от верейского горизонта довольно много эпидота и цоизита (10—21%). Севернее количество апатита и граната уменьшается, а циркона — увеличивается, появляется силлиманит (2—5%).

Фауной хатунская толща сравнительно бедна. Чаще других встречаются *Meekella venusta* Trd., *Linoproductus riparius* Trd. и другие брахиоподы; фораминиферы иногда образуют скопления, но имеют плохую сохранность.

Лопаснинская толща согласно залегает на хатунской; непосредственно к северо-востоку от области распространения хатунских красноцветов она может быть выделена по комплексу фауны, а в районах, расположенных еще северо-восточнее, имеющиеся литологические и палеонтологические данные не позволяют отделить лопаснинскую толщу от нарской.

Мощность толщи изменяется от 20—23 м на юге (Серпухов, Кашира, Воскресенск, Рязань, Сасово) до 14—16 м близ Москвы и до 6—12 м на западном склоне синеклизы. Эта толща, как и нарская, сложена переслаивающимися известняками, мергелями, доломитами и глинами, но отличается от нарской отсутствием микрозернистых (хемогенных) доломитов, более слабой доломитизацией известняков, большей ролью мергелей (особенно в верхней части разреза). Встречаются мощные линзы кремня (до 0,4—5 м).

Известняки мелкодетритовые (часто криноидно-фораминиферовые), мелкообломочные или микрозернистые, нередко с кавернами, в которых отмечаются новообразования кварца и кальцита. Мергели и глины состоят из гидрослюдистых, реже гидрослюдисто-каолиновых минералов, карбонатная составляющая мергелей часто представлена доломитом. В районе Каширы, Воскресенска и в Верхнем Поволжье преобладают чистые известняки; близ Подольска они заметно доломитизированы; в районе Москвы, а также на севере Окско-Цнинского вала преобладают доломиты и доломитизированные известняки.

На юге (Кашира, Воскресенск) в основании лопаснинской толщи местами есть следы размыва, в известняках наблюдается примесь кварцевого песка, иногда прослеживается слой (0,2 м) кварцево-глауконитового песчаника со слабо окатанными обломками афанитового известняка (В. А. Бовенко, М. Х. Махлина и др.). Для всей толщи в этом районе особенно характерны мелкодетритовые и мелкообломочные известняки.

В западной части территории также часты мелководные отложения, в том числе линзы известнякового песчаника; отмечаются многочисленные местные размывы отдельных слоев (Л. Т. Семененко), обусловившие заметное сокращение мощности толщи на западном крыле синеклизы.

В Верхнем Поволжье в нижних частях лопаснинской толщи наблюдаются мелкие вкрапления флюорита, значительно более редкие, чем в нарской толще. К востоку от Красного Холма и Кимр и к северо-востоку от Дмитрова, Шатуры и Касимова появляются выделения гипса, далее учащающиеся.

Фауна лопаснинской толщи богата и разнообразна. Здесь встречаются почти все виды брахиопод, присутствующие в нарской толще, но появляются и новые: *Echinoconchus praefasciatus* A is., *Linoproductus tenuistriatus* Vern., *Dictyoclostus obraszoviensis* Ivan., *Marginifera obrotunda* Ivan., *Alexenia adhaerescens* Ivan. Появляются редкие *Choristites sowerbyi* Fisch.

Характерный комплекс фораминифер состоит из *Eostaffella acuta* Grozd. et Leb., *E. baschirica* Raus., *E. kaschirica* var. *rhomboide* Raus., *Pseudostaffella gorskyi* Dutk., *Ps. compressa* Raus., *Ps. syzranica* Raus. et Saf., *Parastaffella umbonata* Raus., *Schubertella acuta* Raus., *Sch. gracilis* Raus., *Hemifusulina communis* Raus., *H. moelleri* Raus., *H. syzranica* Raus., *H. consobrina* Raus., *H. kaschirica* Volkh., *H. pulchella* Raus. и др., а также *Ozawainella vozhgatica* Saf., *Fusiella praecursor* Raus., *F. primitiva* Putr., *Fusulina antiqua* Raus., *F. bona* Chern. et Raus., *F. ozawai* Raus. et Bel., *F. paraozawai* Raus.

Ростиславльская толща¹ прослеживается на значительной площади (см. рис. 49). Мощность ее изменяется от 3—5 до 10—14 м, достигая максимума на юге Московской области, во впадинах на размытой поверхности подстилающих отложений. На юге толща сложена красноцветными глинами и песками или рыхлыми песчаниками. Глины ростиславльской толщи доломитизированы, состоят из гидрослюд с примесью каолинита и хлорита, пески и песчаники — сильно слюdistые, в основном кварц-полевошпатовые, минеральная ассоциация прозрачных минералов тяжелой фракции — апатит-гранатовая. Цемент песчаников глинистый, карбонатный, у пос. Озеры и погоста Ростиславль в линзах крепких песчаников — флюоритовый. В северо-восточном и северо-западном направлениях песчанность уменьшается, непосредственно южнее Москвы толща представлена одними красноцветными глинами, а к северо-западу и северо-востоку от Москвы среди глин появляются красноцветные мергели и органогенные известняки, затем доломиты с включениями гипса. Еще дальше красные тона исчезают. На западе (Волоколамск, Калинин) в подошве толщи обычно прослеживается конгломерат или известняковый песчаник (до 0,4 м).

Фауна ростиславльской толщи сравнительно бедна и не отличается своеобразием. Встречаются отпечатки брахиопод *Chonetes carboniferus* Keys., *Marginifera kaschirica* Ivan., *Linoproductus* sp., *Canocrinella* sp. и др. и немногочисленные представители рода *Hemifusulina*, распространенные и в подстилающих и в покрывающих толщу слоях.

Смедвинская толща выделяется на всей площади, на которой достаточно четко прослеживается ростиславльская. Мощность ее, как и лопаснинской, минимальная на западном крыле синеклизы (2—5 м) и достигает 6—10 м на севере и 12—15 м к югу и востоку от Москвы. На юге (южная половина Московской области, Рязанская область) смедвинская толща сложена преимущественно доломитами, доломитовыми мергелями, доломитизированными известняками, реже (в верхней части) криноидными известняками. Близ Коломны в подошве толщи доломиты иногда обогащены песчаным материалом и глауконитом, встречаются маломощные прослои песков и глин. Алевритовая составляющая глин характеризуется циркон-гранатовой ассоциацией прозрачных минералов тяжелой фракции (М. Х. Махлина, И. А. Семенова).

Севернее, северо-восточнее и западнее Москвы доломиты начинают постепенно сменяться известняками, а западнее Максатихи, г. Калинина и Волоколамска в толще уже резко преобладают органогенные и мелкодетритовые известняки; как и в лопаснинской толще, прослеживаются линзы конгломератов и известняковых песчаников (Л. Т. Семенов). В кровле толщи на всей площади часто наблюдаются брекчиевидные и окремненные породы. Для всего разреза характерны мелкие выделения палыгорскита.

Наиболее разнообразна фауна смедвинской толщи на западе. Из брахиопод здесь преобладают хориститы: наряду с *Choristites priscus* Eichw., встречающимся здесь реже, чем в нижележащих толщах, распространен и *Choristites sowerbyi* Fisch., встречаются также *Chonetes carboniferus* Keys., *Enteletes lamarckii* Fisch., *Marginifera obrotunda* Ivan. Из фораминифер наиболее распространены *Pseudostafella larionovae* Raus. et Saf. var. *mosquensis* Raus., *Ps. umbilicata* Putr. et Leont., *Hemifusulina kaschirica* Bolkh., *H. splendida* Saf., *H. pulchella* Raus., *H. firma* Raus., *H. praelliptica* Raus., *H. sub-*

¹ М. С. Швецов (1940б) относит эту толщу и вышележащие отложения уже к подольскому горизонту. И. В. Хворова (1953) и последующие исследователи проводят верхнюю границу каширского горизонта по кровле смедвинской толщи, так же принято и в данной работе.

homboides Raus., *H. communis* Raus., *H. communis* var. *acuta* Raus., *H. vohzgatica* Raus., *H. pseudobocki* Putr. et Leont., *Fusulinella praecolania* Putr. et Leont., *Fusulina bona* Chern., *F. elegans* Raus. et Bel., *F. pseudoelegans* Chern., *F. elshanica* Putr. et Leont., *F. dunbari* Sosn.

К востоку и северо-востоку от описанной выше территории (в пределах Ивановской и северо-восточной части Ярославской областей) каширский горизонт совершенно лишен пачек терригенных пород и на толщи не расчленяется.

Горизонт здесь сложен в основном доломитизированными известняками и доломитами с прослоями органогенных известняков и мергелей, с линзами кремня. В нижней части изредка присутствуют примазки и тонкие прослой глин (Решма, Скородумово). По всему разрезу встречаются гнезда гипса, а на востоке и ангидрита (Решма). В скважине в д. Скородумово в 25 м выше основания горизонта наблюдается прослой конгломератовидного известняка, вероятно, соответствующий основанию лопаснинской толщи. Общая мощность горизонта изменяется от 45 (Рыбинск) до 62 м (Некрасовское). Возможно, мощность занижена на 10—15 м из-за условности верхней границы горизонта. Характерная для каширского горизонта фауна встречена лишь в скважинах в Тутаеве и пос. Красный Октябрь (центральная часть Ярославской области). Это *Choristites* ex gr. *priscus* Eichw., *Meekella* cf. *venusta* Trd., *Marginifera* cf. *kaschirica* Ivan., *Chonetes carboniferus* Keys., а также *Pseudostaffella gorskyi* Dutk., *Ps. larionovae* Raus., *Ps. khotunensis* Raus., *Profusulinella biconiformis* Kir., *Fusiella praecursor* Raus.

На крайнем северо-востоке в основании каширского горизонта в опорных скважинах Любимской, Солигаличских и Шарьинской (см. рис. 48) прослеживается терригенная глинисто-песчаная пачка мощностью от 3 до 12 м (Л. М. Елина), видимо, соответствующая полустовогорской толще западного разреза. В основании ее иногда наблюдается прослой (1,7 м) зеленоватого с розовыми пятнами кварц-полевошпатового песчаника с гипсовым цементом и мелкими (до 2 см) карбонатными и глинистыми галечками (Солигалич). Выше залегают неравномерно алевритистые или песчаные глины с вкраплениями пирита, иногда (в верхней части) с прослоями мелкозернистого известняка или доломита (Шарья, Любим).

В вышележащей части разреза каширского горизонта довольно отчетливо выделяются две карбонатные пачки. Нижняя сложена тонко- и мелкозернистыми загипсованными доломитами, иногда с прослоями темно-серых и зеленоватых глин. В основании ее, по Л. М. Елиной, прослеживается прослой обломочного известняка. В верхней пачке наблюдается переслаивание доломитов, часто брекчированных, содержащих гнезда гипса и ангидрита, с доломитизированными известняками — органогенными и обломочными. В Шарье отмечены прослой палыгорскитовой глины (Н. С. Ильина). В Солигаличе в органогенных известняках И. В. Хворовой встречены следы сверления, примесь грубозернистого известнякового песка. Общая мощность карбонатных пород 46—57 м (Л. М. Елина). Как и в Ярославской области, верхняя граница горизонта здесь может быть проведена на 15—20 м выше; соответственно увеличится мощность карбонатной толщи. Фауна встречается редко, приурочена в основном к верхней части разреза, откуда определены *Choristites priscus* Eichw., *Chonetes carboniferus* Keys., а также *Eostaffella acuta* Grozd. et Leb., *Profusulinella ovata* Raus., *Pr. parva* Lee et Chen., *Pr. eolibrovichi* Saf., *Pr. pseudolibrovichi* Saf., *Hemifusulina volgensis* Putr. et Leont., *Schubertella gracilis* Raus.

Верхнемосковский подъярус

Подольский горизонт. Граница современного распространения этого горизонта проходит на западе близ Сандова, Торжка и Ржева, на юго-западе недалеко от Рузы и Наро-Фоминска, на юге — около Чехова, Коломны, Рязани, Шилова и Шацка. Вблизи этой границы горизонт перекрыт маломощными четвертичными, реже четвертичными и юрскими отложениями. Лишь вблизи Шилова и Шацка, в области Владимиро-Шиловского прогиба, мощность последних увеличивается до 80—100 м. В зоне неглубокого залегания располагаются многочисленные обнажения и карьеры по добыче карбонатных пород. Наиболее известные группы обнажений и месторождений: Старицкая — на Верхней Волге и ее притоках Вазузе и Держе, Тучковская, Подольская и Домодедовская — на реках Москве и Пахре, Коломенская или Щуровская у устья р. Москвы и Ташенко-Малеевская на р. Оке у Касимова. Дальше на северо-восток подольские отложения погружаются, перекрываясь мячковскими. Максимальное погружение горизонта наблюдается в Шарье, где его кровля вскрыта на глубине 1149 м (абс. отметка минус 1035 м). К настоящему времени описываемые отложения довольно детально изучены по скважинам юго-западнее Макситихи, Кимр, Загорска и Шатуры. На остальной части описываемой территории подольский горизонт вскрыт сравнительно редкими опорными и картировочными скважинами.

Подольский горизонт залегает на каширском в целом согласно, но с мелкими местными размывами. Также согласно он перекрывается мячковским горизонтом.

Нижняя граница подольского горизонта на юге и западе проводится по подошве прослой конгломерата и по палеонтологическим данным (см. выше). В северо-восточных районах она довольно условна. Верхняя граница достаточно легко устанавливается по смене фауны и по появлению характерной толщи органогенно-обломочных известняков.

Мощность подольского горизонта возрастает от 22—25 м на западе, в районах Верхнего Поволжья, до 80 м и более на северо-востоке, в районе Шарьи (рис. 50). На фоне общего увеличения мощности вырисовываются отдельные участки (обычно связанные с локальными поднятиями), где мощность горизонта уменьшается до 18—20 и даже до 13 м (районы Коломны, Щелкова и др.).

Почти во всей области, примыкающей к границе современного распространения описываемых отложений, разрез подольского горизонта характеризуется частой ритмичной сменой сравнительно грубозернистых (органогенно-детритовых, мелкокомковатых, водорослевых и др.) и тонкозернистых (шламовых мелкофораминиферовых и др.) известняков, мергелей, а в нижней части — и красноцветных глин; часты внутриформационные размывы. Здесь же широко развит прослой известнякового конгломерата, залегающий в основании горизонта (см. рис. 50).

В северо-восточном направлении роль грубых органогенно-обломочных разностей быстро уменьшается, почти исчезают глинистые породы. Такой разрез характерен для большей («внутренней») части площади, занятой подольским горизонтом. Сравнительно однородный разрез наблюдается также на крайнем северо-западе, севернее Макситихи, и на юго-востоке, восточнее Рязани, т. е. на отдельных участках, прилегающих к современной границе распространения горизонта.

На самом севере (Солигалич) снова появляются прослой грубообломочных известняков.

Для подольского горизонта очень типичны водорослевые известняки. Особенно выдержаны два прослоя, которые А. П. Иванов описал как

«литотамниевые», а И. В. Хворова (1946) установила, что они сложены известняками с отпечатками слоевищ сифонниковых водорослей, названных ею *Ivanovia tenuissima*. Эти прослои приурочены к верхней половине горизонта и распространены в основном к югу и западу от Москвы.

Породы подольского горизонта довольно сильно, но неравномерно

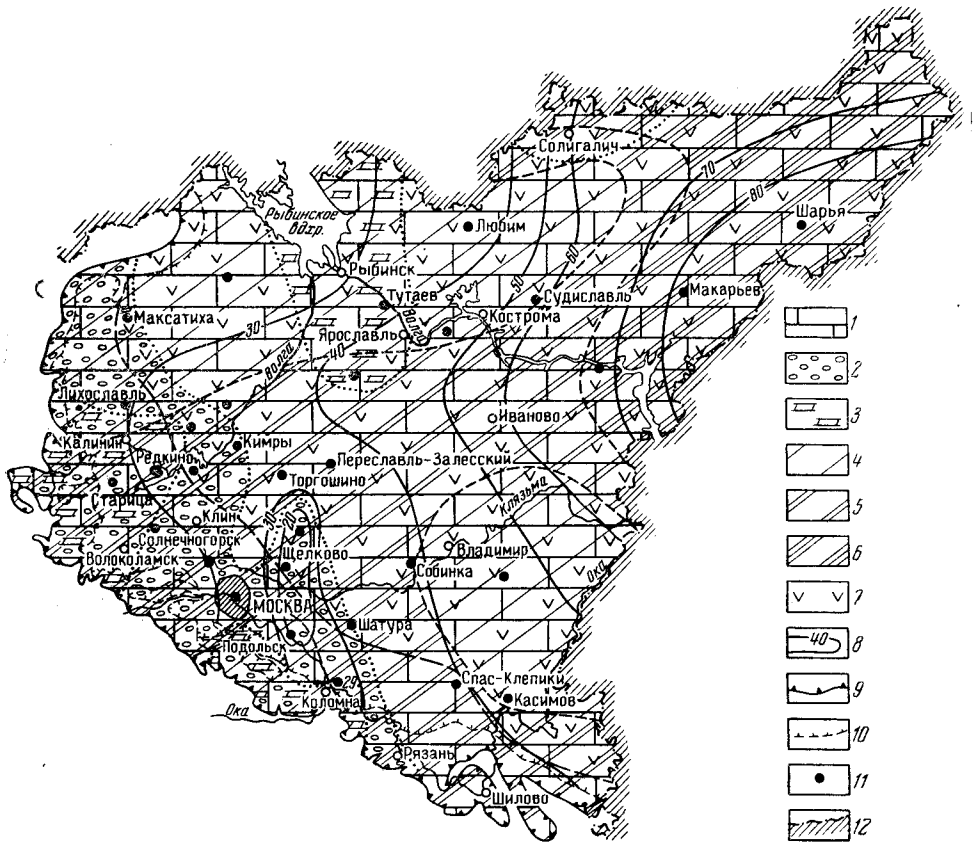


Рис. 50. Литологическая карта подольского горизонта

1 — карбонатные породы; 2 — область распространения конгломератовидных известняков в основании горизонта; 3 — область распространения прослоев красочетных мергелей, реже глин, обычно приуроченных к нижней части горизонта. Долomitность и сульфатность карбонатных отложений: 4 — преобладают чистые известняки, доломиты и доломитизированные известняки образуют прослои; 5 — известняки и доломиты присутствуют в близких соотношениях; 6 — преобладают доломиты и доломитизированные известняки, чистые известняки образуют прослои; 7 — присутствуют гнезда, реже прослои гипса и ангидрита; 8 — изопахиты подольского горизонта; 9 — граница современного распространения подольского горизонта; 10 — граница современного распространения мячковского горизонта; 11 — буровые скважины; 12 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

доломитизированы. К югу от Москвы доломитизация захватывает лишь верхнюю часть горизонта; севернее же распространяется и в нижнюю его часть. Преобладание чистых известняков над доломитизированными породами наблюдается на юге Московской области, во Владимирской области, на севере Калининской и Ярославской областей. В Костромской области, особенно в ее восточной части, основную роль в разрезе играют вторичные доломиты. Вся остальная (центральная) часть описываемой площади характеризуется колеблющимся, но примерно равным соотношением известняков и доломитов (см. рис. 50). На большей части территории карбонатные породы подольского горизонта загипсо-

ваны. Гипс отсутствует только юго-западнее линии, проходящей через Максатиху, Дубну, Дмитров, Шатуру и Касимов.

На всем юго-западном крыле синеклизы, где, как упоминалось, подольский горизонт отличается неоднородным вертикальным разрезом, в нем прослеживаются три толщи — васькинская, улитинская и щуровская (см. рис. 46), разделенные следами размывов и характеризующиеся более или менее самостоятельными комплексами фауны (Е. А. Иванова). К югу от Москвы эти толщи подробно изучены в процессе поисково-разведочных и съемочных работ последних лет (материалы Т. Ю. Жаке, М. Г. Немировской и др.). На западе, в Верхнем Поволжье и примыкающих районах, разрез горизонта детально изучался И. И. Трофимовым, А. Н. Назаряном (1937), а в последние годы — Л. Т. Семененко.

Васькинская толща у устья р. Москвы, в районе Щурова, имеет мощность от 4,5 до 8,5 м. В основании ее обычно залегает конгломерат мощностью 0,2—0,9, состоящий из известняковых или доломитовых галек с известковым или глинистым цементом. Выше лежат зеленые и розовые глины или мергели, переслаивающиеся с тонкослоистым белым органогенным известняком. Вверх по разрезу мощность прослоев известняка увеличивается, глины исчезают, встречаются лишь прослойки сиреневых мергелей; иногда породы неравномерно доломитизированы. В кровле васькинской толщи развиты брекчиевидные неравномерно перекристаллизованные органогенные известняки со строматопорами.

В районе Подольска васькинская толща имеет мощность от 9 до 11 м. Конгломерат в ее основании сохраняется, но красноцветные глины почти исчезают, а севернее Подольска и западнее Чехова полностью выклиниваются. В средней части толщи прослеживается пласт фарфоровидных доломитов с прослойками гастроподового известняка. В нижней и верхней частях толщи часты прослой мергелей.

На западном крыле синеклизы (в основном к западу и югу от г. Калинина) хорошо прослеживается известняково-мергелистая толща, соответствующая васькинской. В основании ее также наблюдается конгломерат; вся толща сложена чередованием известняков и мергелей, содержит прослой розовых или сиреневых глин, иногда песчаных. И. И. Трофимов выделил эту толщу под названием воробьевских слюев; в местной схеме В. И. Познера она примерно соответствует старицким слоям.

Фауна васькинской толщи очень обильна и разнообразна. Наряду с каширскими формами появляется много новых. Брахиоподы представлены видами *Choristites sowerbyi* Fisch., *Ch. radiculosus* A. et E. Ivan., *Ch. jigulensis* Stuck., *Marginifera obrotunda* Ivan., *M. timanica* Tschern., *Linoproductus riparius* Trd., *Dictyoclostus obraszowskiensis* Ivan., *D. olegi* E. Ivan.; из фораминифер типичны *Fusulina elegans* Raus. et Bel., *F. elshanica* Putr. et Leont., *F. samarica* Raus. et Bel., *Bradyina samarica* Reitl., *Br. minima* Reitl., *Hemifusulina subrhomboides* Raus., *H. bocki* Moell., *Pseudostaffella sphaeroidea* Ehrenb.; распространены также мшанки *Fistulipora mariae* Sch.-Nest., *F. distincta* Sch.-Nest., а также кораллы, иглокожие и представители других групп фауны.

Улитинская толща близ Щурова залегает на васькинской с размывом, имеет мощность 14—15 м и сложена двумя аналогично построенными пачками. В основании нижней пачки залегают переслаивающиеся плитчатые розоватые органогенные известняки и мергели с гравийными зернами кремня. Они сменяются однородным толстослоистым желтовато-зеленым тонкозернистым глинистым доломитом или глинистым известняком. Верхняя пачка этой толщи также начинается

переслаиванием белых фарфоровидных или органогенных известняков и зеленых мергелей или глин. Выше залегают однородные белые искристые известняки или связанные с ними постепенными переходами доломиты. В верхней части эти породы иногда брекчиевидны, часто прослеживается прослой легкой листоватой глины. Мощность пачек и слагающих их слоев изменчива из-за мелких местных размывов.

В районе Подольска мощность улитинской толщи увеличивается до 20 м; здесь она сложена не двумя, как у Щурова, а тремя пачками, каждая из которых начинается тонко переслаивающимися органогенными известняками и мергелями, а заканчивается однородными мелкодетритовыми известняками, часто перекристаллизованными или доломитизированными. Очевидно, у Подольска разрез улитинской толщи наиболее полный, в то время как у Щурова верхняя пачка уничтожена размывом.

В 2—3 м ниже кровли верхней пачки прослеживается прослой водорослевого известняка с *Ivanovia tenuissima* K h w o r. («кудряша»), который настолько специфичен и выдержан по простиранию, что служит маркирующим горизонтом при разведочных работах.

На западе, в Верхнем Поволжье, вероятно, улитинской толще соответствует вся верхняя часть разреза подольского горизонта, имеющая мощность до 16—17 м («старицкие слои» И. И. Трофимова или «ординские слои» В. М. Познера). Здесь толща сложена в основном мелкодетритовыми и шламовыми известняками; в основании и у кровли наблюдаются прослой мергелей и примесь алевритового материала. У подошвы иногда присутствует прослой глины с галькой. В отличие от других районов, встречаются коралловые известняки, часты линзы среднезернистого известнякового песчаника, характерны мелкозернистые известняки с косой слоистостью («старицкий камень»). Почти повсеместно у кровли фиксируется один или два прослоя водорослевого известняка. Выше залегают уже мячковские отложения, в то время как в остальных районах улитинская толща покрывается щуровской.

Для улитинской толщи характерны брахиоподы *Choristites sowerbyi* Fisch., *Ch. dilatatus* Fisch., *Ch. jigulensis* Stuck., *Marginifera timanica* Tschern., *M. obrotunda* Ivan., *Dictyoclostus gruenewaldti* Krot., *Linoproductus neffedievi* Vern., *Neospirifer tegulatus* Trd., из фораминифер наиболее распространены *Fusulina innae* Ros., *F. ulitinensis* Raus., *F. pancouensis* Lee, *Fusiella typica* Lee et Chen., *Fusulinnella bocki* Moell. var. *timanica* Raus., *Endothyra minuta* Reitl., *E. mosquensis* Reitl., *Bradyina samarica* Reitl. и др. Встречаются мшанки, кораллы, иглокожие и др. Очень типичны остатки водорослей *Ivanovia tenuissima* K h w o r., часты также *Dwinella comata* K h w o r.

Щуровская толща в районе Щурова имеет мощность 8—12 м. Здесь она залегают на улитинской с размывом, глубина которого достигает, по-видимому, 2—3 м. Толща сложена тремя пачками: первая начинается переслаивающимися мергелями, глинами и известняками с очень обильной фауной, а заканчивается выдержанным прослоем чистых детритусовых известняков от мелко- до крупнозернистых, с одиночными кораллами, в кровле — с караваями серых кремней. Вторая пачка отделяется от первой прослоем серой и красноватой палыгорскитовой глины (до 0,1 м), а в основном сложена желтым пелитоморфным доломитом с участками окремнения; в кровле иногда наблюдается брекчиевидный известняк со строматопорами и с кремнями. Третья пачка, как и первая, начинается переслаивающимися органогенно-шламовыми известняками, мергелями и глинами, выше лежит доломит, аналогичный доломиту второй пачки, а в кровле местами прослеживается прослой мергеля, глинистого доломита или глины.

В районе Подольска щуровская толща также залегает на размытой поверхности улитинской толщи. Она имеет мощность 9—13 м; нижней пачке щуровского разреза здесь соответствует пачка органогенных известняков (криноидных, пелециподовых, брахиоподовых и др.) с прослоями мергелей; средней и верхней пачкам соответствует единая пачка доломитов, доломитовых мергелей и доломитизированных известняков, частично перекристаллизованных («подольский мрамор»), с крупными желваками кремня у кровли. В самом верху наблюдается маломощный прослой серой глины, часто уничтоженный последующим размывом.

На западном крыле синеклизы (Верхнее Поволжье) слои, соответствующие щуровской толще, размыты. На это указывает уменьшенная мощность подольского горизонта и залегание типичных водорослевых известняков с *Ivanovia tenuissima*, свойственных улитинской толще, в самой верхней части разреза подольского горизонта (см. рис. 46).

В южных районах (Щурово, Подольск, Домодедово и др.) в описываемой толще определена разнообразная фауна. Из брахиопод типичны *Choristites sowerbyi* Fisch., *Ch. mosquensis* Fisch., *Ch. dilatatus* Fisch., *Dictyoclostus inflatiformis* Ivan., *Marginifera timanica* Tschern.; среди фораминифер преобладают *Fusulinella bocki* Moell., *Schubertella obscura* Lee et Chen., *Sch. mjachkovensis* Raus., *Sch. inflata* Raus., *Fusulina elegans* Raus. et Bel., *Endothyra minuta* Reitl., *Ozawainella angulata* Col., *Oz. mosquensis* Raus. встречаются мшанки *Fenestella constans* Sch.-Nest., *F. podolskensis* Sch.-Nest., кораллы, моллюски, морские ежи и морские лилии.

Как уже отмечалось, на обширной площади к востоку от Максатихи, северо-востоку от Кимр и Загорска и к востоку от Шатуры и Рязани разрез подольского горизонта значительно однообразнее. Из описания скважин в Красном Холме, Рыбинске, Тутаеве, Любиме, Шарье, Переславле-Залесском, Красном Октябре (близ Ростова) и др. известно, что здесь горизонт сложен чередующимися прослоями тонкозернистых, более или менее доломитизированных известняков и доломитов и сравнительно мелкозернистых органогенно-детритовых и органогенно-шламовых известняков. В основании горизонта обычно лежат мелкозернистые органогенно-обломочные известняки. Среди органогенных известняков преобладают мелкофораминиферовые, часто встречаются водорослевые. Почти везде наблюдается загипсованность пород, увеличивающаяся к северо-востоку; в том же направлении возрастает доломитизация (см. рис. 50).

Несколько специфичен разрез подольского горизонта на севере Ярославской области (Рыбинск, Скородумово, Красный Октябрь). Здесь в основании горизонта встречен прослой известнякового конгломерата (Скородумово, Красный Октябрь), в нижней части отмечаются прослой мергелей и иногда глин (Красный Октябрь), выклинивающиеся к югу (данные А. И. Галкина и Е. А. Фетищевой).

Своеобразны известняки подольского горизонта на юго-востоке, в районе Касимова и в меньшей степени Судогды (Хворова, 1948). Здесь широко распространены мелкокомковатые (копрогенные?) разности, очень много водорослей (*Dvinella*, *Orthonella*), довольно часты прослой криноидно-фораминиферовых и гастроподовых известняков, но в отличие от разрезов Щурова, Подольска и Верхнего Поволжья редки грубые органогенно-обломочные известняки, почти нет мергелей и глин, отсутствуют внутрiformационные размывы.

Мощность подольского горизонта на этой площади изменяется от 28—30 м (Красный Холм, Рыбинск) до 80 м (Шарья).

Находки удовлетворительно сохранившихся остатков фауны довольно редки. Из брахиопод типичны *Marginifera timanica* Tschern., *Choristites* ex gr. *sowerbyi* Fisch., *Ch.* ex gr. *jigulensis* Stuck., *Meekella* cf. *striatocostata* Cox. и др.

Фораминиферы сравнительно детально изучены на севере, северо-востоке и юго-востоке. Для нижней части горизонты характерны гемифузулины, псевдоштаффелы и фузиеллы (*Hemifusulina communis* Raus. Var. *acuta* Raus., *H.* cf. *pulchella* Raus., *Pseudostaffella sphaeroidea* Ehrenb., *Ps. confusa* Lee et Chen., *Fusiella praetypica* Lee и др.); в верхней части более распространены фузулинееллы и фузулины (*Fusulinella pseudobocki* Lee et Chen., *F.* cf. *vozhgalensis* Saf., *F.* cf. *tokmovensis* Raus., *Fusulina samarica* Raus. et Bel., *F. kulikiana* Raus.).

В северной части Костромской области, в районе Солигалича, разрез подольского горизонта по наличию мелководных отложений сходен с описанным выше для юга и запада. И. В. Хворова выделяет здесь четыре литологические пачки. Первая из них — известняковая (8,8 м), в ней преобладают довольно грубые органогенно-обломочные разности, есть прослой оолитовых известняков, следы размывов. Вторая пачка — известняково-доломитовая (36,7 м) сложена более тонкозернистыми отложениями, которые бедны органическими остатками, часто доломитизированы. Есть отдельные прослой мелкообломочных органогенных известняков, богатых мелкими фораминиферами, сиффонниковыми водорослями *Dvinella* и багряными водорослями *Ungdorella*. Третья пачка — известняковая (4,6 м), с гальками в основании, сложена копрогенными или органогенно-обломочными известняками. Четвертая пачка — доломитовая (7,8 м) состоит из тонкозернистых доломитов и доломитизированных известняков. Известняки и доломиты всех четырех толщ сильно загипсованы, встречаются кристаллы и гнезда ангидрита. Общая мощность горизонта равна 58 м. Фораминиферы здесь имеют очень плохую сохранность, из макрофауны встречены *Choristites radiculosus* A. et E. Ivan., *Ch.* ex gr. *sowerbyi* Fisch., *Neospirifer tegulatus* Trd., *Marginifera timanica* Tschern., *Meekella* cf. *striatocostata* Cox., *Echinonchus punctatus* Mart., *Bothrophyllum* cf. *pseudoconicum* Dobr.

Мячковский горизонт. Современная граница распространения данного горизонта несколько сдвинута к северо-востоку по сравнению с границей подольского горизонта и проходит на западе близ Удомли, Торжка и Старицы, на юго-западе — у Звенигорода, Подольска, Домодедова и Коломны, на юге и юго-востоке — севернее Рязани и Сасова и южнее Касимова. К востоку от Максатихи и Калинина и к северу от Москвы, Воскресенска и Касимова мячковские отложения перекрыты верхнекаменноугольными. За пределами этой области они или трансгрессивно перекрываются верхнепермскими породами (район Максатихи) или залегают под четвертичными образованиями (участок от Лихославля до Волоколамска и район Касимова), или покрыты мезозойскими отложениями, к югу от Москвы — маломощными, а восточнее Рязани достигающими 70—80 м. В полосе неглубокого залегания известны многочисленные естественные обнажения и карьеры по разработке мячковских известняков. Они приурочены к долинам Москвы-реки (Григорово, Тучково, Пески), Пахры (Домодедово, Мячково) и Оки (Шурово, Коробчеево, Протопопово, Касимовская группа месторождений). Нижняя часть горизонта вскрывается также в Верхнем Поволжье.

Мячковские отложения погружаются в восток-северо-восточном направлении, опускаясь наиболее глубоко в районе Шарьи (глубина 1072 м, абс. высота кровли минус 958 м).

Обычно мячковский горизонт лежит на подольском согласно, с очень незначительными местными размывами. Исключением являются западные районы, где предмячковским размывом уничтожена вся щуровская толща. Верхнекаменноугольные отложения также перекрывают мячковские на большей части площади согласно, а на северо-западе с отчетливо выраженным размывом, амплитуда которого максимальна в районе Максатихи (более 10—15 м). В отдельных пунктах размыт даже весь мячковский горизонт (Л. Т. Семененко).

Нижняя граница мячковского горизонта большей частью достаточно четкая; она проводится по фауне и по появлению органогенно-обломочных известняков «кораллово-фораминиферовой толщи». Верхняя граница проходит по подошве прослоя конгломерата или конгломератовидного известняка в нескольких метрах ниже красноцветной пачки кривякинского горизонта. Обычно и она хорошо подтверждается фаунистически. Лишь в северо-восточных районах обе границы иногда недостаточно отчетливы из-за малого выхода керна и плохой сохранности фауны.

Мощность мячковского горизонта минимальна на западном и южном крыльях Московской синеклизы, где испытывает резкие колебания (от 10—15 до 25—30 м) даже вне зоны предчетвертичного и предмезозойского размыва. В северо-восточном направлении мощность довольно быстро увеличивается и в районе Чузломы и Макарьева, по предварительным данным, превышает 100 м (рис. 51). Максимальная мощность фаунистически охарактеризованных мячковских отложений 77 м (Шарья).

Мячковский горизонт отличается от нижележащих наименьшей глинистостью и весьма слабой доломитизацией. Для него характерен сравнительно однообразный вертикальный разрез и незначительные фашиальные изменения, выражающиеся главным образом в замещении более грубозернистых органогенно-обломочных разностей известняков в восточном и северо-восточном направлении более мелкозернистыми.

Доломитовые породы сравнительно широко развиты лишь на отдельных участках в Верхнем Поволжье, на севере Окско-Цнинского вала, в районе Любима, а также непосредственно к северо-западу от Москвы.

В Подмосковье, где мячковский горизонт наиболее богат фауной и где детально изучена его литология, И. В. Хворова в 1951 г. выделила две толщи — новлинскую и песковскую (см. рис. 48).

Новлинская толща в самых полных разрезах, наблюдающихся в нижнем течении р. Пахры, от Домодедова до Мячкова, имеет мощность от 10,5 до 16 м и распадается на три хорошо прослеживающиеся пачки (данные И. В. Хворовой и Т. Ю. Жаке). Нижняя пачка (6—8 м) сложена белыми мелко- и грубозернистыми органогенно-обломочными известняками с большим количеством колониальных кораллов («кораллово-фораминиферовая толща»). В ее подошве часто наблюдается окремнение, иногда — прослой серой глины (0,1—0,2 м). На подстилающих подольских отложениях эта пачка часто лежит с размывом. В нижней части известняки нередко ожелезнены. Средняя пачка (до 3 м) сложена желтыми тонкозернистыми песчаниковидными доломитами с редкими прослоями криноидных известняков. Верхняя (3—4,5 м) состоит из мелко- и среднезернистых органогенно-обломочных известняков, местами слабо глинистых, вверху переходящих в афанитовые, брекчиевидные. Иногда известняки слабо доломитизированы. На границах пачек часто наблюдаются следы размыва, очень характерно окремнение.

Южнее, в нижнем течении р. Москвы, несколько возрастает роль грубообломочного материала в составе нижней пачки, доломиты средней пачки становятся глинистыми, увеличивается их мощность за счет уменьшения верхней и нижней пачек. Близ ст. Пески верхняя часть новлинской толщи уничтожена глубоким предпесковским размывом.

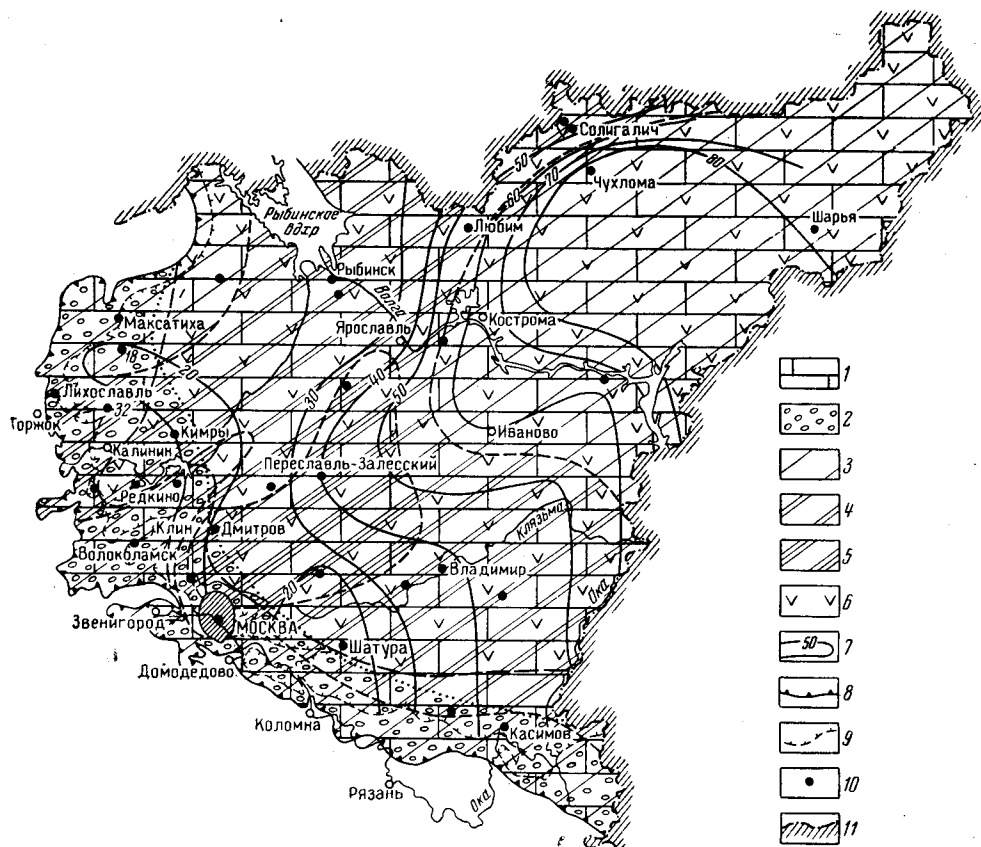


Рис. 51. Литологическая карта мячковского горизонта

1 — карбонатные породы; 2 — область распространения кораллово-фораминиферовой толщи в основании горизонта. Доломитность и сульфатность карбонатных пород; 3 — известняки резко преобладают над доломитами (более 70%); 4 — известняки незначительно преобладают над доломитами (50—70%); 5 — доломиты и доломитизированные известняки незначительно преобладают над чистыми известняками (известняков менее 50%); 6 — присутствуют гнезда, реже прослои гипса; 7 — изопахиты мячковского горизонта; 8 — граница современного распространения мячковского горизонта; 9 — граница современного распространения верхнекаменноугольных отложений; 10 — буровые скважины; 11 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

Колонии кораллов в нижней пачке (особенно крупные) часто опрокинуты и окатаны, наблюдается нарастание одной колонии на другую, характерна косая слоистость известняков, мелкие размывы на границе отдельных слоев (Хворова, 1949б, 1953). Севернее, в районе г. Москвы, в нижней пачке грубообломочные известняки сменяются или мелкозернистыми или криноидно-фузулиновыми, кораллы встречаются реже (преимущественно — одиночные).

К богатому фаунистическому комплексу новлинской толщи принадлежат брахиоподы *Choristites mosquensis* Fisch., *Ch. sowerbyi* Fisch., *Sh. dilatatus* Fisch., *Ch. radiculosus* A. et E. Ivan., *Brahythyrina strangwaysi* Vern., *Teguliferina mjatschkowensis* Ivan., *Choristitella pachrensis* E. Ivan. и др.; фораминиферы *Pseudostaffella*

sphaeroidea Ehrenb. var. *cuboides* Raus., *Schubertella inflata* Raus., *Ozawainella angulata* Col., *Oz. mosquensis* Raus., *Fusulinella bocki* Moell., *F. mosquensis* Raus. et Saf., *F. pseudobocki* Lee et Chen. и др., кораллы *Dibunophyllum cylindricum* Dobr., *Bothrophyllum conicum* Trd., *Amygdalophylloides ivanovi* Dobr., *Litostrotionella stylaxis* Trd., *Timania mosquensis* Dobr. и др., иглокожие *Archaeocidaris rossica* Buch., *A. subwortheni* Faas, *Sinerocrinus incurvus* Trd., *Synphocrinus cornutus* Trd. *Platicrinus* sp. и др.

Песковская толща, имеющая мощность 10,5—12 м, лежит на новлинской с размывом, амплитуда которого максимальная у ст. Пески. В большинстве разрезов в районе Москвы и к югу от нее (по И. В. Хворовой, Т. Ю. Жаке, М. Х. Махлиной и др.) в основании песковской толщи более или менее четко прослеживается глинисто-известняковый конгломерат мощностью до 0,5 м. Выше залегают две пачки известняков, внизу шламовых или органогенно-детритовых (2,5—3,5 м), а сверху органогенно-обломочных (4 м). Пачки разделены прослоем слоистых мергелей или глин (до 0,8 м). Третья, верхняя, пачка сложена песчаниковидными желтоватыми, иногда окремнелыми доломитами (1,5—2,0 м), которые у кровли сменяются переслаивающимися глинистыми известняками и мергелями или брекчиевидными известняками (до 1 м).

В каменоломнях у ст. Пески нижняя часть песковской толщи очень своеобразна (Иванов, 1926; Иванова, 1947; Хворова, 1949б, 1953). Здесь на пологих возвышениях, сложенных доломитизированными известняками новлинской толщи, развиты линзовидно выклинивающиеся залежи косослоистых известняковых песчаников мощностью до 6,5—8 м. Песчаники отличаются хорошей сортировкой материала и образованы мелкими комочками, состоящими из микрозернистого кальцита или из хорошо окатанных обломков органического происхождения. По мнению И. В. Хворовой, эти песчаники представляют собой остатки дюн, образовавшихся на временно осушенных участках в начале песковского времени.

Вышележащая часть песковской толщи в этом районе сложена в основном теми же породами, что и вблизи Москвы, но здесь отмечается большее содержание мергелей. Общая мощность песковской толщи в местах наибольшего развития косослоистых песчаников увеличивается до 19—22 м (за счет глубокого размыва новлинских отложений).

Почти все группы представлены в песковской толще еще значительно разнообразнее, чем в новлинской. Е. А. Иванова (Иванова, Хворова, 1955) отмечает, что лишь кораллами песковская толща беднее, чем нижележащая. Из брахиопод характерны *Choristites mosquensis* Fisch., *Ch. sowerbyi* Fisch., *Ch. loczyi transversalis* A. et E. Ivan., *Ch. tashenkensis* A. et F. Ivan., *Marginifera carniolica* Schellw., *Dictyoclostus moelleri* Stuck; *D. inflatiformis* Ivan., *Meekella uralica* Tshern. и др. из фораминифер *Schubertella inflata* Raus., *Fusiella lancetiformis* Putr., *Fusulinella mosquensis* Raus. et Saf., *Fusulina cylindrica* Fisch., *F. mosquensis* Raus., *F. quasicylindrica* Lee et Chen., *Quasifusulina longissima* Moell. и др.; типичны кораллы *Amygdalophylloides ivanovi* Dobr., *Bothrophyllum conicum* Trd., *Meniscophyllum kansuensisiforme* Dobr. и др., иглокожие *Archaeocidaris rossica* Buch., *Dicromyocrinus geminatus* Trd., *Hydriocrinus pusillus* Trd., и др., а также многочисленные мшанки и моллюски.

При продвижении от Москвы в северо-западном направлении, вдоль границы современного распространения мячковского горизонта, существенных изменений в его строении не наблюдается. По данным

И. В. Хворовой, Б. А. Яковлева, Л. Т. Семененко и других, близ Звенигорода, Волоколамска, Старицы, Калинин и Максатихи разрез начинается известняковым конгломератом, выше развиты крупно- или мелкозернистые органогенно-обломочные известняки с колониальными и одиночными кораллами, сменяющиеся мелкозернистыми доломитами или в разной степени доломитизированными известняками. Общая мощность нижней (новлинской) толщи 14—16 м. В нижней части иногда прослеживаются тонкие прослои пестроокрашенных глин и мергелей. Верхняя часть горизонта, соответствующая песковской толще (9—16 м), часто также начинается с конгломерата или грубого органогенно-обломочного известняка с такими же обильными, как в основании горизонта, колониальными кораллами. Выше залегают преимущественно мелкозернистые, более или менее доломитизированные известняки, среди которых встречаются линзы известняковых песчаников. На северо-западе, в районе Максатихи, верхняя часть горизонта, а в отдельных случаях и весь мячковский горизонт уничтожены предкасимовским размывом (Л. Т. Семененко).

Для районов, расположенных к востоку от устья р. Москвы, данные о строении мячковского горизонта очень скудны, так как здесь он перекрыт мощными мезо-кайнозойскими отложениями. Лишь в районе Касимова горизонт снова вскрывается эрозией (Хворова, 1948, 1953; Бирин, 1949а). Здесь выделяются те же толщи, что и в описанных выше разрезах. Новлинская толща (около 11 м) сложена двумя пачками. В нижней преобладают мелко- и крупнокомковатые известняки, которые И. В. Хворова считает копрогенными, а Л. М. Бирин — обломочными; известняки содержат раковинный детрит, много кораллов, иногда обильные онколиты. Часто наблюдается косая слоистость, а сверху пачки — следы размыва, фиксирующиеся по галькам известняка. Верхняя пачка представлена белыми тонкозернистыми известняками с тонкими прослоями розовых мергелей. Песковская толща (16 м) имеет несколько иной состав, чем на западе. Здесь развиты в основном микро- и тонкозернистые шламовые и мелкофораминиферовые известняки, внизу переслаивающиеся с красными глинами и мергелями, а в средней части содержащие подчиненные прослои относительно грубых органогеннообломочных известняков и глинистых доломитов.

При удалении от краевой зоны на восток и северо-восток строение мячковского горизонта постепенно изменяется. Проследить здесь две толщи не удастся. В разрезе преобладают тонкозернистые и шламовые известняки; органогенные и органогенно-обломочные образуют отдельные прослои. Известняковый конгломерат в основании горизонта прослеживается почти до восточной границы Калининской области (Кимры) и до северо-восточной границы Московской области (Дмитров, Шелково, Шатура). Восточнее Шатуры он исчезает, но снова появляется в районе Коврова. Толща кораллово-фораминиферовых известняков распространена примерно в тех же границах (см. рис. 51), а далее на северо-восток эти известняки переходят в мелкозернистые органогенно-обломочные. На крайнем севере и востоке Костромской области в основании мячковского горизонта и в средней его части снова появляются обильные кораллы. Местами в Ярославской области (Тутаев, Красный Октябрь), а также в пос. Ундола Владимирской области в средней части горизонта прослеживается толща органогенно-обломочных известняков, по-видимому, соответствующая основанию песковской толщи.

В северо-западной части территории распространены прослои красноватых и лиловатых глин и мергелей, приуроченные к нижней и

иногда верхней частям разреза. Иногда они заходят довольно далеко на восток (восточная часть Калининской, север и отчасти центр Московской областей). В одной из скважин на юго-западе Владимирской области (д. Илейкино) С. Я. Гоффеншефер описан прослой красноцветного тонкозернистого песчаника.

Во всей рассматриваемой «внутренней зоне» наблюдается неравномерная доломитизация пород; максимальное развитие ее отмечается в тонкозернистых и шламовых разностях известняков, но иногда она охватывает и сравнительно крупнозернистые органогенно-обломочные разности.

Здесь же породы мячковского горизонта, как правило, загипсованы; гипс в виде отдельных гнезд появляется несколько восточнее Максатиhi и Калинина, северо-восточнее Москвы и севернее Касимова. В северо-восточном направлении количество гипса увеличивается, он образует прожилки и маломощные (до 5 см) прослои. В Шарье и Солигаличе, кроме гипса, наблюдаются включения ангидрита.

Фауна «внутренней зоны» несколько беднее и менее подробно изучена, чем в краевой зоне.

Из брахиопод здесь сравнительно часты *Choristites mosquensis* Fisch., *Marginifera carniolica* Schellw., *Brachithyrina strangwaysi* Vern., *Neospirifer tegulatus* Trd., *Meekella* sp., *Linoproductus* sp. и др.; встречаются кораллы *Amygdalophylloides ivanovi* Dobr., морские ежи *Archaeocidaris rossica* Buch.; фораминиферы *Fusulinella pseudoschwagerinoides* Putr., *F. eopulchra* Raus., *Fusulina nytoica* var. *callosa* Saf., *F. consobrina* Saf., *F. innae* Ros., *F. cf. siviensis* Raus., *Ozawainella mosquensis* Raus. и др.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнекаменноугольные отложения занимают значительную северо-восточную часть рассматриваемой площади. Южная граница их проходит через Спас-Клепики — Воскресенск — Москву, поворачивая на запад и северо-запад к Лихославлю — Максатихе — Сандову. На юго-востоке крайние выходы верхнего карбона отмечены в бассейне р. Оки в 30 км южнее г. Касимова. Южнее и западнее верхний карбон встречается в виде отдельных пятен. На южном крыле Московской синеклизы и в районе Окско-Цнинского вала верхнекаменноугольные отложения залегают под маломощным чехлом мезозойских и четвертичных образований и по долинам рек Москвы, Оки, Клязьмы и их притокам выходят на дневную поверхность. При продвижении на восток-северо-восток кровля карбона погружается на значительную глубину: в Загорске она залегают на глубине 180—200 м (от плюс 10 до минус 10 м абс. высоты), в Костроме на глубине 600 м (минус 490 м абс. высоты), в Шарье на глубине 860 м (минус 750 м абс. высоты). По мере погружения появляются все более молодые горизонты карбона. В южной и юго-западной частях рассматриваемой территории каменноугольные отложения залегают под мезозойскими и четвертичными породами. Севернее линии Талдом — Краснозаводск — Карабаново они согласно перекрыты нижнепермскими отложениями. Западнее Бежецка нижнепермские отложения отсутствуют, и на известняках верхнего карбона с размывом залегают пестроцветные породы татарского яруса. За пределами распространения нижнепермских отложений поверхность карбона весьма неровная, эродированная в предтатарское время, а за пределами развития татарских образований, прорезана глубокими до-мезозойскими и, на отдельных участках, дочетвертичными долинами. Наиболее глубокие эрозионные долины прослеживаются в южной части

района, где глубина вреза их в каменноугольное плато достигает 80—90 м.

Залегают верхнекаменноугольные отложения повсеместно с небольшим размывом на мячковском горизонте среднего карбона. Нижняя граница их приурочена к прослою известнякового конгломерата, лежащего то на тонкозернистых известняках, то, срезая их, на более низкие слои мячковского горизонта.

В разрезах опорных скважин (Солигалич, Шарья, Раслово, Некрасовское) из-за отсутствия фауны нижняя граница проводится в основании первой глинистой пестроцветной пачки. Возможно, что и здесь границу со средним карбоном следует опустить на 6—8 м ниже подошвы глиен. К этой глубине приурочено изменение состава пород: чистые известняки мячковского горизонта сменяются значительно более глинистыми разностями.

Значительно менее четко выражена граница верхнего карбона и нижней перми: пограничные слои этих систем сложены литологически однообразными породами (доломитизированные известняки и доломиты) и не содержат никаких маркирующих прослоев. Проводится она только по появлению швагерин или пустот от растворения их раковин.

Мощность верхнего карбона в пределах описываемой территории составляет 140—150 м (Ногинск, Загорск), увеличиваясь на восток-северо-восток до 190—200 м (Солигалич, Шарья). Значительное увеличение мощности — до 180—190 м — происходит и в районе Окско-Цнинского вала.

Среди верхнекаменноугольных отложений на рассматриваемой территории выделяются образования двух ярусов — гжельского и оренбургского.

ГЖЕЛЬСКИЙ ЯРУС

Гжельский ярус на данной территории делится на две примерно равные части: 1) касимовский надгоризонт, в составе трех горизонтов — кривякинского, хамовнического и дорогомилковского (нижнегжельский подъярус) и 2) клязьминский горизонт (верхнегжельский подъярус).

Нижнегжельский подъярус

Касимовский надгоризонт

Наиболее детально касимовские отложения изучены в районах Подмосковья, где они выходят на дневную поверхность и вскрыты многочисленными скважинами.

Сложен касимовский надгоризонт здесь закономерно чередующимися карбонатными и глинисто-мергелистыми пачками. Среди карбонатных пород преобладают известняки, преимущественно органогенные. В основании надгоризонта — органогенно-обломочные, выше органогенно-шламовые, водорослевые и фузулиновые. Среди органогенных разностей в средней части разреза присутствуют микрозернистые чистые известняки с подчиненными им прослоями доломитизированных известняков и доломитов. По мере продвижения на восток-северо-восток последние приобретают все большее значение. Появляются вкрапления и прожилки гипса. Терригенные пачки сложены красноцветными глинами, песчаниками и алевролитами с прослоями пестрых, также красноцветных мергелей.

Нередко пестроцветные пачки здесь целиком представлены мергелями. В направлении на северо-восток также происходит замещение глинистых пород доломитово-мергелистыми, а еще далее — карбонатными.

В Подмосковье насчитывается до четырех терригенных пачек (рис. 52), составляющих не менее 50—60%, а в отдельных случаях и 70% разреза (скв. в д. Алексеевка близ Ногинска, деревни Лобково и Малинники в районе Загорска). Сложены они пестрыми глинами, алевролитами и мергелями. В западных районах процентное соотношение глинисто-мергелистых и карбонатных прослоев иное; первые составляют не более 30% разреза. При этом мергели развиты значительно шире глин, нередко пестроцветные пачки целиком представлены мергелями. К северу и северо-востоку количество и мощность пестроцветных прослоев закономерно уменьшается и их доля не превышает 10%. Наиболее далеко прослеживается нижняя глинистая пачка. Она вскрыта почти всеми глубокими скважинами (Шарья, Любим, Рыбинск, Чухлома, Раслово). Вышележащая часть разреза сложена карбонатными, сильно загипсованными породами. Преимущественное развитие приобретают доломиты, в основном вторичные, со следами первичной органической структуры. Первичные доломиты имеют подчиненное значение. Известняки, среди которых наиболее часты органигенные разности, присутствуют в виде прослоев небольшой мощности. Общая мощность надгоризонта в Подмосковье составляет 50—60 м, увеличиваясь в районе Владимира, Кольчугина до 60—70 см (скв. 9 в Переборове). Максимальная мощность (70—80 м) приурочена к центральным частям синеклизы (Любим — Шарья) и к району Окско-Цнинского вала, где она достигает 100 м (район Коврова). На западе (Конаково, Тресна, Присеки, Кашин, Красный Холм) мощность надгоризонта сокращается до 30—40 м (рис. 53).

Расчленение на горизонты проводится по совокупности литологических и фаунистических признаков. Наиболее четко выделяются горизонты в южной, юго-восточной и юго-западной частях рассматриваемой области. В центральных частях синеклизы, где они вскрыты лишь единичными скважинами, расчленение весьма затруднено.

По характерным микрофаунистическим комплексам касимовский надгоризонт разбивается здесь на три зоны: $C_3^{1-a_0}$, $C_3^{1-a_1}$, C_3^{1-b} . Нижняя, для которой характерно присутствие *Triticites pseudomontiparus* и *Obsoletes obsoletes*, соответствует кривякинскому горизонту, средняя, содержащая *Triticites montiparus*, — хамовническому и верхняя, с *Tr. arcticus* и *Tr. acutus*, — дорогомилловскому.

Кривякинский горизонт сохранился от последующего размыва на наибольшей площади. На дневную поверхность он выходит по долинам рек Москвы, Пахры, Отры и в сводовой части Окско-Цнинского вала по р. Оке и ее притокам. Классические разрезы кривякинских отложений можно наблюдать на левом берегу р. Москвы в Суворовском и Воскресенском карьерах.

Нижняя (суворовская) карбонатная толща представлена известняками, реже доломитами с подчиненными прослоями мергелей и глин. Известняки в основном приурочены к нижней части (хотя отдельные прослои встречаются по всему разрезу), доломиты — к верхней. В основании толщи залегают прослой конгломерата мощностью 0,5—1,5 м, состоящего из довольно крупных (обычно около 2, иногда до 5 см) галек серого известняка, сцементированных карбонатным веществом или, реже, зеленоватыми или красноватыми глинами. Местами известняковый конгломерат образует два слоя (Болховити-

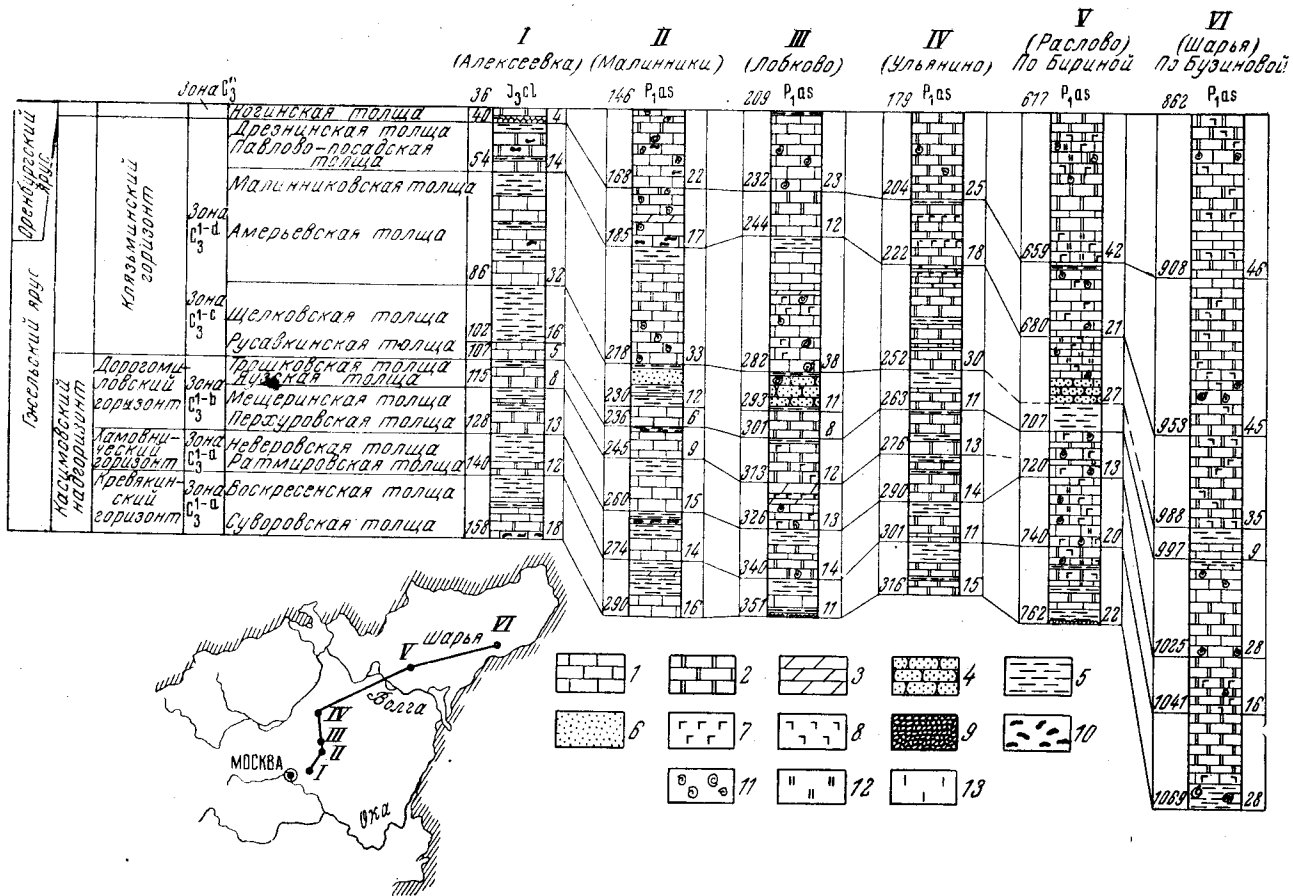


Рис. 52. Сопоставление разрезов верхнекаменноугольных отложений по линии Москва — Шарья

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — мергели; 4 — песчаники; 5 — глины; 6 — пески; 7 — гипс; 8 — ангидрит; 9 — конгломерат; 10 — кремь; 11 — остатки фауны; 12 — доломитизация; 13 — известковистость. Цифры слева от колонок указывают глубину вскрытия горизонта, цифры справа — мощность горизонта в метрах. Индексами обозначены: P_{1as} — ассельский ярус; J_{3cl} — келловейский ярус

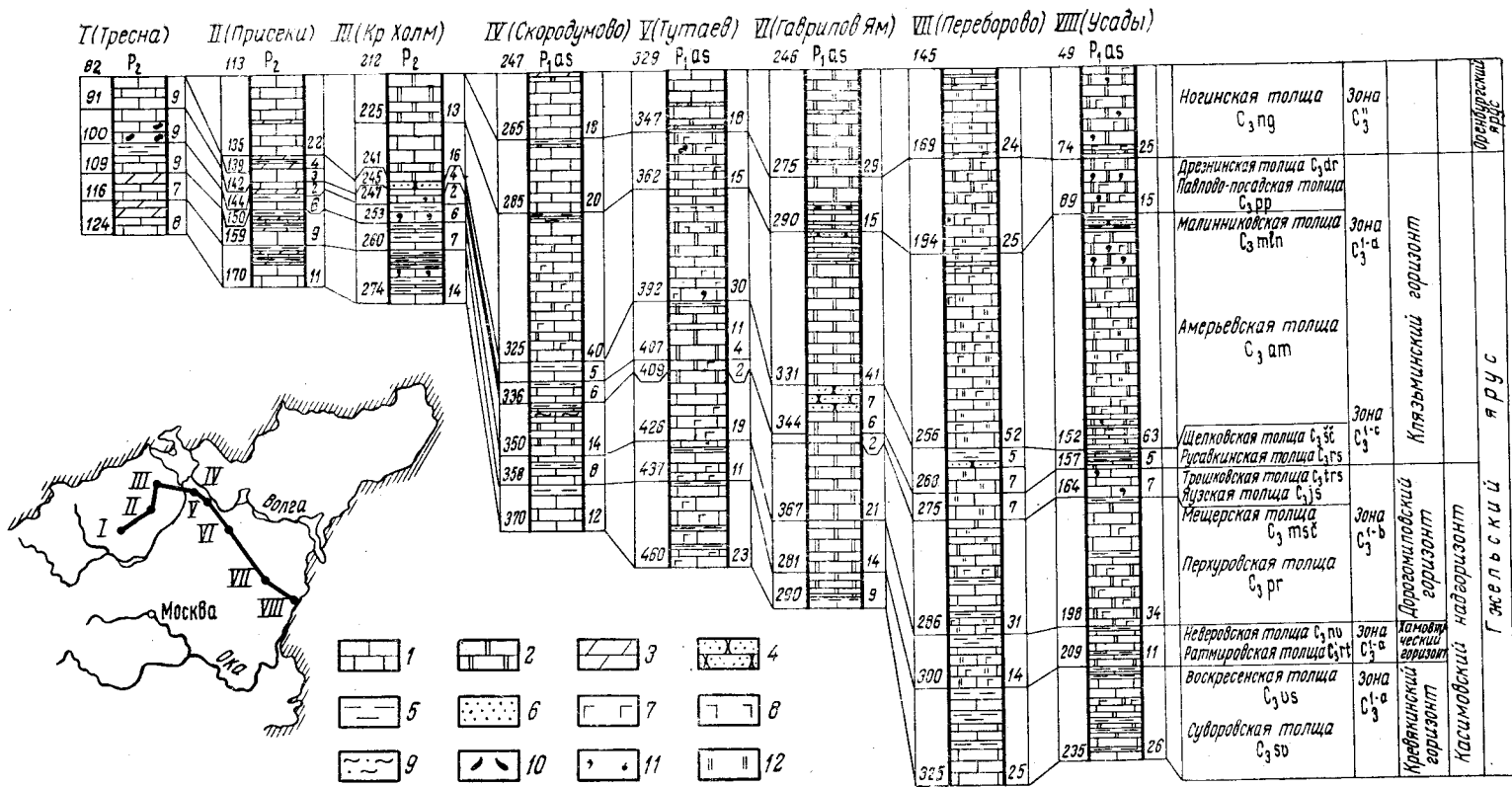


Рис. 53. Сопоставление разрезов верхнекаменноугольных отложений по линии Тресна — Красный Холм — Усады

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — мергели; 4 — песчаники; 5 — глины; 6 — пески; 7 — гипс; 8 — ангидрит; 9 — алевролит; 10 — кремений; 11 — остатки фауны; 12 — доломитизация. Цифры слева от колонок указывают глубину вскрытия горизонта, цифры справа — мощность горизонта в метрах. Индексами обозначены: P_2 — верхний отдел пермской системы; P_{1as} — ассельский ярус

нова, 1932; Иванова, 1948), разделенные трех-четыреметровой толщей карбонатных пород с *Marginifera borealis* Ivan.

Среди известняков преобладают микрозернистые разности — светло-серые, белые, иногда с зеленоватым оттенком. В нижней части толщи часты прослои органогенных известняков, состоящие из органических остатков, среди которых резко преобладают обломки раковин брахиопод и игл морских ежей. В меньшем количестве встречаются обрывки мшанок, окатанные обломки брахиопод и остатки фораминифер и остракод. Наиболее грубые органогенно-обломочные разности, состоящие из раздробленного и перемытого детрита раковин и галечек известняка отмечены в основании толщи. Тонкозернистые шламовые известняки чаще встречаются в средней части разреза. Известняки довольно сильно трещиноваты, причем трещиноватость заметно возрастает в кровле толщи (особенно в области, где она перекрыта юрскими и четвертичными отложениями). В местах выхода на поверхность они нередко на несколько метров от кровли превращены в щебень. Местами известняки слабо доломитизированы.

Доломиты обычно светлые, серые или зеленовато-серые, микрозернистые, глинистые, в основном вторичные с мелкими порами от растворения органических остатков. Иногда присутствуют перекристаллизованные остатки фузулинид, обломки брахиопод иглокожих. Нередко отмечается зональное строение кристаллов доломита: в центре зерна сохраняются участки микрозернистого кальцита (следы первоначального состава породы), окруженные доломитовой массой. Среди известняков и доломитов встречаются подчиненные прослои (0,02—0,5 м) пестроокрашенных мергелей и плотных известковистых глин.

Мощность карбонатной толщи изменяется с юга на север от 4 до 10—15 м.

Верхняя (воскресенская) толща сложена пестроокрашенными, преимущественно красноцветными глинами и мергелями с подчиненными и маломощными (0,5—15 см) прослоями органогенного известняка и глинистого доломита. Местами глины известковистые (мергели), часто сильно доломитизированные. Иногда среди глин и мергелей присутствуют тонкие (0,5—10—15 см) прослойки органогенного известняка или известковистого доломита, микрозернистого, окрашенного гидроокислами железа в бурый цвет. В доломитах встречаются единичные алевритовые зерна кварца, полевых шпатов и листочки биотита. Мощность воскресенской толщи на юге и юго-западе изменяется от 2—5 до 10—15 м.

Суворовская карбонатная пачка сложена преимущественно известняками, обычно органогенно-обломочными. В направлении восток-северо-восток все большее значение начинают приобретать доломиты. В центре синеклизы разрез представлен доломитами с подчиненными прослоями сильно доломитизированных известняков (Ковров, Шуя, Макарьев, Шарья). В разрезе появляются вкрапления гипса, а в районе Шарьи — и ангидриты.

Значительно меньшие фациальные изменения претерпевает терригенная воскресенская толща. В подавляющем большинстве случаев она представлена глинами. Только на юго-западе в районе Клина, Конаково, Калинина преобладающая роль принадлежит мергелям, а глины встречаются в виде маломощных прослоев.

Воскресенская толща присутствует и в наиболее погруженной центральной части синеклизы (Шарья, Солигалич, Рыбинск и др.).

Известняки, залегающие в основании кривякинского горизонта, включают обильную, но бедную видами однообразную фауну (Иванова, 1947 г.). Особенно многочисленны брахиоподы *Marginifera borealis*

I v a n., *Meekella eximia* Eichw. *Chonetes carboniferus* Keys. Среди фораминифер, наряду с продолжающимися существовать некоторыми формами среднего карбона, появляются и представители новых видов: *Obsoletes absoletes* Schellw.; *Protriticites* aff. *pseudomontiparus* Putr., *Protriticites* aff. *ovatus* Putr., *Fusiella lancetiformis* Putr., *Fusulinella* ex gr. *schwagerinoides* Dergr., *Fusulina nepeizini* Gryzl.

Хамовнический горизонт, как и кревкинский, вскрывается в среднем течении р. Москвы, в Воскресенском и Перхуровском карьерах, около г. Касимова по рекам Оке и Сынтул и в нижнем течении р. Колпь. Мощность хамовнического горизонта увеличивается к северо-востоку от 5—7 до 25—35 м. В классических разрезах хамовнический горизонт разделяется на две толщи: нижнюю, карбонатную (ратмировская толща), и верхнюю, глинисто-мергелистую (неверовская толща).

Ратмировская толща сложена микрозернистыми и органо-генно-обломочными известняками, чистыми или доломитизированными, и доломитами, среди которых присутствуют тонкие прослой глины и мергелей. Известняки обычно светлых тонов, иногда со слабым зеленоватым оттенком, скрыто- и тонкокристаллические, плотные, часто тонкопористые, трещиноватые. Трещины заполнены плотной зеленоватой глиной. В нижней и средней частях нередки прослой органогенных известняков, чаще всего фораминиферовых, иногда грубодетритовых.

Доломиты светло-серые и желтовато-серые, скрытокристаллические, твердые. Наблюдаются пустоты от выщелоченной фауны, иногда встречаются обломки фауны. В верхней части толщи присутствуют редкие прослой скрытокристаллических плотных, лишенных фауны, доломитов (возможно, эти доломиты первичные, по мнению Л. М. Бириной, поздне-диагенетические?). Известняки распространены на южном и юго-западном крыльях Московской синеклизы, где они слагают почти весь разрез. На севере Окско-Цнинского вала, на западном и северо-западном крыльях и в центральной части Московской синеклизы известняки замещаются доломитами, в основном вторичными, сильно заглинованными. Мощность карбонатной толщи в юго-западной части территории колеблется от 3—5 до 15—20 м. На Окско-Цнинском валу она достигает 10—17 м. К северо-востоку увеличивается до 25—30 м.

Вышележащая неверовская толща сложена пестроцветными глинами и мергелями с редкими маломощными (несколько сантиметров) прослойками органогенных известняков. Глины пестрые, доломитовые, слоистые, по плоскостям напластования слабо слюдястые. Наблюдаются прослой органогенно-обломочных глинистых известняков. Переход разностей очень постепенный.

Мощность неверовской толщи на юго-западе (район Воскресенска, Егорьевска, Ногинска, Клина) достигает 4—8 м. К северу и северо-востоку (Тресна, Присеки, Кашин, Ростов, Владимир, Ковров) мощность сокращается до 1,5—2 м. Далее, судя по разрезам единичных опорных скважин, терригенные породы исчезают и весь хамовнический горизонт представлен карбонатными отложениями (см. рис. 52, 53).

Фауна хамовнического горизонта богата и разнообразна. Она встречается как в известняках ратмировской толщи, так и в мергелях и глинах неверовской толщи. Среди фораминифер значительным развитием пользуются представители рода *Triticites*: *Triticites montiparus* Ehrenb., *Tr. poramontiparus* Ros., *Tr. umbonoplicatus* Rauss. et Bel., *Tr. subcrassulus* Ros., *Tr. sinuosus* Ros., *Tr. variabilis* Ros. Часто встречаются *Ozawainella angulata* Col., *O.* ex gr. *rhomboidalis* Putr., *Fusulinella pulchra* Rauss. et Bel. — комплекс, характерный для зоны C_3^{1-2} Д. М. Раузер-Черноусовой.

Дорогомиловский горизонт вскрыт в долине р. Москвы у г. Воскресенска, по берегам р. Оки в Касимовском районе и восточнее пос. Болотовский и в сводовой части Окско-Цнинского вала.

Литологически горизонт может быть разделен на две части, каждая из которых соответствует полному циклу осадконакопления двучленного строения. Нижняя включает перхуровскую (карбонатную) и мешеринскую (глинистую) толщи; верхняя сложена яузской (карбонатной) и трошковской (глинистой) толщами.

Карбонатные толщи представлены известняками белыми и светло-серыми, преимущественно микрозернистыми, иногда доломитизированными и кавернозными доломитами. Каверны выполнены крупнокристаллическим кальцитом или, севернее широты Загорска, гипсом. Органогенные разности известняков встречаются реже и преимущественно в нижней части горизонта (в перхуровской толще). Известняки местами глинистые. Среди доломитов значительно распространены сильно трещиноватые желтые кавернозные разности тонкозернистой структуры. По своему облику они обнаруживают большое сходство с первичными доломитами хамовнического горизонта. Доломитизация возрастает вверх по разрезу: особенно сильно доломитизированы породы яузской толщи. Мощность перхуровской толщи 5—25 м, яузской 8—10 м.

Мешеринская и трошковская толщи сложены глинами и мергелями, пестроокрашенными, нередко доломитизированными, с тонкими прослоями глинистых органогенно-детритовых известняков. Нижняя глинистая толща — мешеринская — развита шире верхней. Мощность ее в юго-западной части территории (Москва — Ногинск — Воскресенск) 5—8 м, на западе и северо-западе (Клин, Конаково, Калинин, Тресна, Присеки, Кашин, Красный Холм) 1—2 м, на востоке (Загорск, Лобково, Малинки, Кольчугин, Владимир, северная часть Окско-Цнинского вала) 2—4 м. Мощность трошковской толщи еще более непостоянна и изменяется в широких пределах. Наиболее полно она представлена в районе с. Трошково и в окрестностях д. Русавкино (50 км к востоку от Москвы), где мощность ее достигает 4—5 м. В Щелкове трошковские отложения размыты и клязьминский горизонт ложится непосредственно на яузскую толщу.

В центральных частях синеклизы (Оболсуново, Некрасовское, Шарья) глинистые прослои отсутствуют, дорогомиловский горизонт представлен только карбонатными породами. При этом господствующая роль принадлежит доломитам. В районе Ярославля, Солигалича, Шарьи весь разрез сложен доломитами, преимущественно вторичными, очень сильно загипсованными и доломитизированными известняками.

Общая мощность дорогомиловского горизонта 15—18 м, к востоку и северо-востоку она возрастает до 25—30 м, а на западе сокращается до 8—10 м (Калинин, Конаково, Красный Холм). Фауна горизонта отличается присутствием несколько более сложно организованных фузулинид групп *Triticites acutus* и *Tr. irregularis*. Наиболее часто встречаются *Tr. acutus* Dunb. et Condra., *Tr. arcticus* Schellw., *Tr. irregularis* Schellw., *Tr. ohioensis* Thompson., *Tr. ex gr. umbonoplicatus* Ra u s. et V e l., *Tr. sinuosus* R o s. Наряду с представителями рода *Triticites* присутствует довольно значительное количество фузулиnell: *Fusulinella usvae* D u t k., *F. pulchra* R a u s., *Quasifusulina longissima* M o e l l. (комплекс фауны характерен для зоны $C_3^{1-в}$ Д. М. Раузер-Черноусовой).

Верхнегжельский подъярус

Клязьминский горизонт. Площадь распространения этого горизонта меньше площади, занятой касимовскими отложениями (рис. 54; 55). На дневную поверхность клязьминские отложения выходят у с. Гжели,

в бассейне р. Клязьмы от Щелкова до Орехова-Зуева, в окрестностях Павловского Посада по р. Дрезне и на крыльях Окско-Цнинского вала. Залегают они на касимовских с небольшим размывом, что подчеркнуто присутствием в основании горизонта базального конгломерата. Как пра-

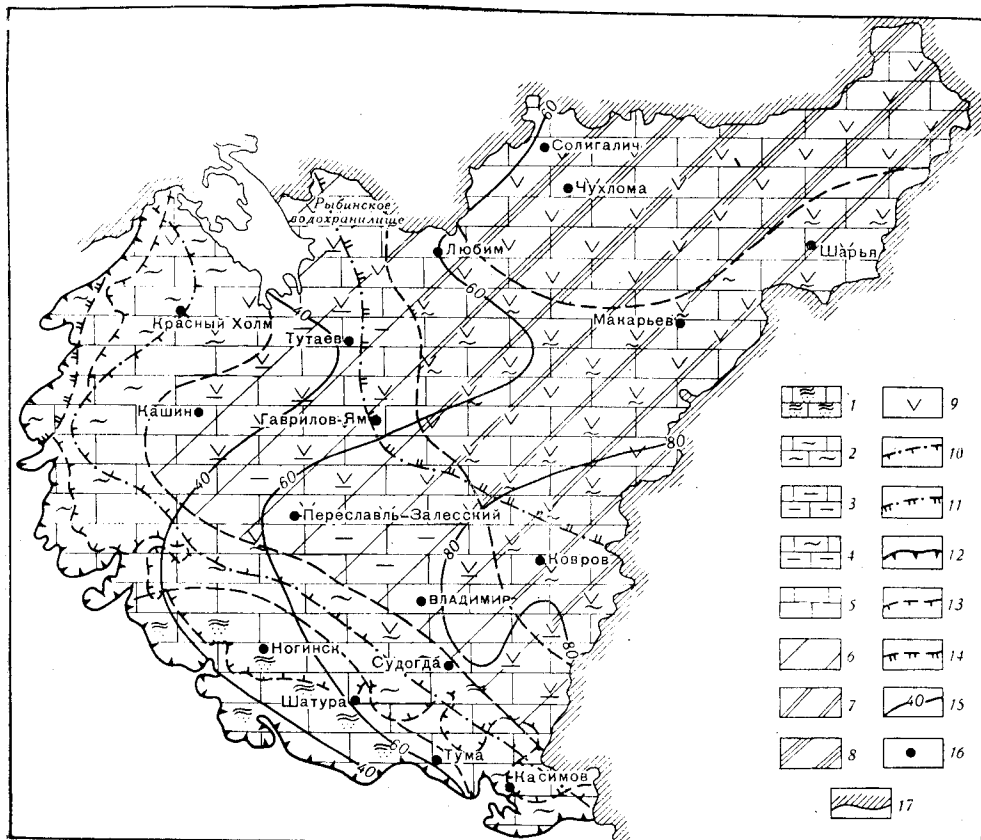


Рис. 54. Литологическая карта касимовского надгоризонта

1 — зона развития карбонатных пород с прослоями пестрых глин, алевроитов и песчаников (глин, алевроитов и песчаников свыше 50%, мощность отдельных пачек этих пород до 10—15 м); 2 — зона развития карбонатных пород с прослоями пестрых глин и мергелей (глин и мергелей до 30%, мощность отдельных пачек этих пород 3—10 м); 3 — зона развития карбонатных пород с редкими прослоями пестрых мергелей и глин (мергелей и глин 10—20%, мощность отдельных пачек 1—4 м); 4 — зона развития карбонатных пород с единичными прослоями пестрых глин и мергелей (глин и мергелей не более 10%, мощность отдельных пачек до 6 м); 5 — зона развития только карбонатных пород; 6 — слабо доломитизированные известняки с прослоями доломитов; 7 — сильно доломитизированные известняки с прослоями доломитов; 8 — доломиты; 9 — сульфатность карбонатных отложений; 10 — граница зоны слабой загниванности (мощность прослоев гипса до 0,3—0,5 м); 11 — граница зоны сильной загниванности (мощность прослоев гипса и ангидрита 0,5—1 м); 12 — граница современного распространения касимовского надгоризонта; 13 — граница распространения клязьминского горизонта; 14 — область размыва касимовских отложений в предтатарское время; 15 — изопахиты касимовских отложений; 16 — сважины; 17 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

вило, клязьминский горизонт перекрыт карбонатными породами оренбургского яруса, а за границей распространения последних — мезозойскими отложениями. Только на северо-западе района (Бежецк, Тресна, Присеки, Красный Холм) клязьминский горизонт залегают под глинистыми красноцветными породами татарского яруса, срезающими карбонатные пермские и оренбургские отложения (см. рис. 52). Мощность горизонта 60—100 м. Возрастание мощности происходит в восточном и северо-восточном направлениях: максимальная мощность (100—110 м)

характерна для северной части Окско-Цнинского вала (район Коврова) и Владимиро-Шилового прогиба.

В южной и юго-западной частях территории (Московская область, юг и запад Калининской, южная часть Окско-Цнинского вала) клязьминский горизонт, как и касимовский, сложен ритмичноповторяющимися

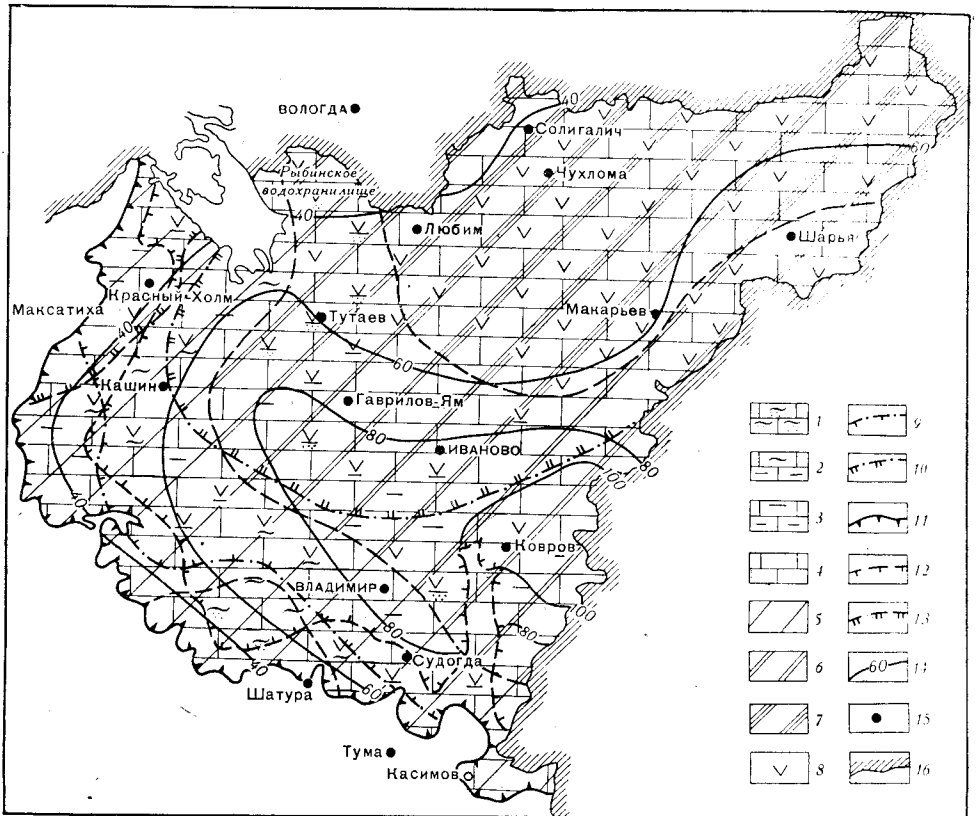


Рис. 55. Литологическая карта клязьминского горизонта

1 — зона развития карбонатных пород с прослоями пестрых глин, алевритов и песчаников (глин, алевритов и песчаников до 30—35%, мощность отдельных пачек до 23 м); 2 — зона развития карбонатных пород с прослоями пестрых мергелей и глин (мергелей и глин 10—20%, мощность отдельных пачек 2—3 м); 3 — зона развития карбонатных пород с редкими прослоями пестрых мергелей и песчаников (мергелей и песчаников до 10%, мощность отдельных прослоев 2—3 м); 4 — зона развития только карбонатных пород; 5 — слабо доломитизированные известняки с прослоями доломитов; 6 — сильно доломитизированные известняки с прослоями доломитов; 7 — доломиты; 8 — сульфатность карбонатных отложений; 9 — граница зоны слабо загипсованных пород (мощность прослоев гипса до 1 м); 10 — граница зоны сильно загипсованных пород (мощность прослоев гипса и ангидрита до 3—4 м); 11 — граница современного распространения клязьминского горизонта; 12 — граница распространения оренбургского яруса; 13 — область размыва клязьминских отложений в предататарское время; 14 — изопакеты клязьминских отложений; 15 — скважины; 16 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

пачками карбонатных и терригенных пород. На долю последних здесь приходится не более одной трети разреза. По литологическим признакам выделяется шесть толщ (снизу вверх): русавкинская (карбонатная), шелковская (глинисто-алевритовая), амеревская (карбонатная), малиниковская (глинисто-алевритовая), павлово-посадская (карбонатная) и дрезнинская (глинисто-алевритовая).

В центре и на северо-востоке рассматриваемого района (Раслово, Любим, Шарья, Солигалич, Ярославская и Костромская области) клязьминский горизонт сложен преимущественно карбонатными породами и

расчленение на толщи там в настоящее время не представляется возможным.

По характерным микрофаунистическим комплексам клязьминский горизонт разбивается на две части. Нижняя объединяет русавкинскую, шелковскую и нижнюю часть амерьевской толщи, для которых характерно присутствие *Triticites stuckenbergi* (зона C_3^{1-c} Д. М. Раузер-Черноусовой). Для верхней части разреза — верхи амерьевской толщи, малинниковская, павлово-посадская и дрезнинская толщи — характерно развитие *Tr. jigulensus* и *Tr. volgensis* (зона C_3^{1-d} Д. М. Раузер-Черноусовой). Граница фаунистическая в данном случае не совпадает с литологической: граница зоны C_3^{1-c} и C_3^{1-d} проходит в верхней части амерьевской толщи.

Среди карбонатных пород преобладающее значение имеют доломиты, твердые пористые и кавернозные (размер пор достигает 5—8 см), в местах выхода на поверхность нередко разрушенные до состояния доломитовой муки. Мощность мучнистых прослоев составляет 2—4 м. Каверны выполнены кристаллами кварца и кальцита, а в центральных и северных частях рассматриваемой площади — кристаллами гипса. Загипсованность возрастает с юга на север от единичных кристалликов и прожилок гипса до прослоев голубовато-серого ангидрита и светлого, почти прозрачного гипса мощностью 0,5—1 м и даже 3—4 м (Рыбинск, Кашин, Чухлома).

Доломиты клязьминского горизонта большей частью явно вторичные, содержат значительное количество органогенного материала. Однако встречаются, обычно в основании горизонта, прослой доломитов, не обнаруживающих органогенной структуры, возможно, первичных.

Терригенные пачки сложены пестрыми глинами, алевролитами и песчаниками, в нижней части разреза красноцветными, выше зеленовато-серыми. В направлении с юго-запада на северо-восток глинисто-алевритистые породы замещаются доломитово-мергелистыми. Дальше всех заходит шелковская толща, которая прослеживается в разрезах почти всех опорных скважин и может служить хорошим маркирующим горизонтом (см. рис. 52, 53).

Русавкинская толща, как уже отмечалось, на подстилающих отложениях залегает с небольшим размывом. Резкие колебания мощности (от 2 до 10—15 м) позволяют предполагать существование размыва и в кровле.

Начинается разрез с конгломерата (0,3 м), состоящего из доломитовой или известковой угловатой гальки размером до 2 см, сцементированной светло-желтым скрытокристаллическим доломитом. Конгломерат прослеживается почти во всех разрезах, где клязьминский горизонт пройден скважинами с хорошим выходом керна.

Выше залегают доломиты, переслаивающиеся с известняками, которые они часто фашиально замещают. Присутствуют невыдержанные прослой зеленовато-серых, реже сиреневых глин, мощностью до 1 м. Доломиты желтовато-серые, микрзернистые, тонкозернистые и мелкозернистые. На отдельных участках окремнелые, с кавернами, выполненными кристаллами кварца, кальцита или гипса. Известняки белые и светло-серые, микро- и мелкозернистые, твердые, участками доломитизированные, часто окремнелые. В средней части присутствует весьма характерный прослой мощностью до 0,3 м, состоящий из кремневых ноздреватых конкреций. Встречаются органогенные разности, в основании толщи преимущественно органогенно-детритовые, грубые, выше шламовые и, реже, фузулиновые.

Известняки и доломиты содержат многочисленную фауну брахиопод, гастропод, пелеципод, иглокожих, кораллов и мшанок. Наряду

с брахиоподами, существовавшими и в касимовское время *Chonetes uralicus* Moell., *Marginifera borealis* Ivap., *Cancrinella nikitini* Ivap., в русавкинской толще появляются новые формы: *Camarophora purdoni* Dow., *Chonetes dalmanoides* Nik., среди фузулин также появляются новые виды: *Triticites stuckenbergi* Ra u s., *Tr. paraarcticus* Ra u s., *Tr. rossicus* Schellw., *Tr. dagmarae* Ros., *Tr. longus* Ros. (зона C_3^{1-c}).

Щелковская толща может быть выделена на большей части рассматриваемой площади. Залегает она в большинстве случаев на русавкинских известняках, однако местами (район Щелкова) последние размыты. Иногда размыв захватывает и нижележащие пестроцветные породы трошковской толщи. Мощность щелковской толщи изменяется значительно. В Ногинском и Загорском районах Московской области она составляет 12—15 м, достигая к югу от Щелкова до 5—10 м (Касимовский и Меленковский районы) и 4—8 м (район Кимр, Клина, Конакова), а далее на север до 1—3 м (Кашин, Присеки, Красный Холм, Рыбинск, Скородумово, Солигалич) и только в Шарье она несколько больше — около 6 м.

Щелковская толща сложена преимущественно глинами кирпично-красными, прослоями серовато-зелеными, тонкослоистыми, сланцеватыми с микрослоями слюдястого алевролита. В основании глин местами присутствует галька карбонатных пород размером 1—2 см. Встречаются прослой алевролитов, песчаников, известняков. Глины гидрослюдистые, типа монотермита с примесью каолинита.

Песчаники кварцево-полевошпатовые, слюдястые, той же окраски, что и глины, мелко- и среднезернистые, слабые, рыхлые, изредка замещаются песками. Залегают они в нижней части разреза. Цемент карбонатный, реже глинистый. Содержание полевых шпатов достигает 75%. Среди минералов тяжелой фракции преобладают: гранат (до 30%) и циркон (до 28%). В несколько меньшем количестве присутствуют апатит (12—20%), рутил (8—11%), турмалин (7—9%). Прослой известняка приурочены к средней и верхней частям разреза. Известняки глинистые, органогенно-детритусовые.

На юге и юго-востоке щелковская толща сложена преимущественно глинами с незначительными прослоями песчаников и мергелей. На западе глины замещаются пестроокрашенными мергелями, иногда доломитовыми, а прослой песчаников почти не встречаются.

В Загорском районе количество песчано-алевритовых прослоев возрастает и местами (д. Лобково) вся щелковская толща сложена песчанистыми отложениями. Песчаники прослеживаются и дальше на север, протягиваясь неширокой полосой примерно в меридиональном направлении через Переславль-Залесский — Красный Октябрь — Гаврилов-Ям — Красный Холм. Значительное место занимают песчано-алевритовые породы и далее к северу (Череповец). Восточнее, во Владимирской, Ивановской и Ярославской областях, щелковская толща представлена либо переслаиванием глин и мергелей, либо мергелями пестрых тонов. В известняках щелковской толщи найдены: *Buxtonia jigulensis* Ivap., *Phynchopora nikitini* Tschern., *Orthotetes* sp., *Chonetes* sp. *Aviculopecten* sp.; из фораминифер наиболее характерны: *Tr. stuckenbergi* Ra u s., *Tr. paraarcticus* Ra u s., *Tr. ex gr. ventriculosus* Meek. et Hayden., *Tr. ex gr. paracullomensis* Ra u s., *Tr. ex gr. beedci* Donb. et Gond. (зона C_3^{1-c} Д. М. Раузер-Чернусовой).

Амерьевская толща сложена довольно однообразными доломитами желтых или серых тонов, нередко окрашенными гидроокислами железа. Мощность ее 20—40 м. Доломиты перекристаллизованные, от микро- до мелкозернистых, большей частью пористые или кавернозные.

Каверны выполнены друзами кальцита, реже кварца, а иногда и амethysta. Вся толща окремнена, характерно наличие конкреций и стяжений кремня размером до 30 см. Местами наблюдается несколько горизонтов кремней. Под микроскопом доломиты состоят из неплотно прилегающих неправильной формы зерен или ромбоэдров, величина которых колеблется от 0,01 до 0,2 мм. Между ними иногда встречаются кристаллы кальцита диаметром 0,001 мм. Нередко в них наблюдается зональное строение, при котором кальцит прорастает кристаллами доломита. Местами присутствуют остатки фораминифер и обломки брахиопод. Встречаются хлопьевидные включения окислов железа, единичные зерна кварца, магнетита, пирита. В Клицком районе содержание кластического материала в доломитах, залегающих в основании толщи, возрастает до 20—25%. Представлен он кроме зерен кварца еще полевым шпатом и листочками биотита. Среди доломитов, преимущественно в нижней и в верхней частях разреза, встречаются прослой чистых или доломитизированных известняков. Известняки органогенно-детритусовые, фузулиновые и псевдоолитовые. Последние весьма характерны. В верхней части толщи присутствуют прослой пелитоморфных известняков, содержащие неправильной формы зерна кварца. Местами отчетливо видна доломитизация, распространяющаяся участками, без резких контактов. Доломитизация увеличивается в северном направлении. Мощность прослоев 2—5 м.

Доломиты амерьевской толщи отличаются преобладанием крепких, окремнелых разновидностей, с содержанием MgO до 18—24%, CaO до 32% и SiO₂ до 1,8—2%. В районах неглубокого залегания они используются в качестве огнеупорного и в меньшей степени флюсового сырья.

Для амерьевских отложений характерны: *Triticites paraarcticus* R a u s., *Tr. stuckenbergi* R a u s., *Tr. condensus* R o s., *Tr. paraschwagerinoides* R o s., *Tr. magnus* R o s., *Tr. parvulus* S c h e l l w., *Tr. proculloensis* R o s. (зона C₃^{1-c} Д. М. Паузер-Черноусовой). В верхней части толщи появляются *Tr. jigulensis* R a u s. и *Tr. volgensis* R a u s. (зона C₃^{1-d}).

Малинниковская толща в центральной части Московской области сложена преимущественно глинами пятнистой окраски, тонкодисперсными, слюдястыми, иногда тонкослоистыми, алевролитистыми мощностью 2—6 м. К востоку (Владимирская область, южная часть Ивановской) глины в значительной степени замещаются пестроцветными доломитовыми мергелями. В районе Рыбинска (скважина в д. Скородумово) малинниковская толща мощностью около 2 м представлена переслаиванием пестрых глин, мергелей и органогенно-обломочных известняков. На северо-востоке района (Солигалич, Шарья) пестроцветные породы отсутствуют.

Павлово-посадская толща сложена главным образом доломитами с маломощными прослоями доломитизированного или органогенного известняка и редкими прослоями красных и зеленых глин. Мощность толщи 20—25 м, на севере района до 35 м. Доломиты павлово-посадской толщи светлые, пористые от выщелачивания фораминифер. В верхней части толщи присутствуют округлые и угловатые зерна кварца (до 3—5%). Павлово-посадская толща сильно загипсована. В северо-восточной части территории наблюдаются прослой гипса, сначала мощностью всего 10—20 см (Загорск, Ковров), а далее достигающих 1—2 м.

Дрезнинская толща сложена глинами, алевролитами и мергелями, весьма сходными с аналогичными породами малинниковской толщи. Мощность дрезнинской толщи в местах ее наибольшего развития достигает 6—8 м (бассейн р. Дрезны). В Ковровском и Владимирском районах она сокращается до 0,5—1 м, а местами глины полностью

замещаются карбонатными породами. На севере и востоке района дрезнинская толща не выделяется. Только в районе Рыбинска она представлена толщей переслаивания (2 м), состоящей из прослоев лиловых и зеленоватых глин, мергелей и сильно загипсованных доломитов.

Фауна дрезнинской и павлово-посадской толщ однотипна. Наиболее развиты представители рода трицитов: *Triticites jigulensis* Ros., *Tr. volgensis* Raus., *Tr. schwageriniformis* Rous., *Tr. dagmarae* Ros., *Tr. procullomensis* Ros. (зона C_3^{1-d}).

ОРЕНБУРГСКИЙ ЯРУС

Оренбургский ярус обнажается на небольших участках в районе Ногинска — Орехово-Зуева, а также на западном и северо-восточном крыльях Окско-Цнинского вала. На остальной площади оренбургские отложения залегают на глубине от 150 м в юго-западной части своего распространения до 770—860 м в центре и на северо-востоке описываемой площади (Макарьев — Шарья).

Ввиду большого литологического сходства оренбургских отложений с подстилающими и покрывающими образованиями выделение яруса очень затруднено и в большинстве разрезов его объем определяется весьма условно. Нижняя граница проводится по появлению многочисленных форм *Pseudofusulina*, верхняя — по смене рода *Pseudofusulina* родом *Schwagerina*. В разрезах глубоких скважин и нижняя и верхняя границы ногинской толщи проводятся по резкой смене кажущегося электросопротивления и радиоактивности пород. Карбонатные породы оренбургского яруса от нижележащих отложений отличаются несколько меньшей степенью окремнения, присутствием в разрезе сильно трещиноватых и мучнистых разностей пород. Мощность возрастает с запада на восток-северо-восток от 22—25 (район Ногинска — Загорска) до 33—49 м (район Любима, Раслова, Шуи, Шарьи). На северо-западе разрез яруса неполный вследствие размыва его верхней части в предверхнепермское время. На юго-востоке эти отложения затронуты предмезозойским размывом.

Сложены оренбургские отложения доломитами, скрытокристаллическими, кавернозными, участками окремнелыми, с отдельными конкрециями бурых кремней. Верхняя часть толщи нередко разрушена до состояния доломитовой муки. Среди доломитов присутствуют прослои известняков, светло-серых, тонко- и мелкокристаллических, с пустотами от выщелоченных фузулин. В верхней части разреза иногда встречаются линзы светло-зеленых и розоватых глин.

К северу от линии Муром — Судогда — Кольчугино — Загорск появляются вкрапления, а затем и прослои гипса и ангидрита, достигающие 2—4 м мощности.

В окраинных частях поля верхнекаменноугольных отложений оренбургский ярус сложен доломитами или сильно доломитизированными известняками с незначительными по мощности прослоями фузулиновых известняков. Наиболее сильно доломитизированы породы оренбургского яруса в центральной части рассматриваемой территории (северная часть Московской области, запад Ярославской, Калининская и Владимирская области). Далее на северо-восток степень доломитизации верхнекаменноугольных пород возрастает вверх по разрезу.

В центральных частях синеклизы в пределах рассматриваемой площади среди области развития сильно доломитизированных пород выделяются отдельные участки с несколько меньшей степенью доломитизации. Чистые известняки здесь не только образуют более мощные прослои, но и имеют несколько более широкое горизонтальное распро-

странение. В Оболсунове, Раслове, Любиме оренбургский ярус сложен органогенными известняками с прослоями мелкозернистых доломитов мощностью 2—3 м. Среди органогенных известняков в районе Любима основная роль принадлежит фузулиновым и фузулиново-брахиоподовым разностям, в меньшей степени мелкофораминиферовым (Бузинова, 1956). В Шарье известняки в основном приурочены к нижней части разреза. Кроме фузулиновых известняков значительное место принадлежит органогенно-детритовым доломитам и сильно доломитизированным известнякам. В верхах разреза содержатся единичные маломощные прослои мелкозернистых доломитов без следов детрита, по-видимому, первичного происхождения (Бузинова, 1958).

Фауна оренбургских отложений однообразна и представлена в основном фораминиферами *Daixina* ex gr. *sokensis* R a u s. var. *collosa* D o b r., *D. magna* R o s., *D. sokensis* R a u s., *Pseudofusulina* cf. ex gr. *gregari* L e e, *Ps.* ex gr. *anderssoni* S c h e l l w., *Fusulinella usvae* D u t k., *Ps.* cf. *nana* S e m., *Ps. sokensis* R a u s., *Ps.* ex gr. *krotowi* S c h e l l w., *Triticites magnus* R a u s., *Ozawainella angulata* C o l.; имеются водоросли: *Mizzia*, *Paraberessella* (зона *Daixina sokensis* C₃^{II}).

Приведенное описание показывает, что строение и мощность верхнекаменноугольных отложений в пределах описываемой территории испытывают некоторые изменения. В районах Подмосковья, в Калининской и Владимирской областях, в южной половине Ярославской области мощность верхнего карбона возрастает с запада на восток и восток-северо-восток. Наименьшая мощность отмечается на западном склоне Московской синеклизы: в Кирском и Конаковском районах Калининской области — 120—130 м, в Кашине — 128 м, в Ногинском и Загорском районах Московской области мощность несколько больше 140—150 м. Во Владимирской и Ивановской областях (Судогда, Касимов, Меленки, Переборово, Ковров, Усады) она увеличивается до 170—180 м, а на северо-востоке (Шарья) достигает 207 м (см. рис. 52, 53).

Последовательное нарастание мощности с запада на восток нарушается в центральной части рассматриваемой площади. В районе Костромы — Галича — Чухломы вырисовывается зона пониженной мощности: Любим — 142 м, Чухлома — 136 м, Макарьев — 135 м, Раслово — 133 м, Некрасовское — 135 м, Решма — 149 м. Увеличение мощности верхнего карбона на восток-северо-восток происходит за счет довольно равномерного увеличения мощности отдельных его ярусов и даже горизонтов. Уменьшение мощности верхнего карбона в районе Костромы — Галича — Чухломы происходит, вероятно, за счет сокращения оренбургского яруса, так как мощность гжельского яруса остается неизменной.

Значительная мощность верхнего карбона у южной и западной границ его распространения и отсутствие прибрежных осадков свидетельствуют о более широком распространении верхнекаменноугольного моря по сравнению с современной границей верхнекаменноугольных отложений.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В озерское время осадконакопление происходило в лагунных условиях, что выражалось образованием мощных сульфатно-доломитовых толщ со скудной специфической фауной, с пачками гипсов и ангидритов в участках наиболее повышенной солености вод. К бортам синеклизы эти осадки фациально замещались карбонатными, отлагавшимися в несколько опресненном бассейне. Органические остатки в них сравнительно обильны (эридоконхи, серпулы, строматолиты, реже, харофиты),

но бедны родами и видами. Преимущественно во вторую половину озерского времени периодически создавались условия, благоприятные для накопления и сохранения органического вещества, о чем свидетельствует повсеместное развитие «угледоломитов». Кратковременные трансгрессии моря в пределы обширной лагуны во второй половине озерского времени вызвали появление морских форм (*Samarotoechia* ex gr. *livonica* В и с h), но специфического, угнетенного, облика. Присутствие камаротехий в охерской толще южной части площади, возможно, указывает на связь Московской синеклизы с морями юга через Брянско-Рославльский прогиб.

В хованское время произошло некоторое понижение солености бассейна: в составе хованских слоев часты известняки, встречаются породы с трещинами высыхания, тонкие углистые прослойки; среди органических остатков, наряду с эвригалинными формами, развивались харовые водоросли, более разнообразны остракоды и однокамерные фораминиферы.

Условия осадконакопления в заволжское время на рассматриваемой территории изменялись от лагунных (Венев, Москва, Тутаев, Шарья) до близких к нормальноморским (Калач, Инжавино, Ильмень) и условиям открытого моря уже за пределами центральных районов Русской платформы: в Самарской Луке, Красной Поляне, Байтугане (Рейтлингер, 1960).

Начало малевского времени ознаменовалось резким опусканием территории, вызвавшим погружение под морские воды более обширной территории. Опустился барьер из возвышенностей на юго-востоке, открыв в бассейн доступ водам Тетиса. Большую «лагуну», которой бассейн был в девоне, сменило открытое море нормальной солености, богато населенное фауной (см. рис. 29).

Балтийский щит оставался приподнятым и по-прежнему поставлял терригенный материал в основном глинистого состава. Присутствие песков лишь в окраинной части западного крыла позволяет, однако, предполагать значительное продвижение бассейна и в эту страну.

Шлейф глинистых осадков в начале трансгрессии занял всю территорию синеклизы, сокращаясь и выклиниваясь (за пределами последней) к юго-востоку.

Постепенно бассейн обмелел и сократился, в зону абразии вошли древние карбонатные массивы (Бирина, 1949а). В зависимости от интенсивности движения водной среды, в краевой части бассейна осаждались гальки, гравий и переотложенные раковины с онколитовой оторочкой, далее от берега они сменялись известняковым песком с фауной фораминифер, кораллов и спириферов, затем известняковым алевритом с обильной фауной червей и за ним — легчайшим осадком из обрывков растений, спор, глинистых частиц и мелких обломков известняковых раковин, принесенных из прилегающих участков. За глиной и детритом следовала зона брахиоподово-гастроподового биоценоза, уже вовсе лишенная приноса, но еще с некоторым движением водных масс и, наконец, область застойных вод с осадком известкового ила, лишенная следов жизни. Эти зоны осадков мигрировали в бассейне в зависимости от изменений силы приноса терригенного материала, обусловленных в основном колебательными движениями области: в начале рассматриваемого отрезка времени эти колебания были значительными, резкими, к концу они ослабели и область вышла из-под уровня моря. Наступивший континентальный период, вероятно, был довольно значительным, так как следы размыта и трансгрессивное залегание чернышинских отложений зафиксированы и на востоке платформы.

Новое опускание сопровождалось обильным поступлением в бассейн песчаного материала, местами содержащего аллохтонный детрит углефицированных остатков наземных растений, однако быстро сменившимся отложением известняковых песков с раковинками многокамерных фораминифер. На западной, более мелководной, окраине бассейна карбонатный обломочный материал был грубым, к нему примешивались обильные остатки брахиопод, криноидей, кораллов, фораминифер, трилобитов и др. К юго-востоку и востоку крупные известняковые пески с гальками и гравием заменились тонкозернистыми, а также алевроитами, содержащими лишь остатки фораминифер. Далее каменная летопись турнейского века прерывается — предвизейская эрозия сняла ее верхние «листы».

Поднятие платформы на грани турнейского и визейского веков было самым значительным в карбоне, а континентальный период — самым длительным. Изменился существенно в это время и тектонический рельеф. На севере резко выступила Котласская антеклиза, заняв ведущее положение; в центре синеклизы Окско-Цнинский вал и примыкающая к нему с востока территория образовали обширное Центральное поднятие. Оставался приподнятым Балтийский щит. Соответственно новым морфологическим формам возникла речная сеть с главным стоком на юго-восток, к Палеокаме — Волге. Возникшие неровности поверхности оказали существенное влияние на все последующее осадконакопление.

В нижнем визе на наиболее пониженном участке накапливались осадки малиновского возраста, тогда как на остальной площади еще продолжался размыв турнейских отложений¹. В начале среднего визе (раннебобривское время) началось общее опускание территории, наиболее глубокие долины заполнились аллювиальными (преимущественно песчаными) осадками. Рельеф несколько выровнился, и образовалась обширная аллювиальная равнина. На поверхности равнины возникли озера и болота, в условиях гумидного климата сформировались ассоциации глинистых минералов, сложенных каолинитом и гидрослюдой, в области древних террас палеодолины развились процессы угленакопления (пласты I и II^в). В приподнятых участках равнины (Нелидово, Селижарово) отложения осадков в этот период не происходило.

Среднебобривское время характеризовалось преобладанием осадконакопления над эрозией на всей площади равнины в связи с продолжавшимся общим погружением платформы. Значительно расширилась зона угленакопления, распространившись из области долин на междолинные пространства; в этот период шло формирование главной продуктивной пачки Подмосковского бассейна (пласты II^ч, II и III). Наибольшей мощности пласты угля достигают на склонах сnivelированных возвышенностей древнего рельефа. Периодически в это время территория испытывала колебательные движения, что привело к частой смене осадков разного типа и образованию циклически построенной толщи глинисто-углисто-песчаных отложений, которая в области долин достигла большой мощности (до 140 м). Снос терригенного материала происходил на западе с Балтийского щита (Шведов, 1954), на юге — с Воронежской антеклизы (Раузер-Черноусова, 1947; Пистрак, 1950б).

В позднебобривское время начали заполняться долины приподнятой северо-западной части равнины (Боровичи, Валдай) и широтная долина на юго-востоке. Здесь (Алексинский, Серпуховский, Скопинский

¹ Более вероятно отложение малиновских слоев уже после завершения эрозии.—
Прим. ред.

районы) угленакопление было наиболее интенсивным (пласты IV^к, IV, V). В конце бобриковского времени опускание территории замедлилось, на границе его с тульским временем произошло новое значительное поднятие, сопровождаемое оживлением эрозионных процессов (см. рис. 36).

В начале тульского времени, при отложении базальной пачки песков изменчивой мощности, на рассматриваемой территории господствовали континентальные условия. В результате первой, последовавшей за поднятием кратковременной морской трансгрессии сформировался самый нижний карбонатный комплекс с пластом известняка А°. В дальнейшем морской бассейн, трансгрессировавший с юга, доходил почти до Вологды. На значительной части территории в это время преобладал устойчивый морской режим, при котором, однако, береговая линия неоднократно менялась, море покрывало то отдельные участки, то всю территорию. Вследствие преобладания морских и прибрежно-морских условий угленакопление было кратковременным и лишь на отдельных участках привело к образованию угольных пластов рабочей мощности (Щёкино, Людиново и др.).

В поздне-тульское время море господствовало почти на всей южной половине территории, только на западе и особенно на северо-западе (Нелидово, Боровичи, Валдай) сохранялась обстановка приморской равнины и происходили процессы угленакопления. Наиболее глубоководная часть бассейна располагалась на юге на участке от Вязьмы до Моршанска (см. рис. 38), к северу и к югу оно было более мелким, о чем говорит уменьшение количества и мощности известняковых прослоев. На южной окраине территории в мелководном бассейне откладывались глины с маломощными прослойками известняка, линзами сидеритов и конкрециями бурого железняка.

В северной и восточной высокоподнятых частях территории (Центральное поднятие и склон Котласской антеклизы) в тульское время континентальный и прибрежно-континентальный режим, при котором откладывались песчано-глинистые, отчасти углисто-глинистые осадки, периодически сменялся прибрежно-морскими условиями, в которых накапливались известковистые пески и алевроиты. Отложения имеют относительно небольшую мощность (около 23 м) и обычно красноватые. Некоторые районы этой части территории характеризовались изменением солености вод (Солигалич), что отражено присутствием в разрезе доломитов и загипсованных пород.

В конце тульского времени территория вновь полностью осушилась, очевидно, уже на короткое время. Отложились песчано-глинистые осадки, образование которых, судя по данным анализов глинистых минералов (Зхус, 1966) и по частым следам зарастания, происходило в прибрежно-морских и частично в континентальных условиях.

В позднем визе и раннем намюре Московская синеклиза была занята морем, периодически сильно мелевшим (Швецов, 1938). Накапливались в основном известковые илы, населенные разнообразной морской фауной, а терригенные осадки были сосредоточены на северо-западе, близ главного источника сноса (склон Балтийского щита) и по западной окраине. На севере (Торгошино — Красный Холм) находилась низменность, временами заливавшаяся морем, о чем свидетельствует чередование песчано-глинистых морских и континентальных осадков (А. И. Осипова, Т. Н. Бельская, Е. В. Фомина). Накопление песков, в основном алексинского горизонта, происходившее местами по южной окраине Московской синеклизы, свидетельствует о сносе с Воронежской антеклизы. Значительное количество песчано-глинистого материала

в районе Касимова указывает на существование небольшого источника сноса в области Сурско-Мокшинских поднятий.

На примере михайловского бассейна (см. рис. 41) могут быть освещены литолого-фациальные особенности, характерные для всех окских морей. На северо-западе и западе находилась широкая полоса прибрежных песчано-глинистых осадков, которые часто сменялись континентальными терригенными отложениями, обычно зараставшими густой растительностью. На глинистых прибрежных илах массами селились остракоды, пелециподы, мшанки и наиболее эвбрахионтные брахиоподы — лингулы, хонетиды, мелкие продукты и другие, фораминиферы были редки (Осипова, Бельская, 1967). Известковые осадки обычно содержали примеси глины, песка и растительного детрита, на них селились более разнообразные и крупные брахиоподы, а численность фораминифер была более высокой. Водоросли *Calcifolium* здесь не были многочисленными.

В более удаленной от берега зоне (см. рис. 41) прибрежные песчано-глинистые осадки были малоразвиты; преобладали известковые осадки мелководья с разнообразной фауной — крупными брахиоподами, кораллами, фораминиферами и многочисленными водорослями *Calcifolium*. При частых обмелениях возникали отмели и лагуны с хемогенными карбонатными илами и очень скудной фауной в виде остракод, гастропод, серпул, наиболее выносливых фораминифер (Фомина, 1969). В восточной части бассейна (см. рис. 41, В), где отлагались только очень чистые известковые осадки, обильны были кораллы (особенно *Lonsdaleia*), среди брахиопод преобладали стриаиферы, массовое развитие имели фораминиферы кривоспиры и гломоспиреллы, а также водоросли *Calcifolium*. Наличие водорослей свидетельствует о том, что глубины не превышали 50 м (Маслов, 1963). Сходные фации были распространены и на северо-востоке рассматриваемой территории (см. рис. 41, В₁), но, по-видимому, в результате поздних процессов известняки доломитизированы и пустоты в них заполнены гипсом.

После сильного обмеления, которое произошло в конце михайловского времени, веневское море несколько продвинулось на запад, количество терригенных осадков уменьшилось; в южной части бассейна большое распространение получили морские известковые осадки, достигли расцвета водоросли *Calcifolium*, но в северо-западной части море отступило и известковые осадки частично были размыты (Осипова, Бельская, 1967).

В тарусское время размещение и характер мелководных отложений существенно изменились. Прибрежные песчано-глинистые осадки были распространены только на юго-западе и западе бассейна (см. рис. 42, А). На северо-запад продвинулись известковые мелководные осадки с богатым комплексом фауны (см. рис. 42, Б), которые местами подвергались поздней доломитизации (Вишняков, 1956). На юге, а также в полосе западного мелководья (см. рис. 42, Б—Г) большое распространение получили мелкодетритовые известковые осадки, обычно глинистые, нередко с примесью доломита (до 9%). Они были населены обедненной фауной (мелкие брахиоподы, мелкие фораминиферы *Archaediscus krestovnikovi* и др.), что было, по-видимому, следствием крайней тиховодности, а временами и застойности этих местообитаний, а также некоторого повышения солености.

В стешевское время на месте тиховодных фаций обособилась лагуна, в которой отлагались глинистые осадки и микрозернистые земогенные доломиты (Осипова, Бельская, 1965б, 1967). Восточная часть бассейна в тарусское и стешевское время была занята чистыми известковыми отложениями относительно глубоководной зоны моря (см. рис.

42, В), где селилась разнообразная фауна, в составе которой было много видов, перешедших из окского бассейна.

В начале протвинского времени на северо-западе рассматриваемой территории отлагались тонкозернистые седиментационные доломиты лагун, а в южной части — крайне мелководные водорослевые образования (Осипова, Бельская, 1967). Затем почти повсеместно стали отлагаться известковые морские осадки, близкие к окским, и широкое распространение получила фауна «окского типа» — толстостенные гигантопродуктусы, стратиферы, кораллы и крупные фораминиферы, однако, как указывалось выше, видовой состав фауны значительно изменился.

На рубеже ранне- и среднекаменноугольной эпох регион вновь надолго осушился. Нижнекаменноугольные карбонатные толщи подверглись длительному выветриванию и размыву. Пенепленизированная поверхность нижнеамюрских (протвинских) отложений на каком-то раннем этапе башкирского века была, вероятно, перекрыта морем, но насколько широко распространялся этот бассейн, установить невозможно¹.

Во второй половине башкирского века вся территория испытала новый подъем и осушение, сопровождавшиеся интенсивным размывом. Раннебашкирские (и позднеамюрские — *прим. ред.*) отложения были почти полностью уничтожены, сохранившись лишь на отдельных участках у Максатихи и Шарьи. В рельефе вновь, как и в предвизейское время, резко обозначилось Центральное поднятие, в пределах которого в предмосковское время были размывы не только башкирские (?) и намюрские, но и большая часть верхневизейских отложений (Бирина, 1953а).

На юге, где восходящие движения также были очень интенсивными, суша подверглась глубокому эрозионному расчленению. Долины врезались в нижнекаменноугольные и в верхнюю часть девонских отложений. В самом конце века (в азовское время) начавшаяся трансгрессия привела к заполнению эрозионных ложбин песчано-глинистыми осадками частично аллювиального, частично пресноводно-морского происхождения (эстуарии и лиманы, по Д. Н. Утехину).

В московском веке трансгрессия продолжала развиваться. В верейское время началось накопление морских мелководных, преимущественно терригенных осадков, носящих следы неоднократных осушений и размывов, особенно в юго-западной части площади. Этот процесс несколько запоздал в центральной части описываемой территории (Переславль-Залесский, Иваново, Владимир, Ковров), где отсутствует самая нижняя (шацкая) толща верейского горизонта и наблюдается его минимальная мощность (см. рис. 47).

Судя по распределению песков и увеличению их грубости, снос терригенного материала в верейское время происходил в основном с юго-запада и частично — с севера и северо-востока.

К концу верейского и началу каширского времени поступление терригенного материала в бассейн значительно сократилось, терригенные осадки сменились карбонатными, появившимися сначала в глубине бассейна, на востоке, а позднее — на западе, в районе Верхнего Поволжья.

Для геологической истории бассейна в каширское, подольское и мячковское время характерно дальнейшее уменьшение приноса терригенного материала. Постоянные небольшие эпейрогенические колебания приводили к незначительным перемещениям береговой линии и обусло-

¹ Возможно, на северо-западе и северо-востоке морской режим существовал не только в башкирском веке, но и в конце намюрского.— *Прим. ред.*

вили цикличное построение разреза, особенно отчетливо наблюдающееся в периферических частях бассейна (Хворова, 1953).

Наиболее крупные циклы (ритмы) соответствуют горизонтам, более мелкие — толщам. Из-за разной интенсивности сноса цикличность внутри горизонтов проявляется по-разному. В каширское время она выражалась в чередовании карбонатных и терригенных толщ, в подольское и мячковское время — в накоплении то грубо-, то тонкозернистых карбонатных отложений, иногда с примесью глинистого материала. Еще более мелким циклам внутри толщ соответствуют пачки. Основные источники сноса в каширско-мячковское время оставались более или менее постоянными. Наибольшее количество глинистого (а в каширское время — и песчаного) материала поступало с юга, несколько меньшее — с запада и севера (см. рис. 48, 49, 50).

Общие контуры бассейна, по-видимому, также сохранялись. В районах, расположенных вблизи береговой линии (юг, запад, север и северо-восток) часто происходили временные осушения, сопровождавшиеся размывом отложившихся осадков. Осушения и размывы особенно характерны для западного крыла синеклизы (Верхнее Поволжье), где мощность карбонатных отложений московского яруса значительно сокращена в результате размыва верхней части каждого из трех горизонтов — каширского, подольского и мячковского.

Существовавший непрерывно морской бассейн на отдельных этапах своего развития имел некоторые индивидуальные черты. В каширское время воды его отличались высокой магниальностью, знаменательна приуроченность к каширским отложениям выделений флюорита, особенно обильных на западе, в Верхнем Поволжье, и на востоке, в пределах Окско-Цнинского вала. В подольское время магниальность вод значительно снизилась, частые интенсивные движения воды способствовали широкому развитию водорослей. К концу века бассейн обмелел, обилие в нем кораллов и другой фауны заставляет думать, что мячковское море было теплым, с нормальной соленостью.

Между первой и второй половинами московского века, по-видимому, произошло некоторое перераспределение тектонических тенденций. Если в конце первой половины века (каширское время) некоторое увеличение мощности отложений, связанное с более интенсивным прогибанием, происходило непосредственно к юго-востоку от Москвы, приблизительно в области Рязано-Саратовского прогиба, то во второй половине века устойчивая тенденция к максимальному опусканию, вызвавшая заметное увеличение мощности подольских и мячковских осадков, была характерна уже для северо-восточной части площади (Шарья, Чухлома), т. е. для осевой части синеклизы.

Подавляющая часть отложений верхнего карбона представляет собой различные органогенно-обломочные известняки, отложившиеся в условиях открытого морского бассейна с нормальной солевым режимом (Иванова, 1947; Бузинова, 1956; Хворова, 1953, 1958; Пичугин, 1962).

Вблизи береговой линии или в области отмелей, расположенных достаточно далеко от берега, но омываемых сильными течениями, образовались органогенно-обломочные разности. На более спокойных и глубоких местах происходило накопление шламовых известняков, их илов, состоящих из мельчайших частиц раковин и микрозернистого кальцита (И. В. Хворова, 1958 г.). Наиболее богаты органогенно-обломочным материалом нижние горизонты верхнего карбона (кревякинский горизонт и русавкинская толща клязьминского горизонта). Тиховодные микрозернистые известняки чаще встречаются в верхних слоях (дорогомилловский горизонт и амерьевская толща). Вверх по разрезу усиливается

и вторичная доломитизация, чаще присутствуют слои микрозернистых доломитов без фауны, возможно, седиментационных, образовавшихся в условиях морского бассейна с несколько повышенной концентрацией солей магния¹.

Накопление мощных пачек глин также происходило в морской среде, указанием чему служит значительная площадь их распространения, однородность состава и присутствие среди глин тонких прослоев известняка с морской фауной. По данным И. В. Хворовой, подавляющая часть глин верхнего карбона обломочного происхождения, с пелитовой или алевро-пелитовой структурой. В южной и юго-западной частях территории глины богаты алевритовым и песчаным материалом. По своему составу глины гидрослюдисто-монтмориллонитовые со значительной примесью гидроокислов железа. В небольших количествах присутствуют палыгорскит и серицит.

Сходство по типу осадков всех горизонтов верхнего карбона позволяет говорить об отложении их в едином морском бассейне с единым планом размещения фаций с юго-запада на северо-восток. В зависимости от положения береговой линии, физико-географических и тектонических условий фации несколько мигрировали, сохраняя общие контуры и последовательность размещения.

В Подмосковье, Калининской и Владимирской областях верхний карбон сложен закономерно переслаивающимися карбонатными и глинисто-мергелистыми пачками. При этом в окрестностях Москвы, в Ногинском и Воскресенском районах, среди карбонатных пород преобладающая роль принадлежит чистым известнякам, а среди глинисто-мергелистой пачки — глинам, песчаникам и алевритам. На западе, в Калининской области, известняки в значительной степени доломитизированы, а глины уступают свое место доломитовым мергелям.

К северу (в Ковровском, Владимирском, Ивановском и Ростовском районах) преобладают доломиты (в основном вторичные), а глины в значительной степени замещаются мергелями. Песчаники и алевриты отсутствуют. Появляются вкрапления и прожилки гипса (см. рис. 54, 55). Несколько большая мощность отложений позволяет предположить, что эта территория была областью наиболее устойчивого прогибания. Усиление сноса терригенного материала здесь приводит лишь к появлению пестрых сильно глинистых доломитов и мергелей (Скородумово, Тутаев, Красный Октябрь). Далее к северу и северо-востоку доломитизация и загипсованность пород увеличиваются, а глинисто-мергелистые пачки почти полностью заменяются доломитами и сильно доломитизированными известняками (Любим, Солигалич, Шарья). Весь район отличается высоким (в среднем более 50%) содержанием доломитов, сильно загипсованных, с прослоями гипса и ангидрита.

Изменяется характер отложений и во времени. Наиболее разнообразна нижняя часть разреза (касимовский надгоризонт). Известняки, доломиты, мергели, глины, алевриты и песчаники неоднократно сменяют там друг друга. При этом среди карбонатных осадков на первом месте стоят известняки, а среди терригенных — глины и алевриты. В верхне-гжельское время разрез несколько более однородный. Прослой терригенных пород встречаются реже, уступая свое место мергелям, а известняки постепенно вытесняются доломитами, приобретающими главенствующее значение в оренбургское время. Эта последовательность несколько нарушается на участке Кострома — Галич: в гжельский век там господствовали доломитовые фации, а в оренбургский одновременно

¹ Существование седиментационных доломитов и сульфатов в карбонатной толще палеозоя является предметом дискуссии.— *Прим. ред.*

с сокращением мощности отложений в значительной мере они сменились известково-фузулиновыми. Возможно, небольшая мощность и появление фузулиновых толщ связаны с неравномерностью колебательных движений различных участков морского дна.

Изменение состава отложений в разрезе и на площади обусловлено особенностями геологического развития центра Европейской части СССР к концу московского века. Обширный морской бассейн в это время сократился и область вышла из-под уровня моря. Возможно, что не вся территория была покинута морем: поднятие морского дна происходило неравномерно с образованием отмелей и островов. Перерыв в осадконакоплении и соответственно размыв отложившихся ранее осадков не были продолжительными. Трансгрессировавший верхнекаменноугольный бассейн в начале кревьякинского времени был мелководным, в это время накапливался лишь грубый органогенно-обломочный карбонатный материал. Вследствие колебания уровня моря временами бассейн углублялся и происходило формирование тонкозернистых шламовых известняковых илов. Во второй половине кревьякинского времени в результате общего поднятия платформы оживилась эрозия и в бассейн стал поступать в большом количестве терригенный материал. Обмеление морского бассейна захватило почти всю территорию и на большей части рассматриваемой площади накопились глинистые осадки (Солигалич, Шарья).

Увеличение обломочного материала к югу и юго-западу свидетельствует о том, что источник его располагался в этом направлении.

Хамовнический этап связан с резким сокращением приноса терригенного материала и преимущественным накоплением карбонатных осадков. Мелководный режим, характерный для кревьякинской эпохи, сменяется более глубоководным, при котором происходит накопление шламовых, а временами и хемогенных карбонатных отложений. Во второй половине хамовнического времени бассейн вновь несколько обмелел и принос обломочного материала в него усилился. Однако поднятие было лишь незначительным и в то время как на юго-западе происходило формирование довольно мощных глинистых осадков со значительной примесью песчаного материала, на западе накапливались преимущественно мергелистые отложения, а далее в глубь моря происходило накопление и тонких карбонатных илов. Палеогеографические условия дорогомилловского времени были сходны с условиями хамовнического, но этапы обмеления, сопровождавшиеся подъемом материка и усилением эрозии, наступали в этот период дважды.

В конце дорогомилловского времени территория вновь осушалась и отложившиеся ранее осадки частично были размывы. Начало русавкинского времени было сходно с нижнекревьякинским: накапливались галечники и довольно грубый органогенно-обломочный материал. Восходящие колебательные движения в шелковское время, так же как и во второй половине кревьякинского, захватывали практически почти всю площадь, что вызвало повсеместное отложение терригенных осадков. Сильная опесчаненность шелковских отложений в центральных и северных частях района, возможно, явилась следствием приноса материала не только с юго-западной суши, но и с северо-запада. В дальнейшем эпейрогенические колебания продолжались, на что указывает появление красцветов в амьревских и павлово-посадских отложениях, но амплитуда их становилась все меньше и меньше. С затуханием вертикальных колебательных движений уменьшался и горизонтальный размах изменений фаций. В конце гжельского века колебания вызывали приток терригенного материала только в окраинную часть бассейна, а в оренбургское время установился уже довольно стабильный морской режим с незначительными колебаниями уровня моря, которые приводили к смене раз-

личных карбонатных осадков (шламовых осадков, известковых илов и пр). Открытое море нормальной солености постепенно сменилось застойным, когда происходило образование доломитов, гипсов и ангидритов. При сравнительно устойчивом режиме в это время дифференцировались отдельные участки морского дна с нормальным солевым режимом, где накапливались фораминиферовые ракушечники.

Таким образом, в течение верхнекаменноугольного времени платформа испытывала ритмичноповторяющиеся колебательные движения, выразившиеся в поочередном отложении карбонатных пачек. Наибольшего размаха эти движения достигали в касимовское время, когда в них насчитывалось до четырех полных циклов. Однако каждый последующий цикл колебательных движений был слабее предыдущего и вызывал смену осадков на всей меньшей площади. Эпейрогенические движения несколько оживились на грани клязьминского и касимовского времени. В клязьминских отложениях отмечаются следы всего двух циклов колебаний; прогибание становится более устойчивым и продолжительным.

В оренбургский век господствовали нисходящие эпейрогенические движения, хотя морской бассейн, по-прежнему, оставался сравнительно мелководным.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения развиты на северо-востоке рассматриваемой территории, а также в центральной и западной частях Московской синеклизы. Они прослежены скважинами в Костромской, Ярославской, восточной части Калининской, на севере Московской, в Ивановской и Владимирской областях.

Залегают эти отложения, как правило, под мощным покровом мезозойских и четвертичных образований. На дневную поверхность выходят на севере, в бассейнах рек Костромы и Ветлуги и на юго-востоке, по склонам Окско-Цнинского вала.

Наиболее полные разрезы перми (от границы ее с карбоном до подошвы нижнего триаса) вскрыты скважинами в восточной части Костромской области, где зафиксированы и максимальные ее мощности (Шарья 803 м, Макарьев 625 м). Общее увеличение мощности происходит с запада на восток.

На рассматриваемой территории развиты отложения обоих отделов пермской системы. Нижний отдел представлен карбонатными и сульфатно-карбонатными отложениями ассельского, сакмарского и артинского (?) ярусов, верхний — красноцветными карбонатно-терригенными породами уфимского, карбонатными отложениями казанского и красноцветными, преимущественно терригенными породами татарского ярусов.

В изучении пермских отложений можно выделить два периода: до Великой Октябрьской революции и после нее. В первый период были заложены основы стратиграфии, во второй — создана научная база для корреляции разрезов и детального фациального анализа пермских отложений разных регионов Русской платформы.

Впервые пермская система была выделена в 1841 г. Р. И. Мурчисоном (1849) в результате его работ в северных и восточных районах Европейской России. Фауна, собранная экспедицией и обработанная Э. Вернейлем и А. Кейзерлингом, послужила научной основой для дальнейшего изучения пермских отложений.

Большой вклад в изучение пермских образований внесли исследования Н. А. Головкинского (1868, 1869), С. Н. Никитина (1883а), П. И. Кротова (1879, 1882, 1912), В. П. Амалицкого (1885, 1886, 1892, 1900), А. П. Карпинского (1874), А. А. Штукенберга (1882), А. В. Не-

чаева (1894), Н. М. Сибирцева (1896), А. А. Чернова (1908), М. Э. Нонинского (1899, 1913), Н. Н. Яковлева (1916а, б) и многих других.

Работы дореволюционного периода характеризуются стремлением к детализации стратиграфической схемы перми, к синхронизации отдельных ярусов и горизонтов.

Основной современной стратиграфической схемы расчленения пермских отложений востока Европейской России послужили труды А. В. Нечаева. По стратиграфической схеме этого исследователя, опубликованной в 1921 г., пермская система подразделяется на два отдела: нижний, включающий артинский и кунгурский ярусы, и верхний — уфимский, казанский и татарский ярусы; в казанском были выделены спириферовый и пеллециподовый горизонты.

Послереволюционный период изучения пермских отложений характеризуется накоплением фактического материала по их стратиграфии, палеонтологии, палеогеографии и условиям образования. В довоенные годы в результате работ Б. К. Лихарева (1920, 1939, 1940), Е. М. Люткевича (1938, 1940), Е. А. Молдавской (1933б), М. С. Швецова (1933), А. Н. Рябиной (1926, 1938), З. М. Старостиной (1934), И. И. Крома (1937а, б), А. И. Зоричевой (1941) и других исследователей был разработан ряд местных подробных стратиграфических схем расчленения перми.

Значительно дополнили сведения о строении пермских отложений материалы опорного бурения в центральных областях Русской платформы, проводившегося в послевоенные годы. Разрез Котельнической скважины был обработан в 1951 г. Л. М. Бириной, Опаринской — в 1957 г. А. П. Туньяк и Е. В. Шабаевой, Шарьинской — в 1954 г. А. П. Туньяк, Любимской — в 1953 г. Т. В. Макаровой, Вологодской — в 1954 г. А. Н. Гейслером и др. В эти же годы были опубликованы работы А. А. Бакирова (1948а, 1949, 1959), З. И. Бороздиной (1959, Бороздина и др. 1960, 1962), Е. М. Люткевича (1955), Г. И. Блома (1952), Я. Д. Зеккеля (1956), А. И. Зоричевой (1952, 1956), В. И. Игнатъева (1952—1962), А. Н. Мазаровича (1934, 1939б, 1941, 1952), А. Н. Мазаровича и В. В. Фениксовой (1949), Т. В. Макаровой (1957), Н. А. Пахтусовой (1962), Д. М. Раузер-Черноусовой (1954) и многих других, в которых с разной степенью детальности освещаются вопросы стратиграфии пермских отложений.

В 50—60-е годы появилось много работ, посвященных описанию фауны и флоры пермских отложений Костромского и Ярославского Поволжья, бассейна р. Ветлуги и смежных областей. Из них следует отметить работы В. А. Сутягина (1950 г.), В. А. Загоруйко (1952 г.), А. К. Гусева (1955 г.), Г. Ф. Шнейдер (1948), З. Д. Белоусовой (1949, 1956, 1962), Е. М. Мишиной (1965б), Н. П. Кашеварова (1950), Н. И. Новожиловым в 1959 г. были описаны новые виды конхострак. Спорово-пыльцевые комплексы изучены М. К. Кюнтцель (1965).

Большой вклад в изучение стратиграфии пермских отложений рассматриваемой территории был внесен геологосъемочными работами, проведенными в Костромской (В. Р. Лозовский, Т. Н. Штыхалюк, А. А. Медем, А. Г. Олферьев, А. И. Евсеенков, П. Н. Большакова и др.), Ярославской, Калининской, Владимирской и Ивановской (Н. И. Строк, Е. А. Фетищева, И. И. Шипилов, С. В. Алехин, Г. Ф. Симонова, О. Н. Лаврович, В. В. Дашевский, Т. И. Столярова, Г. В. Абрамов, Р. В. Воронина и др.), Горьковской (Г. И. Блом, В. И. Игнатъев, И. С. Муравьев, Б. В. Селивановский, Р. Р. Туманов и др.) и Вологодской (В. П. Гей, В. П. Соколова, Н. А. Пахтусова и др.) областях.

Вопрос стратиграфического расчленения пермских отложений до настоящего времени нельзя считать решенным: ряд проблем еще явля-

ются дискуссионными. В настоящей работе расчленение отложений произведено по стратиграфической схеме, утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1962 г.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнепермские отложения развиты на большей части рассматриваемой территории. Представлены они мощной сульфатно-карбонатной толщей, без перерыва залегающей на верхнем карбоне. Стратиграфическая полнота разрезов нижней перми нарастает с запада на восток. В этом же направлении возрастает и их мощность, достигающая в районе Шарьи 328 м (рис. 56).

В составе нижнего отдела выделены фаунистически охарактеризованные ассельский и сакмарский, представленный тастубским горизонтом, ярусы, а также лишенная остатков фауны сульфатная толща, сопоставляемая нами, как и большинством исследователей этого района, с верхней частью сакмарского (стерлитамакским горизонтом) и низами артинского яруса.

АССЕЛЬСКИЙ ЯРУС

Ассельские отложения развиты наиболее широко среди пермских образований. Они прослежены скважинами в восточной части Калининской, в крайней северной части Московской, на севере Владимирской областей, а также в Ярославской, Ивановской и Костромской областях (рис. 57).

На поверхность они выступают лишь на восточном склоне Окско-Цнинского вала, на остальной территории лежат ниже уровня речного размыва. Залегают согласно на литологически близких породах оренбургского яруса верхнего карбона, граница с которыми проводится довольно условно по смене фауны фузулинид (в подошве «швагеринового горизонта»). Некоторыми признаками при картировании могут служить несколько большая глинистость ассельских пород (что хорошо фиксируется на каротажных диаграммах пониженным сопротивлением пород) и наличие в них большого количества округлых пустот от выщелоченных раковин швагерин.

Мощность ассельских отложений изменяется от 30 до 108 м, закономерно увеличиваясь с запада и юго-запада на восток и северо-восток.

Представлен ярус доломитами и доломитизированными известняками, в различной степени сульфатизированными. Изучение литологического состава пород позволяет отметить некоторые фациальные изменения (см. рис. 57).

На большей части территории, в Костромской, Ярославской и Ивановской областях, ассельский ярус сложен сульфатно-доломитовой толщей, представленной огипсованными доломитами и известняками; последние играют подчиненную роль и приурочены обычно к низам разреза; заметно возрастает их роль на западе, в районе Вологды, Тутаева, Красного Октября и Переславля-Залесского. Местами (Рыбинск, Гаврилов-Ям) наблюдаются отдельные прослои гипса и ангидрита мощностью до 1,5—2,0 м. Сульфатность уменьшается с востока на запад и по разрезу сверху вниз.

В наиболее полных разрезах ассельского яруса, в опорных скважинах Любима, Солнгалича и Шарьи (Макарова, 1957), можно выделить две пачки. Нижняя мощностью от 37 (Любим) до 49 м (Шарья) представлена доломитами, часто органогенными. Верхняя пачка мощностью от 8 (Любим) до 13,6 м (Шарья) сложена доломитами, преимущест-

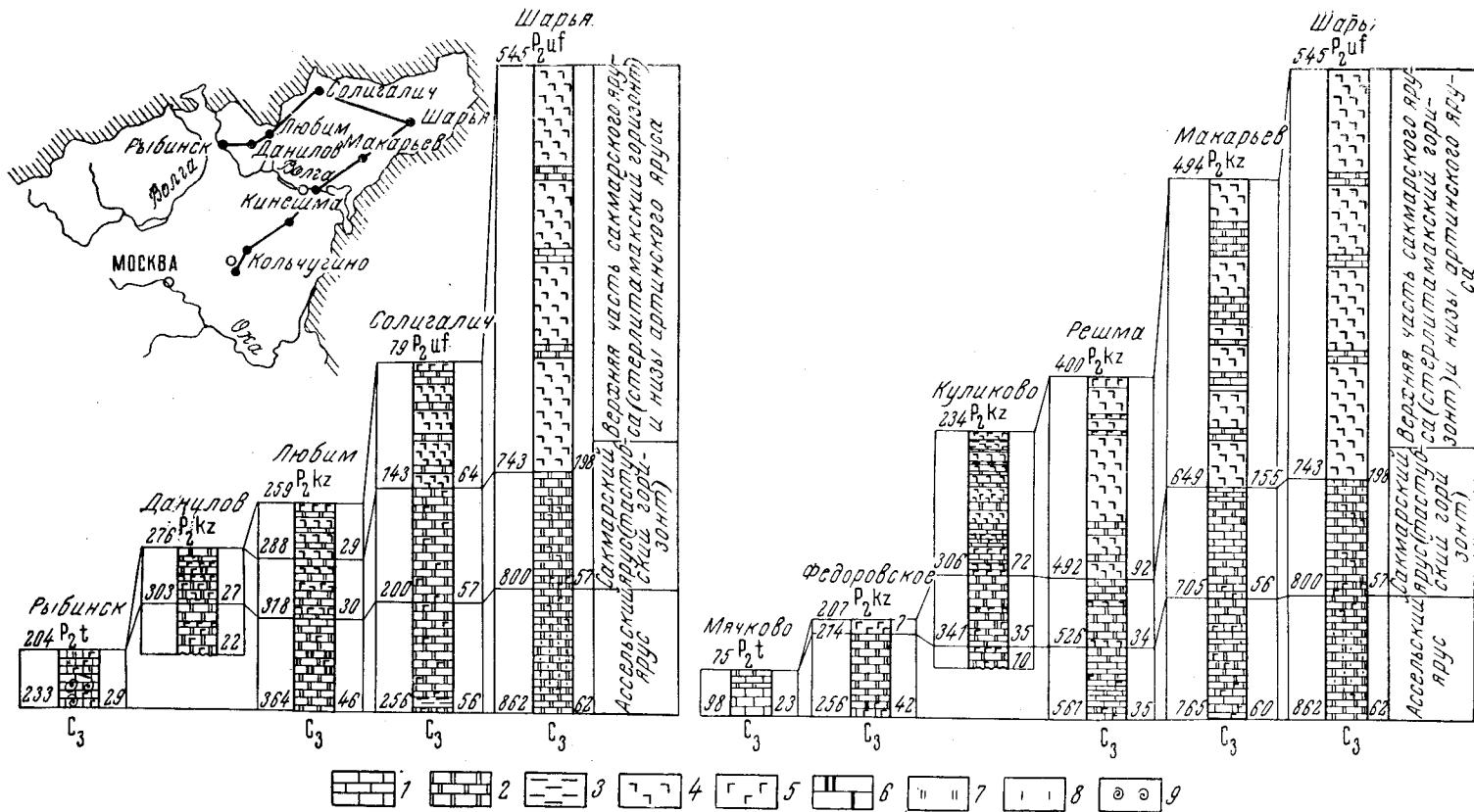


Рис. 56. Сопоставление разрезов нижнепермских отложений по линии Рыбинск — Шарья и Кольчугино — Шарья

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — глины; 4 — ангидрит; 5 — гипс; 6 — окремнение; 7 — доломитизация; 8 — известковистость; 9 — фауна. Цифры слева от колонок указывают глубину вскрытия горизонта, цифры справа — мощность горизонта в метрах. Индексами обозначены: С₃ — верхнекаменноугольные отложения; Р₂uf — уфимский ярус; Р₂kz — казанский ярус; Р₂t — татарский ярус

венно песчаниковидными, мелкопористыми, с гнездами и прослоями белого кремня, с гнездами гипса, ангидрита и барит-целестина. Характерно, что в верхней пачке на смену крупным швагеринам приходят мелкие фораминиферы и параштаффеллы.

В низах нижней пачки в Шарьинской опорной скважине Т. В. Порфирьевой определены кораллы: *Bothrophyllum paraseptatum* Dobr., *B. sp.*, *Syringopora Stuck.*, *Amygdolophylloides* (?) *sp.*, *Campophyl-*

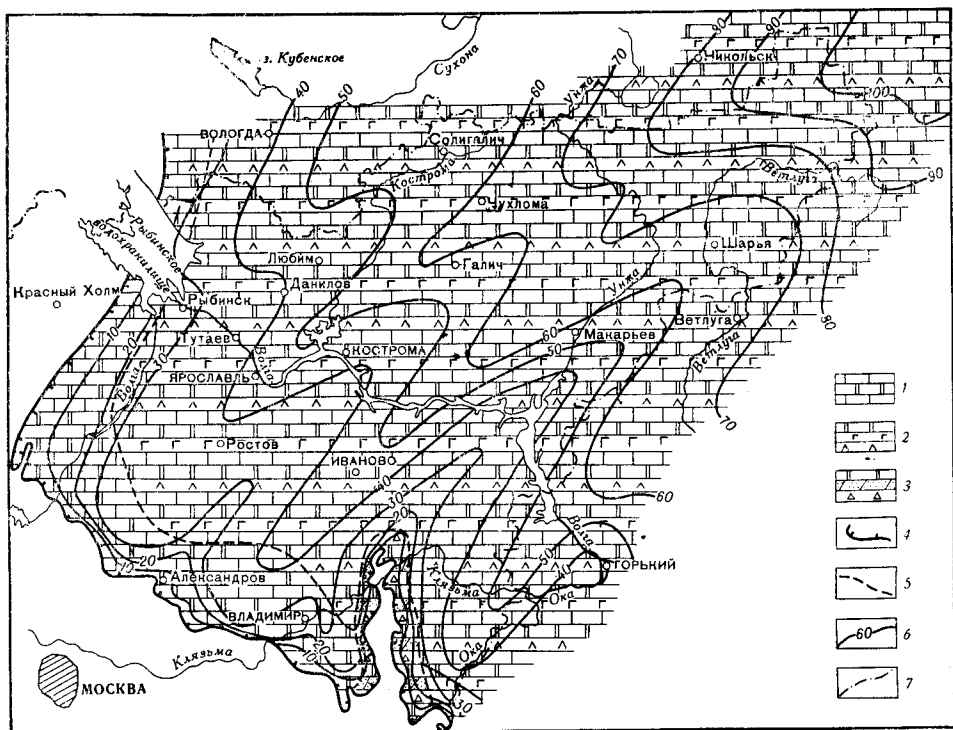


Рис. 57. Литологическая карта ассельского яруса

1 — известняки и доломиты; 2 — известняки и доломиты загипсованные, с прослоями гипсов и ангидритов; 3 — известняки и доломиты гипергенизированные, с прослоями доломитовой муки, включениями и прослоями кремней; 4 — граница распространения ассельских отложений; 5 — граница фаций; 6 — изопакты; 7 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

lum (?) *sp.* В Солигаличской скважине в швагериновых отложениях встречены (определения С. В. Доброховой): *Pseudofusulina gregaria* Lee, *Ps. ex gr. anderssoni* Schellw., *Quasifusulina longissima* Möell. Из верхней пачки ассельского яруса в Любимской опорной скважине В. И. Трапеновой определены мелкие фораминиферы: *Hyperammnia sp.*, *Globivalvulina trigonalis* Viss., *Gl. rjasanica* Viss., *Gl. aff. rjasanica* Viss., *Gl. edita* Viss., *Gl. parva* Tchern., *Tetrataxis planulata* Spandel., *T. irregularis* Moros., *Schubertella sphaerica* Sul., *Sch. ex gr. gracilis* Raus., *Sch. stafeloides* Sul., *Sch. sphaerica* var. *composta* Sul., *Sch. pseudomagna* Putr. et Leont., *Sch. ex gr. gracilis* Raus., *Sch. ex gr. paramelonica* Sul.

Западнее г. Любима (по данным Н. И. Строка, Е. А. Фетищевой и др.) верхи ассельского яруса сложены доломитами, преимущественно мелкокавернозными, содержащими фауну крупных фузулинид. В скважине у г. Данилова Т. А. Никитиной из верхней части ассельских отложений определены: *Schwagerina sphaerica* var. *compressa* Scherb.,

Sch. sphaerica var. *sokensis* Scherb., *Sch. sphaerica* (?) Scherb., *Pseudoschwagerina* sp. Остатки крупных швагерин встречены также в верхней части ассельского яруса в районе городов Ярославля, Ростова, Иваново и др.

На западе и юге территории развития ассельских отложений (Калининская и Московская области) они представлены доломитами и известняками без гипса. Карбонатный тип разреза наиболее детально изучен в районе Александрова и Переславля-Залесского. По данным С. Я. Гоффеншефер, ассельский ярус здесь подразделяется на две пачки. Нижняя (5—13 м) представлена доломитами или известняками, почти лишенными органических остатков. Доломиты и известняки белые, микро- и тонкозернистые, мягкие, мажущие, то плотные, то мелкопористые, с прослоями кремня. В основании пачки Т. А. Никитиной определены: *Pseudoschwagerina uddeni* Beede et Knik., *Ps. beedei* Dunb. et Skinn. var. *uralensis* Ra u s., *Ps. truncata* Ra u s., *Ps. gerontica* Dunb. et Skinn., характерные для швагеринового горизонта. Верхняя пачка (15—19 м) сложена известковыми доломитами, переходящими в доломитизированные известняки, содержащими многочисленные остатки фораминифер или пустоты от них.

В верхней пачке Т. А. Никитиной определены: *Pseudoschwagerina uddeni* Beede et Knik., *Ps. beedei* Dunb. et Skinn. var. *uralensis* Ra u s., *Ps. truncata* Ra u s., *Ps. gerontica* Dunb. et Skinn., *Paraschwagerina mira* Ra u s., *Schwagerina* cf. *sphaerica* Ra u s., *Sch. schamovi* Ra u s., *Sch. schamovi* forma *gerontica* Ra u s., *Daixina vozghalensis* Ra u s., *D. robuxia* Ra u s., *D. ex gr. sokensis* Ra u s., *Triticites plummeri* Ra u s., *Tr. paramontiparus* Ros.

Из остатков микрофауны Р. А. Ильховским определены: *Syringopora* sp., *Chonetes* cf. *uralicus* Moell., *Omphalotrochus* cf. *canaliculatus* Tgd. Приведенный комплекс фауны характерен для нижней части швагеринского горизонта (зона *Schwagerina vulgaris*).

К юго-востоку от г. Александрова, в районе Кольчугина и Владимира (И. И. Шпилов, С. В. Алехин), ассельские отложения представлены однообразной толщей доломитов и доломитизированных известняков, содержащих прослой и конкреции кремней и отдельные тонкие прослойки голубовато-зеленых глин. В верхней части породы часто разрушены и представлены мучнистыми разностями. Фауна в отложениях встречается очень редко. Фузулиниды представлены только *Paraschwagerina* sp. Лишь в нижней части разреза в районе г. Владимира обнаружены: *Pseudofusulina uralica* var. *firma* (?) Scham., *Daixina rugosa* (?) Ros., *Paraschwagerina primaeva* Ra u s. Пустоты от выщелоченных фораминифер также немногочисленны. По облику породы напоминают отложения нижней пачки ассельского яруса в районе г. Александрова.

В области Окско-Цнинского вала ассельские отложения, обнажающиеся в долине р. Клязьмы (ниже г. Коврова) и по левым притокам р. Оки у г. Муром, представлены своеобразной кремнисто-доломитовой толщей. В нижней части разреза здесь развиты доломиты и доломитизированные известняки светло-серые, мягкие и мажущие, тонко- и мелкозернистые, выщелоченные, однородные, реже органогенно-детритусовые и фузулинидовые. Для пород характерно окремнение в виде длинных вытянутых линз мощностью 0,1—0,15 м. Вверх по разрезу окремнение несколько уменьшается, появляются прослой сильно выветрелых (до состояния муки) доломитов. К верхней части разреза приурочены также прослой известкового туфа.

С. А. Семина (1961) ассельский ярус этого района подразделила на три подгоризонта, каждый из которых характеризуется своеобраз-

ным комплексом фораминифер. Для нижнего подгоризонта (видимая мощность 10 м) характерны *Pseudofusulina rostovzevae* Sem., *Ps. paraanderssoni* Ra u s. и крупные мегасферические особи *Daixina pomposa* Sem. Средний подгоризонт (12—13 м) содержит остатки кораллов, брахиопод, мшанок, иглокожих, фораминифер, реже гастропод и пелиципод. Из фораминифер определены *Paraschwagerina* aff. *ischimbajevi* Ra u s., *Schw. sphaerica* Scherb., многочисленные парашвагерины и представители группы *Pseudofusulina krotowi* Schellw. Верхний подгоризонт охарактеризован в нижней части (8 м) *Schwagerina sphaerica* Scherb., *Schw. mollerii* Ra u s., *Schw. schamovi* Scherb., *Pseudofusulina paramoelleri* Ra u s., *Ps. paragregaria* var. *ascedens* Ra u s. и др., а в верхней части (шустово-денятинские слои Н. М. Сибирцева, 13—15 м) — исключительно мелкими фораминиферами. Средний и верхний подгоризонты соответствуют средней и верхней зонам ассельского яруса Приуралья, нижний — установлен по стратиграфическому положению.

Общая мощность ассельского яруса (вместе с шустово-денятинскими слоями) составляет около 45 м.

САКМАРСКИЙ ЯРУС

Тастубский горизонт. Тастубские отложения развиты на значительно меньшей территории, чем ассельские, и полностью отсутствуют в западной части Московской синеклизы (рис. 58). Залегают они согласно на ассельских, граница с которыми проводится условно, по резкому увеличению в разрезе содержания сульфатных пород, обычно в подошве первого мощного прослоя гипса или ангидрита (Решма, Чухлома, Любим и др.). Мощность их закономерно увеличивается с запада на восток от нуля до 56—74 м в Макарьеве, Солигаличе, Шарье и Котельниче (см. рис. 56).

Представлены отложения загипсованными доломитами с прослоями (1,0—2,5 м) гипсов и ангидритов. На северо-востоке рассматриваемой территории, в Костромской области и северо-восточной части Ярославской нижняя часть тастубского горизонта сложена доломитами микрозернистыми, реже тонкозернистыми, перекристаллизованными, неравномерно мелкопористыми, в различной степени огипсованными с редкими прослоями органогенно-обломочных доломитов и примазками черных глин. Из этой части разреза В. И. Трапеновой в Любимской опорной скважине определены мелкие фораминиферы: *Schubertella pseudomagna* Putr. et Leont., *Sch. obscura* Lee et Chen., *Sch. ex gr. gracilis* Ra u s., *Daixina* sp., *Globivalvulina trigonalis* Wiss., *Parastaffella struvei* Möell., *P. umbonata* Ra u s., *P. bradyi* Möell., *P. timanica* Ra u s., *P. preobrajenskyi* Dutk., *P. ivanovi* Dutk., *P. latispiralis* Трап., *P. lata* Grosd. et Leb., *P. darmarae* Dutk., *P. paradagmarae* Трап., *P. mathildae* Dutk., *P. postruvei* Ra u s., а в Солигаличской и Котельнической скважинах единичные *Glomospira* sp., *Palaenubicularia* sp., *Parastaffella* sp.

Верхняя часть тастубского горизонта представлена переслаивающимися доломитами, гипсами и ангидритами. Доломиты загипсованные, участками кремнеелые, с включениями красного кремня и целестина. Из верхней части горизонта в Любимской скважине В. И. Трапеновой определены *Hyperammia* sp., *Parastaffella struvei* Möell., *P. timanica* Ra u s., *P. preobrajenskyi* Dutk., *P. pseudosphaeroidea* Dutk., *P. dagmarae* Dutk. В Солигаличской и Шарьинской скважинах — редкие *Glomospira* и *Parastaffella*.

Указанный комплекс параштаффелл весьма близок к параштаффелловой ассоциации, описанной Г. А. Дуткевичем из тастубского горизонта Чусовских городков.

Западнее и юго-западнее рассмотренных разрезов (Ивановская область и восточная часть Ярославской) различия в строении верхней и нижней пачек исчезают, прослои гипсов и ангидритов встречаются по всему разрезу. В этом же направлении в доломитах появляются характерные включения красных и коричневых кремней, часто образующих «рубашку» вокруг гнезд гипса и ангидрита (район Любима и Данилова).

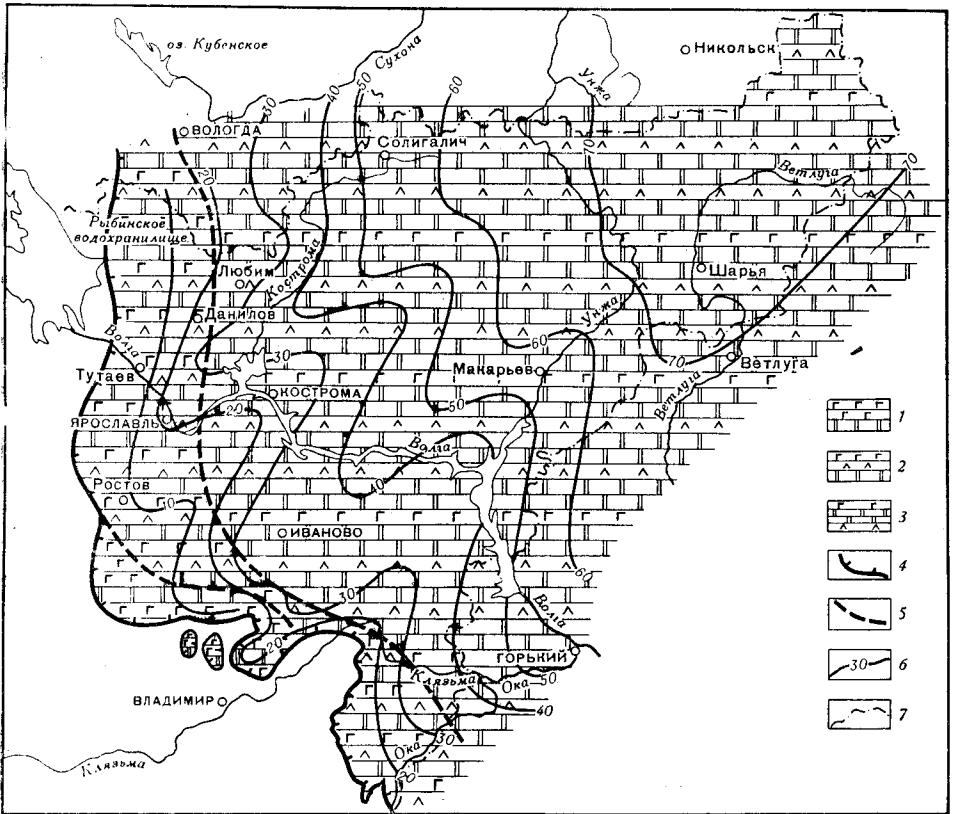


Рис. 58. Литологическая карта тастубского горизонта сакмарского яруса

1 — гипсы с прослоями доломитов; 2 — переслаивающиеся гипсы, ангидриты и доломиты; 3 — доломиты с прослоями гипсов и ангидритов; 4 — граница распространения сакмарских отложений; 5 — граница фаций; 6 — изопохиты; 7 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

Еще далее на запад (западнее меридиана г. Данилова), по данным Н. И. Строка, А. А. Семенова и Е. А. Фетищевой, тастубские отложения представлены переслаивающимися доломитами, гипсом и ангидритами. Доломиты светло-серые до белых, тонкозернистые, с мучнистым изломом, мелкопористые, загипсованные. Гипс и ангидрит выполняют трещины и образуют прослои до 0,5—1,5 м; суммарная мощность их составляет 40—50% всей мощности отложений. В нижней части разреза преобладают доломиты, в верхней — гипсы и ангидриты.

К западу от северной оконечности Окско-Цинского вала отложения представлены гипсами с редкими прослоями карбонатных пород (С. В. Алехин, И. И. Шипилов). Сульфатный тип разреза вскрыт единичными скважинами в районе городов Суздаля и Нерли и восточнее Переславля-Залесского. Гипсы белые, серые, желтые, розовые и красные, местами окремненные. Карбонатные прослои представлены долами-

тами и доломитизированными известняками. В доломитах встречаются единичные маломощные (0,1—0,2 м) прослои зеленых и коричневатокрасных доломитизированных глин. Фауна в породах не найдена.

ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ САКМАРСКОГО ЯРУСА И АРТИНСКИЙ ЯРУС НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Верхняя, сульфатная, часть нижней перми условно отнесена нами, в соответствии с представлениями многих исследователей, к верхам сакмарского (стерлитамакский горизонт) и низам артинского ярусов. На большей части рассматриваемой территории это, по-видимому, в основном сакмарские отложения и только на северо-востоке, возможно, присутствуют и артинские.

Сакмарско-артинские отложения развиты на еще более ограниченной территории, чем подстилающие их тастубские. Они прослежены скважинами в Костромской и Ивановской областях, а также в восточной части Ярославской области (рис. 59).

Мощность отложений постепенно возрастает в северо-восточном направлении и достигает в районе Шарья 191 м, а близ Опарино 260 м.

Наиболее полные разрезы сакмарско-артинских отложений, вскрытые опорными скважинами в центральной части Московской синеклизы (Шарья, Солигалич), описаны Т. В. Макаровой (1957) и подразделяются на две толщи. Нижняя — сильно трещиноватые ангидриты голубые и голубовато-серые, с тонкими прожилками желтовато-серого доломита, с характерными прожилками, прослойками и примазками зеленоватосерых мергелей и глин. Вверх по разрезу зеленоватые цвета исчезают. К нижней части приурочены наиболее мощные (до 0,15—0,4 м) и многочисленные прослои доломитов и мергелей. Верхняя толща сложена ангидритами с редкими прослоями желтовато-серого доломита, обычно мелкозернистого, глинистого, сильно огипсованного.

Севернее рассматриваемой территории, в пределах так называемого Сухонского соленосного бассейна, в составе сульфатной толщи присутствует каменная соль. Площадь этого бассейна, намеченная Шангальской, Сольвычегодской, Коряжемской и Сухонскими скважинами, захватывает (по А. И. Зоричевой и Н. А. Пахтусовой) часть описываемой территории между Солигаличем и Опарино. Каменная соль залегает здесь в виде пластов (мощностью от 0,09 до 14 м); суммарная мощность соли от 10 до 34 м, вмещающей толщи — от 13 до 99 м. Отмечено, что мощность соленосной толщи (и солей) увеличивается в сводовых частях Сухонского вала и в осложняющих его поднятиях.

С северо-востока на юго-запад мощность сакмарско-артинских отложений резко сокращается в основном за счет срезания более высоких горизонтов. Так, в районе Любима, где мощность отложений составляет только 28 м, разрез их представлен ангидритами, содержащими прослойки и прожилки доломитов, прослойки, примазки и прожилки зеленоватосерых и красновато-коричневых глин, характерных для низов сакмарско-артинских отложений более восточных районов. В этом же районе в верхней части сакмарско-артинских отложений появляется пачка гипсов мощностью около 6 м (Любим).

Юго-западнее рассмотренных разрезов сакмарско-артинские отложения вскрыты редкими скважинами в Ивановской области, где их мощность составляет около 70—75 м. По данным Г. В. Абрамова, они представлены сульфатной толщей, состоящей из ангидритов и гипсов, включающих редкие прослои мергелей и глин, а в нижней части — доломитов. Сульфатную толщу Г. В. Абрамов считает артинско-кунгурской

и подразделяет на две пачки. Нижняя сложена ангидритами и гипсами, с прослоями доломита. Ангидриты от серых до серовато-голубовато-синих, кристаллические, плотные, с кристаллами гипса, с ветвящимися прожилками и рассеянными включениями доломита и мергеля. Ангидриты и гипсы часто переходят друг в друга. Как и в восточных разрезах,

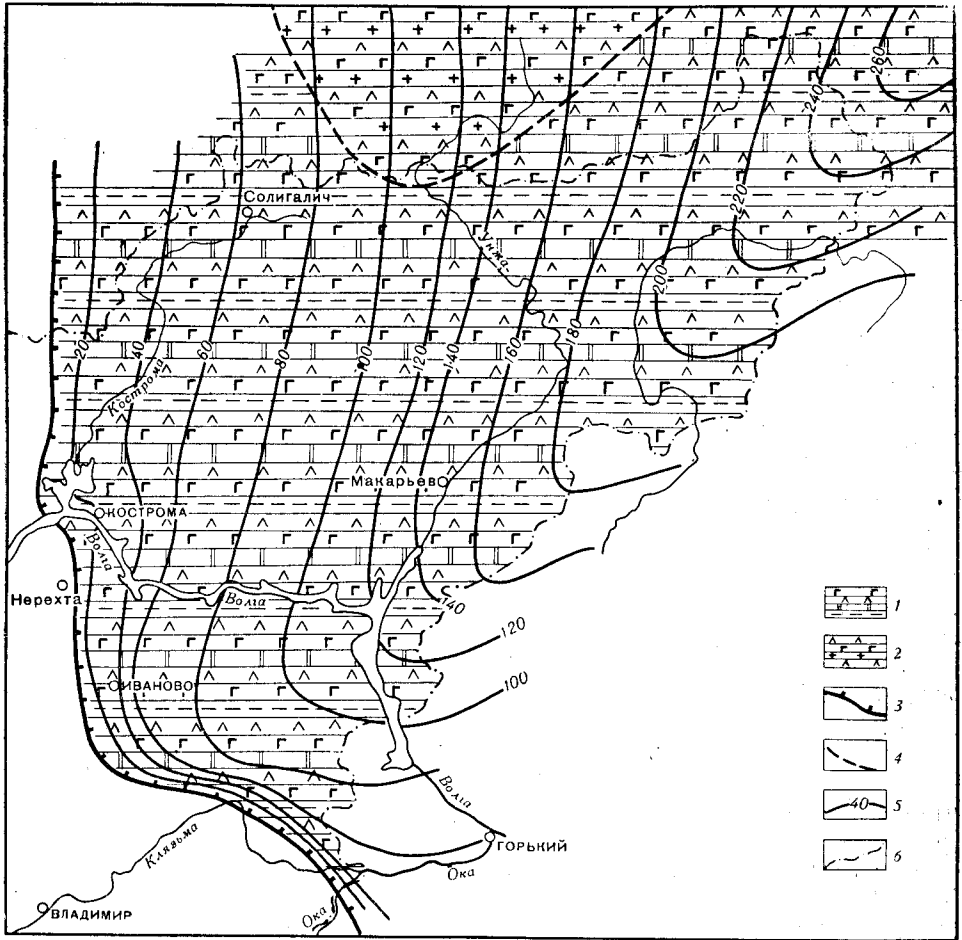


Рис. 59. Литологическая карта сульфатной толщи сакмарского и артинского ярусов объединенных
 1 — гипсы и ангидриты с прослоями доломитов и глин; 2 — гипсы и ангидриты с прослоями каменной соли; 3 — граница распространения сакмарско-артинских отложений; 4 — границы фаций; 5 — изопохиты; 6 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

для нижней пачки характерны прожилки и прослои доломитов, мощность которых вниз по разрезу увеличивается до 5—10 м. Доломиты тонкозернистые и пелитоморфные, плотные, иногда пористые, с гнездами и прожилками гипса. Органогенные доломиты встречаются крайне редко.

Верхняя пачка представлена гипсами и ангидритами с единичными прослоями (до 0,5 м) мергелей и глин. Ангидриты и гипсы практически не отличаются от пород нижней пачки. Мергели и глины буровато-красные и красновато-коричневые, часто зеленовато-серые, доломитизированные и загипсованные, лишенные определенных остатков фауны.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхний отдел перми представлен уфимским, казанским и татарским ярусами.

Верхняя и нижняя границы отдела проводятся всюду довольно четко: нижняя — по резкой смене сульфатных или сульфатно-карбонатных пород нижней перми красноцветными уфимскими отложениями или палеонтологически охарактеризованными морскими казанскими напластованиями, верхняя — в подошве фаунистически охарактеризованных отложений нижнего триаса или верхней юры.

УФИМСКИЙ ЯРУС

Вопрос о стратиграфическом значении уфимских отложений до сих пор остается дискуссионным. Впервые выделивший уфимские отложения А. В. Нечаев (1915) придавал им значение яруса и относил к нижней, а позднее — к верхней перми. М. Э. Ноинский (1913, 1924) рассматривал их как «конечную фазу постепенного умирания русского каменноугольного моря», Г. Н. Фредерикс (1934) и Е. И. Тихвинская (1933) высказывались против самостоятельности уфимского яруса, рассматривая уфимские отложения как фацию кунгурского или казанского ярусов. Исследованиями последних лет на основании палеонтологических данных доказывается самостоятельность уфимских отложений в бассейне Верхней Печоры, в области Восточного Прикамья и в Приуралье (Кашеварова, 1958; Чепиков, 1948а, б; Макарова, 1956, 1957). Решениями МСК 1962 г. уфимским отложениям был придан ранг яруса.

На рассматриваемой территории к уфимскому ярусу отнесены красноцветные карбонатно-терригенные породы, залегающие между лагунными сульфатными отложениями нижней перми и морскими карбонатными отложениями казанского яруса.

Развиты они только на северо-востоке, в Костромской области, где вскрыты опорными скважинами у Солигалича и в Шарье.

Граница распространения уфимских отложений прослеживается значительно восточнее принимавшейся ранее — от Солигалича на Шарью и уходит за пределы данной территории южнее г. Ветлуги на Яранск. Пестроцветные образования бассейнов Суды и Мологи, относившиеся рядом исследователей к уфимским (Т. Н. Спизарский, Б. К. Артемьев, Е. М. Люткевич, Е. М. Пирогова, А. И. Теперина), по данным новейших исследований, следует относить к татарскому ярусу (Е. И. Хавин, Н. И. Бородин, Т. И. Столярова).

Уфимские отложения залегают с размывом на подстилающих сульфатных породах нижней перми. В основании их отмечается брекчия из обломков карбонатных пород, сцементированных песчано-глинистым материалом. Выше вскрыты сильно загипсованные алевролиты, глины, мергели и известняки. Цвет пород красно-бурый, буровато-коричневый, иногда с зеленовато-серыми пятнами. Породы доломитизированные, с гнездами, прожилками и прослоями гипса и ангидрита.

Литологический состав уфимских отложений резко изменчив по простиранию (рис. 60). В районе Солигалича в разрезе преобладают породы типа «глина — гипс», содержащие прослой светло-серых сильно загипсованных известняков и песчаников. Восточнее, в Шарье, большая часть разреза представлена брекчиевидными известняками, содержащими лишь маломощные прослой красноцветных алевролитов. Еще далее на восток в районе Котельнича в уфимских отложениях вновь увеличивается содержание терригенных пород; они подразделяются здесь на три пачки: нижнюю глинисто-мергельную (соликамский горизонт —

11 м), среднюю глинисто-гипсовую (7 м) и верхнюю глинисто-карбонатно-алевролитовую (11 м), две последние пачки, по-видимому, соответствуют шешминскому горизонту. Здесь же в уфимских отложениях З. Д. Белоусовой и Н. П. Кашеваровой определены остракоды: *Darwinula malachovi* Spizh., *D. obunda* Mand., *D. parphenovi* Belous., *D. angusta* Mand., *D. lancetiformis* Kash., *D. timanica* Belous., *D. elegantella* Belous., *D. sokolovia* Belous., *D. ufimica* Belous., *D. serpula* Belous., встречены зубы рыб и оогонии харовых водорослей.

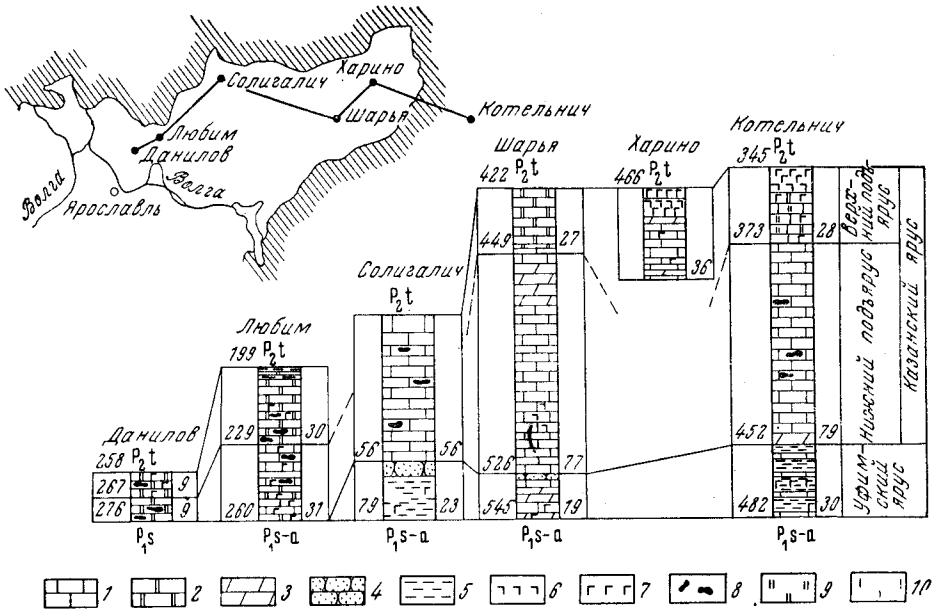


Рис. 60. Сопоставление разрезов уфимских и казанских отложений по линии Данилов-Котельнич
 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — мергели; 4 — песчаники; 5 — глины; 6 — ангидриты; 7 — гипсы; 8 — кремни; 9 — доломитизация; 10 — известковость. Цифры слева от колонок указывают глубину залегания, цифры справа — мощность отложений в метрах. Индексами обозначены: P_s — сакмарские отложения; P_{s-a} — сакмарско-артинские отложения; P_{2t} — татарские отложения

Мощность уфимских отложений уменьшается с востока на запад от 30 (Котельнич) до 19 м (Шарья).

КАЗАНСКИЙ ЯРУС

Казанские отложения развиты значительно шире уфимских образований. Они прослежены скважинами в восточной части Ярославской и на севере Владимирской областей, а также в Вологодской, Костромской и Ивановской областях. На поверхность эти отложения выходят лишь в районе Солигаличского поднятия (в бассейнах Святыцы и Сельмы) и на склонах Окско-Цнинского вала.

Залегают казанские отложения трансгрессивно со следами размыва на породах уфимского яруса (на большей части Костромской области), на сакмарско-артинских сульфатных отложениях (в пределах Владимирской, Ивановской и Ярославской областей), на сульфатно-карбонатных породах тастубского горизонта сакмарского яруса и ассельских отложениях (в пределах Ярославской и Владимирской областей). В подошве их обычно наблюдаются конгломератовидные известняки или доломиты, доломитизированные глины и мергели, содержащие включе-

ния крупнозернистого хорошо окатанного кварцевого песка; нижняя граница четко проводится по литологическим признакам и по появлению остатков казанской фауны.

Мощность казанского яруса возрастает в северо-восточном направлении от нуля до 100 м и более (рис. 61).

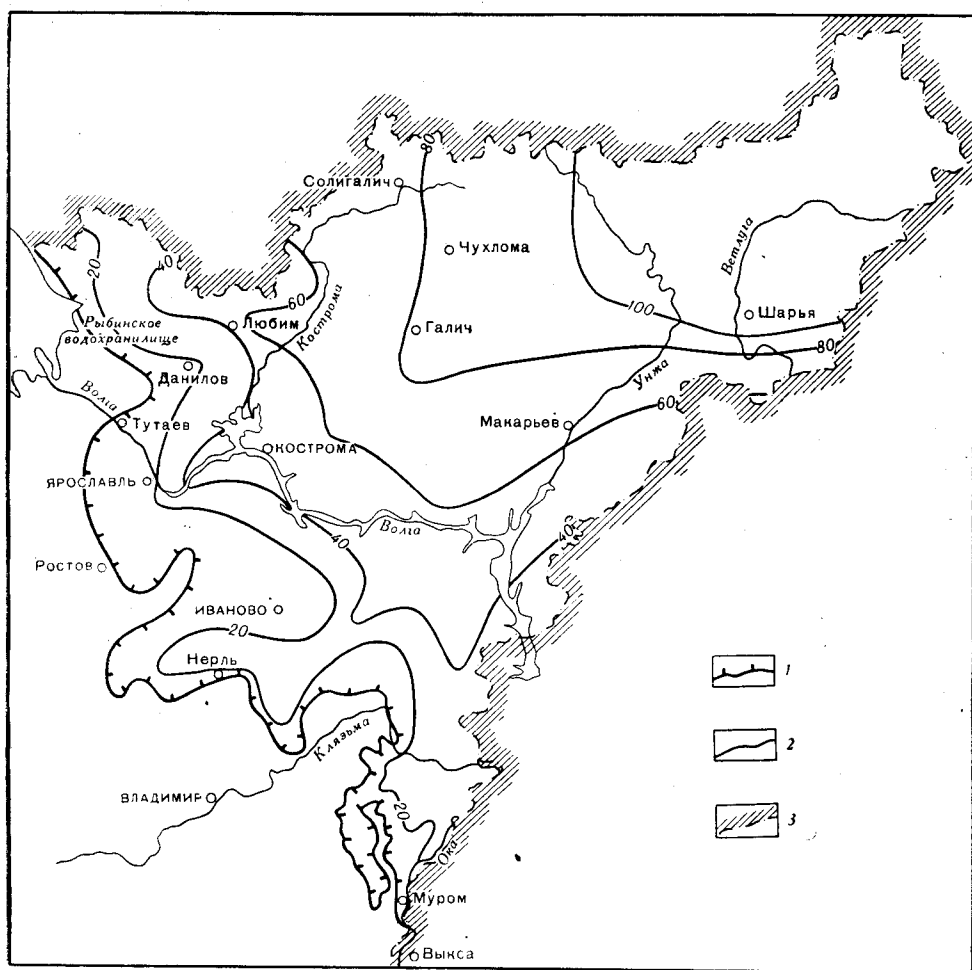


Рис. 61. Карта изопахит казанского яруса

1 — граница распространения казанских отложений; 2 — изопахиты; 3 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

Казанские отложения представлены морскими, преимущественно карбонатными породами. Данные опорных скважин в восточной части территории, где наблюдаются наиболее полные разрезы яруса, позволяют разделить его на нижний и верхний подъярус.

Нижнеказанский подъярус

Нижнеказанские отложения распространены в пределах всей территории развития казанского яруса.

Наиболее полные их разрезы вскрыты опорными скважинами на северо-востоке рассматриваемой территории (Шар'я, Котельнич, Опа-

рино). По данным Т. В. Макаровой, они представлены здесь известняками светло-серыми, глинистыми, мучнистыми, с хорошо заметной тонкой горизонтальной слоистостью и многочисленными остатками брахиопод, пеллеципод, мшанок, иглокожих и остракод. В основании разреза, как правило, наблюдаются прослой черных глин, мергелей и темно-серых глинистых известняков. Нижнеказанский возраст отложений устанавливается по находкам брахиопод *Gleiothyridina semiconcava* Waag., *G. pectinifera* Sow., *G. royssiana* Keys., *Reticulaziina multiplicata* Sow., *Cancrinella cancrini* Vern., *Stepanoviella hemisphaerium* Kut., *Licharewia* ex gr. *rugulata* Kut., *Camarophoria superstes* Vern., и остракод *Amphissites tscherdynzevi* Posn., *Healdia simplex* Roundy. Мощность нижнеказанского подъяруса в описываемом районе составляет 77—80 м.

Западнее Шарьи нижнеказанские отложения вскрыты скважинами в пределах Солигаличского поднятия и, по данным А. А. Бакирова, подразделяются на три горизонта. Нижний (11 м) сложен темно-серыми, местами песчанистыми мергелями, содержащими прослой темно-серых глин с лингулами и брахиоподами. Средний горизонт (10—15 м) состоит из известняков органогенных, серых, глинистых, в верхней части участками окремнелых, с подчиненными прослоями зеленовато-серых глин и мергелей; в кровле отмечен прослой известково-глинистого тонкослоистого темно-серого сланца с обуглившимися растительными остатками. Верхний горизонт (8—14 м) представлен известняками серыми, темно-серыми, плотными, массивными, часто окремнелыми в кровле. В отложениях встречены многочисленные остатки брахиопод, однако списки их не приводятся. При геологической съемке этого района Б. М. Кордун и другие в них обнаружили остатки остракод (определения Е. М. Мишиной) *Amphissites tscherdynzevi* Posn., *Cavellina edmistonae* Harr et Zal., *Healdia simplex* Roundy, *H. upstcornuta* Schn., *H. oblonga* Kotsch., *Healdianella vulgaris* Kotsch., *H. osagensis* Kellet., *H. pediformis* Knisht., *H. shideleri* Delo, *Bairdia blakei* Harlton, *B. pompiloides* Harlton. Общая мощность нижнеказанского подъяруса для района Солигаличского поднятия составляет 30—40 м, по А. А. Бакирову, и 20—25 м, по Б. М. Кордуну.

Юго-западнее Солигалича полный разрез нижнеказанского подъяруса вскрыт скважинами в районе Любима и Данилова. По данным Т. В. Макаровой (1953 г.) и Н. И. Строка (1967 г.), нижнеказанские отложения здесь несколько отличны от вышерассмотренных. В их разрезе преобладают известняки и доломиты, прослой глин и мергелей имеют подчиненное значение и встречаются в основном только в нижней части. Известняки и доломиты зеленовато-желтовато-серые, иногда голубовато-зеленовато-серые, тонкозернистые глинистые, с землистым изломом, огипсованные, плотные, с обильными остатками брахиопод, пеллеципод, мшанок, члеников криноидей и остракод, прослоями органогенные, часто с характерной тонкой вкрапленностью гидроокислов железа. Р. А. Ильховским из керна ряда скважин определены брахиоподы: *Stepanoviella tschernyschewi* Netsch., *Cleiothyridina semiconcava* Waag., *Camarophoria superstes* Vern., *Cancrinella cancrini* Vern., *Dielasma elongatum* Schl., пеллециподы *Aviculopecten* cf. *barboti* Lich. и др. Г. И. Хасиной из керна Любимской опорной скважины определены: *Licharewia rugulata* Kut., *Stepanoviella* cf. *hemisphaerium* Kut., *Cancrinella cancrini* Vern., *Aviculopecten* sp. Кроме того, были определены остракоды: *Amphissites tscherdynzevi* Posn., *Cavellina grandis* Schneid., *C. edmistonae* Harr et Zal., *Healdia simplex* Roundy (определения Т. В. Чернышевой). Мощность нижнеказанских отложений в юго-западном направлении резко сокращается от 30 м в Любиме до

10 м в Данилове. Далее на юго-запад они полностью выклиниваются.

Южнее Данилова нижнеказанские отложения вскрыты отдельными скважинами в центральной и южной частях Ярославской области (данные Е. А. Фетищевой, А. А. Семенова), в Ивановской и Владимирской областях (данные В. Г. Абрамова, С. В. Алехина и др.). Мощность их здесь непостоянна и не превышает обычно 30 м, составляя чаще 10—15 м.

Они представлены в нижней части разреза преимущественно известняками, с весьма редкими прослоями доломитов, глин и мергелей. Известняки зеленовато-серые и светло-серые, глинистые, иногда с остатками брахиопод, пелеципод, мшанок и члеников криноидей, прослоями окремнелые. Верхняя часть (5—10 м) разреза представлена здесь преимущественно доломитами серыми, микро- и тонкозернистыми, огипсованными, часто окремнелыми, с редкой фауной. Не исключено, что пачка доломитов относится уже к верхнеказанскому подъярсу.

В. Г. Абрамов приводит следующий список остатков фауны в нижнеказанских отложениях Ивановской области (определения М. В. Куликова, В. К. Соловьева, К. В. Миклухо-Маклай, В. А. Лукина): фораминиферы — *Nodosaria* cf. *geinitzi* Reuss., *N.* cf. *farciiformis* К. М.-Maclay, *Pseudonodosaria* ? sp., остракоды — *Healdia reniformis* Sch n., *Bairdia pecosensis* Delo, *B. garrissonensis* Upson., пелециподы — *Stroparollus permianus* King., *Streblochondria sericea* Vern., брахиоподы — *Licharewia rugulata* Kut., *Dielasma elongatum* Schl., *Odontospirifer ornata* Waag., *Cleiothyridina pectinifera* Sow., *Cancrinella cancrini* Vern.

Верхнеказанский подъярус

Верхнеказанские отложения приурочены только к центральной части Московской синеклизы и ее северо-западному склону. Они прослежены скважинами в Костромской области и на северо-востоке Ярославской. Граница распространения их проходит от г. Пошехонья-Володарска, западнее г. Данилова, у г. Костромы поворачивает на восток, протягивается вдоль р. Волги и севернее Пучежских дислокаций уходит за пределы описываемой территории.

Наиболее полно верхнеказанские отложения представлены в районе Солигаличского поднятия, где вскрыты скважинами и описаны в обнажениях по рекам Святице и Сельме. По данным А. А. Бакирова, они подразделяются на три горизонта. Нижний (7—10 м) сложен известняками и доломитизированными известняками светло-серыми, почти белыми с желтоватым оттенком, местами глинистыми с редкими прослоями мергелей с характерными черными пятнами по плоскостям наложения. Средний (25—38 м) представлен известняками желтовато-серыми, с характерными бледными расплывчатыми желтыми пятнами и тонкими прослойками микроракушечника. Верхний (15—18 м) состоит из доломитов и доломитизированных известняков светло-серых, с желтоватым оттенком, с яркими охристо-желтыми пятнами, участками неравномерно окремнелых, местами сильно глинистых, в верхней части загипсованных. Общая мощность отложений 50—60 м.

Выступающие на дневную поверхность в долинах Святицы и Сельмы (видимая мощность 10—12 м) верхнеказанские отложения представлены известняками доломитизированными и чистыми, глинистыми, не содержащими гипса (соответствуют, по видимому, среднему горизонту А. А. Бакирова). В них Е. М. Люткевичем обнаружены пелециподы: *Pseudomonotis kasanensis* Vern., *Nezschajewia globosa* Netsch., *Streblochondria sericea* Vern. и др., брахиоподы: *Cleiothyridina pecti-*

nifera Sow., *Canocrinella cancrini* Vern., *Aulosteges horrescens* Vern. и др.

В западном направлении мощность отложений резко сокращается от 50—60 м (Солигалич) до 30 м (Любим) и 10 м (Данилов). Представлены они доломитами с редкими прослоями известняков (Макарова, 1953 г., Строк, 1967 г.). Доломиты желтовато-серые, серые и белые, плотные или пористые, тонкозернистые, прослоями глинистые или органогенно-обломочные, с гнездами и прослоями (до 0,2—0,5 м) темно-серого кремня, сильно огипсованные. Для верхней части отложений весьма характерно их сильное окремнение.

В Любимской опорной скважине (по данным Т. В. Макаровой) в них встречены: *Aviculopecten (Deltopecten) subclathratus* Keys. и *Canocrinella* sp. В керне ряда скважин в районе Данилова и Любима (Н. И. Строк) чаще всего встречаются брахиоподы: *Canocrinella cancrini* Vern. и *Gleiothyridina* sp., *Licharewia stuckenbergi* Netsch., *Cruithyris clannyana* (King.), *Dielasma elongatum* Schl. и др. (определения Р. А. Ильховского); не исключено, что здесь развит лишь нижнеказанский подъярус.

В Шарьинской скважине Т. В. Макарова к верхнеказанскому подъярусу относит толщу (25 м) доломитов глинистых, загипсованных, содержащих редкую фауну пелеципод и брахиопод, среди которых отсутствуют спирифериды.

Северо-восточнее Шарьи, в бассейне р. Вохмы (правый приток р. Ветлуги), в разрезе верхнеказанских отложений выше известняков и доломитов, залегающих в нижней части подъяруса, появляются прослои (до 2 м) мергелей доломитизированных, светло-серых и светло-бурых, пелитоморфных, с гнездами и прожилками серого гипса и розового селенита. Заканчивается разрез пачкой гипсов и ангидритов мощностью около 13 м (А. Г. Ольферьев). В известняках нижней карбонатной пачки М. К. Кюнтцель установила богатый спорово-пыльцевой комплекс, для которого характерно высокое содержание спор папоротникообразных (до 32,5%) и пыльцы вида *Florinites luberae* Sam. (до 34%). Полученный спектр можно сопоставить с палинологическими спектрами из аналогичных отложений Соликамского бассейна, Актюбинского и Чердынского Приуралья.

ТАТАРСКИЙ ЯРУС

Красноцветные отложения Русской платформы, венчающие разрез пермской системы и выделенные Н. А. Головкинским (1869) под названием «формации полосатых мергелей», а позднее С. Н. Никитиным (1887) в качестве татарского яруса, широко развиты на рассматриваемой территории. В результате геологических съемок последних лет они прослежены далеко на запад от ранее рисовавшейся границы их распространения. Красноцветные глины с прослоями песков, вскрытые в районе городов Максатиха и Бежецк на известняках карбона, относились ранее большинством исследователей к уфимскому ярусу. В настоящее время доказан их татарский возраст.

Залегают татарские отложения на большей части территории ниже уровня речного вреза; на поверхность выходят лишь на севере, в долинах рек Костромы и Светицы, и на склонах Окско-Цнинского вала. Максимальная мощность их достигает 370 м на северо-востоке территории, закономерно сокращаясь на запад и юг до полного выклинивания (рис. 62).

Нижняя граница яруса легко устанавливается по смене морских карбонатных казанских отложений пестроцветными терригенными обра-

зованиями. Верхняя граница проводится по подошве отложений с нижнетриасовым комплексом остракод и филлопод.

В настоящее время большинство геологов выделяют в татарском ярусе по биостратиграфическим данным два подъяруса, что принято и по схеме, утвержденной в 1962 г. Межведомственным стратиграфическим комитетом. Нижнему подъярусу соответствует уржумский, верхнему — северодвинский и вятский горизонты.

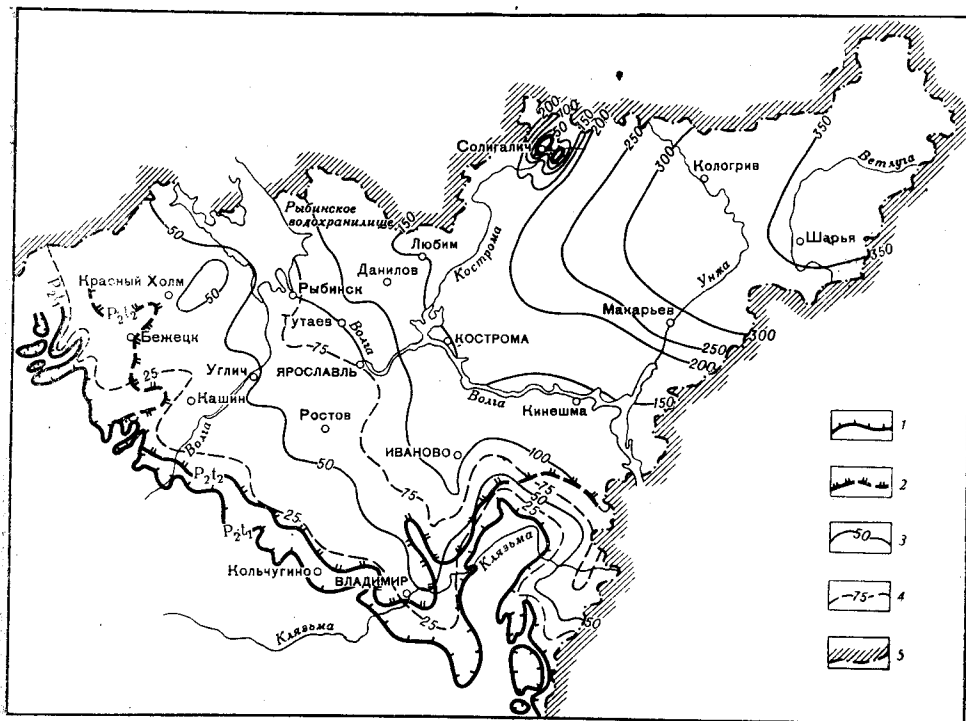


Рис. 62. Карта изопакт татарского яруса

1 — граница распространения нижнетатарских отложений; 2 — граница распространения верхнетатарских отложений; 3 — изопакты через 50 м; 4 — то же, через 25 м; 5 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

Нижнетатарский подъярус

Уржумский горизонт. Отложения этого горизонта развиты на всей территории распространения татарского яруса. Залегают они на подстилающих образованиях с разрывом; последний особенно четко выражен в западной части территории, где нижнетатарские отложения лежат на различных горизонтах нижней перми, верхнего и среднего карбона. Наиболее полные разрезы и мощности горизонта встречены на востоке рассматриваемой территории, в центральной части Московской синеклизы (160—165 м в бассейне р. Вохмы). В западном направлении мощность уржумского горизонта постепенно сокращается до полного выклинивания (преимущественно за счет срезания верхней части горизонта, рис. 63).

На большей части территории уржумский горизонт может быть подразделен на нижеустьинскую и сухонскую свиты.

Нижеустьинская свита, соответствующая одноименной свите Б. К. Лихарева, выделенной в 1937 г. в бассейне рек Малая Северная

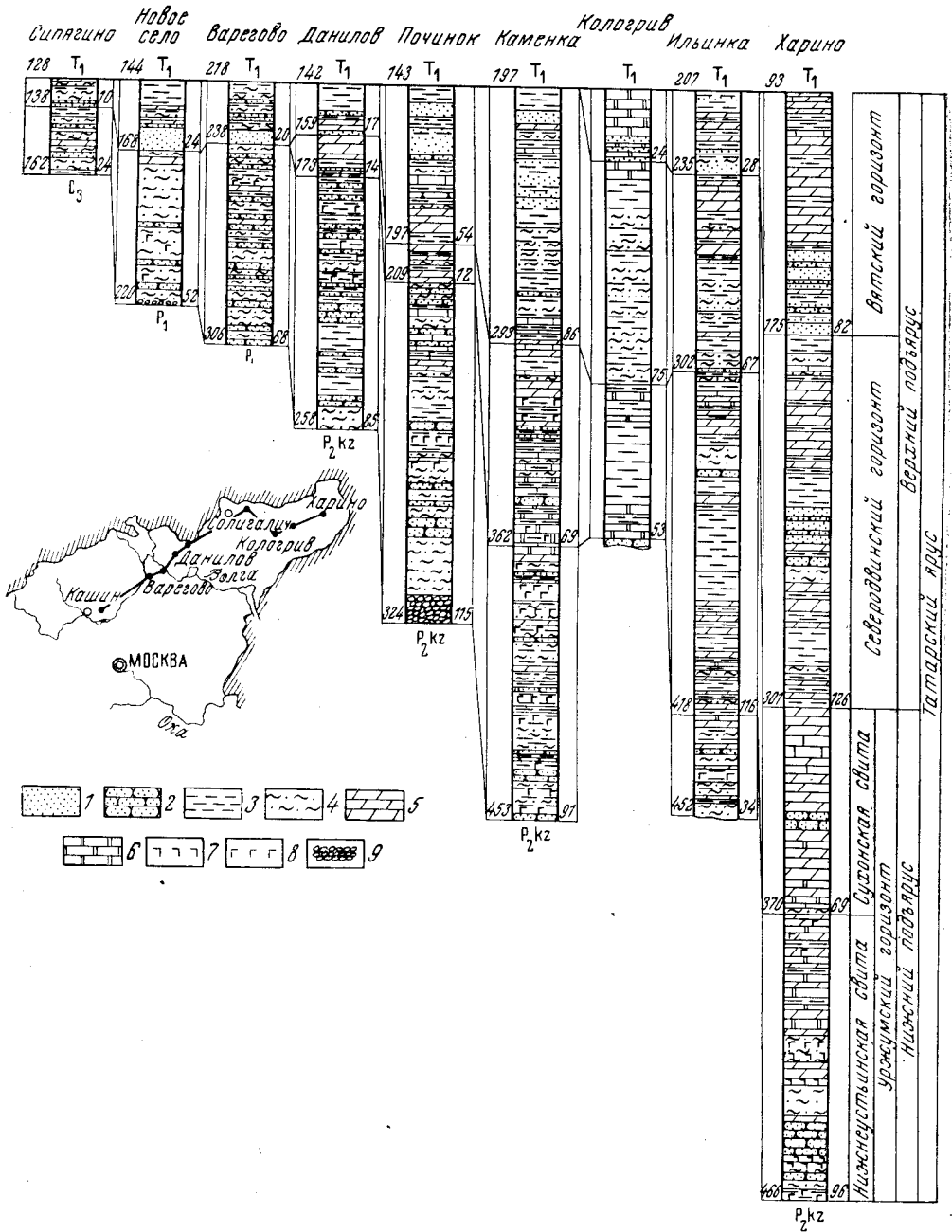


Рис. 63. Сопоставление разрезов татарских отложений по линии Кашин — Харино

1 — песок; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — алевролиты; 5 — мергели; 6 — доломиты; 7 — ангидрит; 8 — гипс; 9 — конгломерат. Цифры слева от колонок указывают глубину залегания, цифры справа — мощность отложений в метрах. Индексами обозначены: P₂kz — казанский ярус; T₁ — нижний отдел триасовой системы

Двина и Сухона, представлена загипсованными глинами и алевролитами с прослоями песчаников, доломитов и мергелей.

В бассейнах Вохмы, Унжи и Костромы (Т. В. Макарова, А. Г. Олферьев, Н. И. Строк и др.) в разрезе нижнеустынской свиты выделяются обычно два полных ритма, каждый из которых начинается терригенными и заканчивается карбонатными породами. В нижнем ритме карбонатных пород значительно меньше, чем в верхнем.

Терригенная часть ритмов представлена алевролитами, глинами и песчаниками. Алевролиты и песчаники красновато- и серовато-коричневые, реже однородные, массивные, плотные, на гипсовом, реже глинистом цементе. В песчаниках иногда встречаются волноприбойные знаки. Глины коричневые и светло-коричневые, алевроитовые и тонкопесчаные, доломитизированные, плотные, массивные, с редкими мелкими зеркалами скольжения. Все разности пород загипсованы. Гипс выполняет трещины и гнезда, образуя иногда прослой мощностью до 0,2—0,3 м. В парагенезисе с гипсом часто присутствует целестин. Карбонатная часть ритмов представлена преимущественно мергелями буровато-коричневыми до светло-серых, почти белых, доломитизированными, алевроитистыми, с неясной слоистостью, обусловленной неравномерным распределением пелитового материала. Доломиты и известняки, встречающиеся в виде прослоев мощностью до 1,0 м, по внешнему облику похожи на мергели. Породы загипсованы. Мощность ритмов составляет 45—60 м. Мощность карбонатной части ритмов закономерно уменьшается в западном направлении.

В бассейне р. Вохмы в нижнеустыньских отложениях обнаружены палинологические спектры, в которых присутствуют те же систематические группы, что и в верхнеказанских отложениях этого района, но в совершенно иных пропорциях. Споры папоротникообразных редки и в большинстве образцов отсутствуют, отсутствует и пыльца *Florinites luberae* S a m., пыльца *Vittatina* представлена наиболее полно и разнообразно. По мнению М. К. Кюнтцель, полученный комплекс сопоставим с палинологическими спектрами, описанными В. А. Молиным и М. К. Седовой в бассейне р. Мезени из нижнетатарских отложений.

Фауна и микрофауна в нижнеустыньских отложениях описываемых районов не встречена. Общая мощность свиты уменьшается с востока на запад от 150 (район с. Опарино) и 102 (район г. Котельнича) до 72 м (у г. Шарьи); в бассейне р. Вохмы она составляет 95 м, в бассейне р. Унжи 90—97 м. В бассейне р. Костромы мощность свиты уменьшается от верховьев (район городов Буйа и Любима) к устью от 100—115 до 60—65 м; сокращение полной мощности свиты (до 40—60 м) отмечается и в районе Солигаличского поднятия, в ядре его свита отсутствует.

В бассейнах Которосли и Клязьмы (по данным Г. В. Абрамова, А. А. Семенова, И. И. Шпилова и С. В. Алехина) нижнеустыньская свита представлена загипсованными глинами и алевролитами общей мощностью 50—60 м. Проследить отмеченную в северных районах ритмичность разреза здесь не удается. Алевролиты и глины коричневые, красновато-коричневые, голубовато-серые, блеклые, тонкопесчаные, доломитизированные, слюдистые.

Глины часто тонкогоризонтально- и волнистослоистые, алевролиты обычно массивные. Встречаются прослой песчаников (до 3 м) кварцевых, тонкозернистых, с гипсовым цементом и мергелей (0,2—0,5 м) доломитизированных, массивных или плитчатых. Породы характеризуются высоким содержанием устойчивых минералов и низким — минералов группы эпидота — цоизита. Тяжелая фракция представлена цирконом (27%), гранатом (30%), минералами группы эпидота — цоизита (22%).

В незначительных количествах присутствует турмалин (3—4%), рутил (3—5%), сфен (2—3%), хромит (5—7%), роговая обманка (1,5%). Из аутигенных минералов встречается глауконит (0,7%), из слюд — мусковит. Среди непрозрачных преобладает ильменит (40%) над гидроксидами железа (20—25%); в малых количествах присутствует магнетит (до 2%). Легкая фракция представлена в основном кварцем (75—82%) и полевым шпатом (18—25%).

*Сухонская свита*¹, залегающая без видимых следов перерыва на нижеустьинских отложениях, представлена алевролитово-мергельными породами, содержащими нижнетатарский комплекс остракод.

В северо-восточных разрезах, в бассейне Вохмы и Унжи (Т. Н. Штыхалюк, В. Р. Лозовский, А. Г. Олферьев), сухонская свита имеет мощность 53—69 м и подразделяется на две толщи: нижнюю, терригенно-карбонатную, и верхнюю, карбонатную.

Терригенно-карбонатная толща, соответствующая, возможно, нижеустьинской свите В. И. Игнатьева (1962а, б), представлена доломитизированными тонко- и волнистослоистыми мергелями с прослоями алевролитов и песчаников. В ее составе выделяются два полных ритма, каждый из которых начинается терригенными и заканчивается карбонатными породами. Мергели белые и серые с бежевым и желтым оттенками, с маломощными прослоями доломита и доломитизированного известняка, в различной степени глинистые. В отличие от мергелей нижеустьинской свиты в них наблюдаются многочисленные пустоты выщелачивания (до 3 см), нередко заполненные кварцевыми друзами и натечками кремня. Алевролиты и песчаники — светло-серые с коричневым, бежевым и розовым оттенками, кварц-полевошпатовые на карбонатно-глинистом цементе. Мощность толщи 42—54 м, мощность ритмов 17—30 м.

Верхняя, карбонатная, толща, соответствующая, возможно, верхнеустьинской свите В. И. Игнатьева, представлена известняками с прослоями мергелей. Известняки глинистые, преимущественно микрозернистые, реже пелитоморфные, в единичных прослоях — водорослевые, белые и серые с желтоватым оттенком, участками слабо доломитизированные, ноздреватые, с многочисленными пустотами выщелачивания и кавернами, часто выполненными друзами кварца, гнездами ангидрита и, реже, гипса, с конкрециями и желваками кремня (до 10 см). Мощность карбонатной толщи составляет 10—22 м, увеличиваясь в северо-восточном направлении до 58 м (с. Опарино).

В тяжелой фракции отложений преобладают устойчивые минералы, преимущественно гранат и циркон (до 45%) и рудные (до 39%). Содержание неустойчивых минералов невысокое и составляет 16—17%. В легкой фракции преобладает кварц над полевыми шпатами. В карбонатных отложениях верхней толщи тяжелая фракция иногда целиком представлена баритом.

Возраст сухонских отложений в бассейне Вохмы и Унжи устанавливается по многочисленным находкам остатков остракод. Как в верхней, так и в нижней толщах, Е. М. Мишиной определены: *Darwinula perlonga* Schar., *D. chramovi* Gleb., *D. elongata* Schar., *D. elegantella* Belous., *D. kassini* Belous., *D. teodorovich* Belous., *D. torensis* Kotsch., *D. fragilis* Schn., *D. ex gr. trapezoides* Schar., *D. malachovi* Spizh., *D. faba* Misch., *D. impostor* Misch., *Suchonella na-*

¹ Сухонская свита, рассматриваемая в настоящем разделе, несколько меньше по объему описанной Е. М. Люткевичем в стратотипических разрезах, где она включает и нижнюю часть верхнетатарского подъяруса с типичными для него остракодами (*D. parallela* и др.).

salis Schar., *S. nasalis* var. *arcuata* Kotsch., *S. stelmachovi* Spizh., *Tatariella libera* Misch., *T. stricta* Misch., *T. aff. emphasis* Misch., *Darwinuloides triangula* Belous., *Permiana oblonga* Posn., *Gerdalia* sp. В верхней части сухонской свиты, вскрытой скважиной в междуречье Унжи и Межи, В. Р. Лозовским найдены остатки рыб семейства Acrolepididae (определение А. А. Казанцевой).

При движении с востока на запад наблюдается относительное увеличение в составе сухонской свиты алевролитово-глинистых пород. Западнее бассейна р. Виги (по данным А. А. Бакирова и Б. М. Кордуна) они достигают уже 80—90% разреза.

Встречен преимущественно алевритово-глинистый разрез свиты и в районе г. Кологрива (В. Р. Лозовский).

В районе г. Солигалича (склоны Солигаличского поднятия) А. А. Бакиров (1942 г.) и Б. М. Кордун к сухонской свите помимо карбонатно-терригенной толщи (до 55 м), содержащей остракоды: *Darwinula chramovi* Gleb., *D. malachovi* Spizh., *D. elegantella* Belous., *D. aff. inornata* Spizh., *Suchonella stelmachovi* Spizh., *Darwinuloides triangula* Belous., *Wetluginella* sp. (определения Е. М. Мишиной), относят также толщу терригенно-карбонатных загипсованных пород мощностью 30—40 м, которую, на наш взгляд, следовало бы относить еще к нижеустьинской свите, тем более что мощности свит (80—100 м для нижеустьинской и около 55 м для сухонской) в этом случае были бы более сопоставимы с таковыми смежных районов.

В бассейне р. Костромы (Н. И. Строк, П. А. Большакова, А. И. Евсеенков, А. А. Медем) сухонская свита (15—25 м) представлена преимущественно алевролитами и глинами коричневыми с серым, светло-розовым и фиолетовым оттенками, иногда светло-зеленовато-серыми, доломитизированными, тонкогоризонтально- и волнистослоистыми, с прослоями (0,2—3,0 м) мергелей и известняков. Для пород этого района характерны тонкослоистые текстуры и иногда плитчатая отдельность.

В Любимской опорной скважине Т. В. Макарова в сухонской свите общей мощностью 46,1 м выделяет три пачки (снизу вверх): мергельно-алевритово-глинистую (13,54 м), глинисто-известняково-мергельную (14,76 м) и алевритово-глинистую (17,8 м). Новейшими исследованиями (Н. И. Строк) в отложениях верхних двух пачек установлен комплекс северодвинской фауны остракод, гастропод, пеллеципод.

В бассейнах Которосли и Клязьмы сухонская свита (10—30 м) представлена алевролитами и глинами с подчиненными прослоями песков и песчаников. В разрезе преобладают алевролиты (до 60%). Карбонатные породы (мергели и доломиты) появляются лишь в районе городов Владимир и Ковров. Для всех пород характерна пятнистая окраска, преобладают кирпично-красные тона с пятнами светло-серых, табачно-зеленых, голубовато-серых и розовых. Характерны частые включения тонковолокнистого палыгорскита (палыгорскитовая пачка). Гипс встречается редко и приурочен в основном к нижней части разреза. В породах отмечается тонкорассеянный кальцит. Алевролиты плотные, неравномерно карбонатные, слабо слюдястые. Глины плотные, жирные, часто микрослоистые, плитчатые. Пески и песчаники (мощность прослоев от 0,2—0,5 до 1,5—2,0 м) мелкозернистые, полимиктовые, слабо глинистые.

Основными минералами тяжелой фракции являются гранат (25%), циркон (20%), эпидот-цоизит (27%). В незначительных количествах присутствуют турмалин, рутил, сфен, роговая обманка. Характерным является наличие угловатых обломков хромита (от 1,5 до 7%). Из аутигенных минералов присутствуют в незначительных количествах глаукоцит и барит. Среди непрозрачных ильменит преобладает над гидроокислами железа.

Фауна в сухонских отложениях этого района встречается крайне редко. Лишь в районе г. Иваново (Г. В. Абрамов) в верхней части

уржумского горизонта встречены остатки остракод (определения Ю. П. Зекиной): *Darwinula* ex gr. *parphenovi* Belous., *D.* ex gr. *fragilis* Schn., *D.* ex gr. *inornata* Spizh., *D. malachovi* Belous. и конхострак (определения Н. И. Новожилова): *Pseudestheria norduikensis* Novoj., *P. abramovi* Novoj., *P. shujansis* Novoj., *P. syniaensis* Molin., *P. nodocastrensis* Molin., *Sphaerestheria varsanofievae* Molin., *Cyclotungusites* Novoj. sp. n.

Западнее рассмотренных районов, в краевой зоне развития татарских отложений, для уржумского горизонта характерна резкая фациальная изменчивость пород, не позволяющая уверенно выделить нижеустьинскую и сухонскую свиты.

В Угличско-Ярославском Поволжье уржумский горизонт (30—60 м) представлен слабо загипсованными алевролитами и глинами с прослоями (0,5—3 м) массивных, реже неяснослоистых тонкозернистых кварцевых песчаников на гипсовом цементе. Породы весьма напоминают нижеустьинские отложения вышеописанных восточных районов. Сухонские отложения здесь, по-видимому, отсутствуют.

В бассейне Мологи и Кимрском Поволжье уржумский горизонт представлен пестроцветными глинами и алевролитами с прослоями песков и песчаников. Глины и алевролиты коричневатато-красные с розовыми, голубовато-серыми и палевыми пятнами, слюdistые, доломитизированные, плотные. В нижней части разреза, на контакте с ассельскими отложениями (на которых горизонт залегает почти всюду в этом районе) наблюдается песок крупнозернистый, с галькой доломита (до 3 см). К нижней части разреза приурочены отдельные прослои (от 0,2—0,5 до 2 м) песка и песчаника. Песок желтый и белый, мелко- и тонкозернистый, кварц-полевошпатовый с незначительной примесью темноцветных минералов. Песчаники кварцевые, слабые, на доломитово-глинистом цементе. Для пород уржумского горизонта этой площади характерно незначительное содержание карбоната CaCO_3 , концентрирующегося в виде мелких гнезд. В легкой фракции пород преобладает кварц; в тяжелой — минералы группы эпидота — цоизита составляют 10—22%, гранат — 15—30%, среди прозрачных в небольших количествах присутствуют роговая обманка (1—3%), эгирин (0,3%). Нижняя часть уржумского горизонта в бассейне р. Мологи часто загипсована (гипс выполняет трещины и образует прослой до 0,2 м). Однако мощность загипсованных пород непостоянная и изменяется в широких пределах. Почти на всей рассматриваемой территории в породах отмечаются включения, реже прожилки волокнистого палыгорскита.

Описанные отложения по литологическому составу весьма близки к отложениям нижеустьинской свиты смежных районов, но в отличие от последних очень слабо загипсованы.

Верхнетатарский подъярус

Северодвинский горизонт. Северодвинские отложения выделены впервые в 1935 г. Е. М. Люткевичем в бассейне р. Северной Двины. Он описал под названием «северодвинские слои» породы с разнообразной фауной наземных позвоночных, моллюсков, остракод, залегающие под фаунистически охарактеризованными песчано-глинистыми отложениями нижнего триаса и подстилающиеся карбонатно-глинисто-мергельными породами сухонской свиты. Позднее появился ряд местных стратиграфических схем расчленения татарского яруса Русской платформы, в которых стратиграфический ранг северодвинских отложений и выделение в них более мелких единиц (горизонты, слои и т. д.) производился по-разному (табл. 10). В настоящее время к северодвинскому горизонту

Сопоставление основных стратиграфи

Бассейн Верхней Вятки				Горьковское Поволжье		Горьковско-Казанское Поволжье		Среднее Поволжье и бассейн Вятки	
По Н. Г. Кассину, 1928 г.	По Н. П. Форшу и О. М. Мануйленко, 1937 г.	По В. И. Игнатьеву, 1955 г.	По Б. В. Селявановскому, 1955 г.	По В. П. Амалинскому и А. Л. Чернову, 1885 г.	По М. С. Швецову, 1931 г.	Горьковско-Казанское Поволжье По Г. И. Блому и В. И. Игнатьеву, 1946—1950 гг.		Среднее Поволжье и бассейн Вятки По А. Н. Мазаровичу, 1984 г.	
Свиты	Слон	Подъярсы Горизонты	Комплексы	Горизонты	Свиты	Подъярсы	Свиты (горизонты)	Свиты	
IX	Нефедовские	V				Верхний	Отсутствует	Филейская	
VIII	Быковские	IV	4	A	IV		Нижняя		
VII	Калининские	III	3	C	III	Средний	Верхняя		
	Путятинские						Средняя		
	Юрпаловские						Нижняя		
VI	Слободские	I		D		Сарминская	Верхняя		
V	Сырьанские	II	2	E	II		Средняя		
IV	Белохолуницкие	II				Нижний	Нижняя	Уржумская	
III	Ильинские	I	1	F	I				
II	Максимовские	I	Уржумская свита					Белебеевская	

Таблица 10

ческих схем татарского яруса перми

Бассейн Сухоны По Е. М. Люткевичу, 1931—1939 гг.		Бассейн Верхней и Средней Волги По А. А. Бакирову, 1941—1945 гг.		Центральные и восточные области Русской плат- формы • По В. И. Игнатьеву, 1962 г.		Биостратиграфическая схема Н. П. Кедровой (по остро- кодам), 1946—1953.		Биостратиграфическая схема А. К. Гусева (по делениям и гастроподам), 1955 г.		Биостратиграфическая схема И. А. Ефремова и Б. П. Вьюш- кова (по тетраподам), 1955 г.		Унифициро- ванная регио- нальная схема 1962 г. (при- нятая в насто- ящей работе)	
Слон		Свиты		Ярус		Поль- ярус		Горизонты		Гори- зонты		Гори- зонты	
Отсутствует		Отсутствует		Отсутствует		Отсутствует		Отсутствует		Отсутствует		Отсутствует	
Северодвинские		Северодвинские		Северодвинский (средний)		Северодвинский (средний)		Северодвинский (средний)		Северодвинский (средний)		Северодвинский (средний)	
Сухонские		Сухонская		Сухонский		Сухонский		Сухонский		Сухонский		Сухонский	
Нижеустьинские		Нижеустьинская		Нижеустьинский		Нижеустьинский		Нижеустьинский		Нижеустьинский		Нижеустьинский	
Сарминская		Сарминская		Сарминский		Сарминский		Сарминский		Сарминский		Сарминский	
Горьковская		Горьковская		Горьковский		Горьковский		Горьковский		Горьковский		Горьковский	
Вятский		Вятский		Вятский		Вятский		Вятский		Вятский		Вятский	
Путятинский		Путятинский		Путятинский		Путятинский		Путятинский		Путятинский		Путятинский	
Юрпаловский		Юрпаловский		Юрпаловский		Юрпаловский		Юрпаловский		Юрпаловский		Юрпаловский	
Слободской		Слободской		Слободской		Слободской		Слободской		Слободской		Слободской	
Татарский		Татарский		Татарский		Татарский		Татарский		Татарский		Татарский	
Новый		Новый		Новый		Новый		Новый		Новый		Новый	
Верхний		Верхний		Верхний		Верхний		Верхний		Верхний		Верхний	
Северодвинский		Северодвинский		Северодвинский		Северодвинский		Северодвинский		Северодвинский		Северодвинский	
Казанский (верхний)		Казанский (верхний)		Казанский (верхний)		Казанский (верхний)		Казанский (верхний)		Казанский (верхний)		Казанский (верхний)	
Нижний		Нижний		Нижний		Нижний		Нижний		Нижний		Нижний	
Уржумский		Уржумский		Уржумский		Уржумский		Уржумский		Уржумский		Уржумский	

согласно унифицированной схеме 1962 г. относят песчано-карбонатно-глинистые отложения с парейазавровой фауной наземных позвоночных и своеобразным комплексом остракод и пелеципод.

Северодвинские отложения прослежены в Костромской, Ивановской, Ярославской, Владимирской областях и в восточной части Калининской области. Граница их распространения почти повторяет границу распространения уржумского горизонта, смещаясь от последней восточнее на 10—30 км. Залегают они резко несогласно на образованиях уржумского горизонта. Мощность отложений возрастает с запада на восток от нуля до 110—125 м.

В бассейнах Вохмы, Унжи, Межи и Ветлуги (Т. Н. Штыхалюк, В. Р. Лозовский, А. Г. Олферьев) северодвинский горизонт (110—125 м) представлен терригенно-карбонатными отложениями, подразделяющимися на две пачки.

Нижняя пачка сложена глинами коричневыми и красновато-коричневыми, пятнами голубовато-серыми, алевритистыми, с присыпками и прослоями тонкозернистого алеврита, с известковистыми стяжениями (до 2 см), с маломощными прослоями мергелей, алевролитов и песчаников. Мергели светло- и серовато-коричневые, алевритистые, слабо доломитизированные, участками с хорошо выраженной брекчиевидной текстурой, с включениями известковистых желваков размером до 7 см. Песчаники и алевролиты, связанные взаимными переходами, серовато-коричневые с зеленоватым оттенком, пятнами голубовато-серые, тонкозернистые, полимиктовые, неяснослоистые. В породах нижней пачки в комплексе остракод наряду с верхнетатарскими формами *Darwinula parallela* Spizh., *D. inornata* var. *macra* Lup. встречены *Darwinula perlonga* Scharg., *D. kassini* Belous., *D. chramovi* Gleb., характерные для нижнетатарских отложений. Мощность пачки уменьшается с востока на запад от 42—47 м в бассейне р. Вохмы до 27 м в бассейне р. Межи.

Отложения верхней пачки залегают с разрывом на нижней и представлены мергелями, глинами, алевритами и песками с прослоями песчаников. Мергели алевритистые, оранжево- и красно-коричневые с бледно-голубыми пятнами, доломитизированные, с известковистыми стяжениями, на отдельных участках с едва заметной волнистой слоистостью, характерны скорлуповатая отдельность и вертикальные диагенетические трещины. Глины алевритистые, с гнездами, прослоями и присыпками алеврита, часто трещиноватые, с известковистыми стяжениями (до 2—3 см) с зеркалами скопления. Пески тонко- и мелкозернистые, коричневатого-серые, «табачные», с красноватым, бурым и вишневым оттенками, с редкими голубовато-серыми пятнами, полимиктовые, с прослоями песчаника на карбонатно-глинистом цементе; характерна тонкая горизонтальная и косая слоистость. В породах встречен богатый комплекс остракод, наиболее типичными из которых являются *Darwinula parallela* Spizh., *D. futschiki* Kasch., *D. inornata* var. *marca* Lup. и др. Мощность пачки уменьшается в западном направлении от 60—84 м в бассейне р. Вохмы до 40 м в бассейне р. Межи.

Для отложений обеих пачек северодвинского горизонта характерно высокое содержание в тяжелой фракции минералов группы эпидота (50—60%), что их резко отличает от подстилающих сухонских отложений, и преобладание среди устойчивых минералов граната (15—25%) и циркона (7—10%). Среди аутигенных минералов в значительном количестве присутствуют гидроокислы железа (15—25%), иногда встречается барит.

В районе пос. Поназырево в северодвинских отложениях (вскрытых скважинами) Т. Н. Штыхалюк выделяет слободско-филинские, юр-

паловские и путятинско-калининские слои, соответствующие одноименным горизонтам В. И. Игнатьева для Горьковского Поволжья. Сопоставляя эти разрезы с разрезами северодвинского горизонта бассейна рек Вохмы и Пыщуг (А. Г. Олферьев, В. Р. Лозовский), мы склонны считать, что Т. Н. Штыхалюк к путятинско-калининским слоям (содержащим *Suchonella typica* и *S. cornuta*) ошибочно отнесла вятские отложения.

В северодвинских отложениях междуречья Унжи и Межи В. Р. Лозовским в 1966 г. также были выделены слободско-филинские, юрпаловские и путятинско-калининские слои, из которых слободско-филинские и юрпаловские могут быть сопоставлены с нижней, а путятинско-калининские — с верхней пачками более западных разрезов. Впоследствии В. Р. Лозовский отметил условность такого расчленения и, учитывая близость фауны остракод для нижних двух горизонтов («смешанный» комплекс), пришел к выводу о двухчленном строении северодвинского горизонта. По литологическому составу и фаунистической характеристике отложения близки к аналогичным отложениям бассейна рек Пыщуг и Вохмы.

В бассейне верхнего течения р. Костромы (район Солигаличского поднятия) в основании северодвинских отложений прослеживаются пески и песчаники мелко- и тонкозернистые, светло- и желтовато-серые, голубовато-зеленоватые, кварцевые, участками глинистые, известковистые. Вверх по разрезу песчаники сменяются переслаивающимися глинами, алевролитами и песками, с подчиненными прослоями карбонатных пород. Для глин характерны многочисленные ожелезненные растительные отпечатки и брекчиевидные текстуры. Мергели пестрые, опесчаненные, плотные, с полукарбонатным изломом, часто переходящие в известняки. Пески желтовато-серые, тонко- и мелкозернистые, кварцевые, при движении на восток сменяются табачными, полимиктовыми. Для отложений в целом характерны рассеянные обуглившиеся остатки растений и многочисленные остатки остракод (определения Е. М. Мишиной): *Darwinula parallela* Spizh., *D. inornata* var. *macra* Lun., *D. futshiki* Kasch., *D. spizharskyi* Posn., *D. elongata* Lun., *D. perlonga* Scharg., *D. daedala* Misch., *Suchonella typica* Spizh., *Darwinuloides triangularis* Belous. В верхней части отложений встречены остатки гастропод (определения Н. К. Гусева): *Surella supina* Gus. (преобладает), *S. cf. blomi* Gus. Мощность северодвинского горизонта достигает 87 м, по данным Б. М. Кордуна, и 110—115 м, по А. А. Бакирову.

В бассейне среднего и нижнего течения р. Костромы северодвинские отложения вскрыты редкими скважинами, их верхняя часть описана в обнажениях на Любимском и Дьяконовском поднятиях (А. А. Медем, П. А. Большакова, Н. И. Строк). Они подразделяются в этом районе на две пачки: нижнюю — песчано-карбонатно-глинистую и верхнюю — песчано-глинистую.

Песчано-карбонатно-глинистая пачка (10—20 м) сходна с сухонскими отложениями, отличаясь от последних большим содержанием прослоев песка, отсутствием тонкополосчатых глин и мергелей и обилием фауны остракод. Граница между сухонскими и северодвинскими напластованиями устанавливается обычно условно, особенно когда в приконтактовых частях разреза они представлены карбонатно-глинистыми породами. Пачка сложена переслаивающимися алевролитами, глинами и мергелями, с подчиненными прослоями песчаников, песков и известняков. В нижней части пачки преобладают карбонатные породы, в верхней — терригенные. Мергели и известняки, обычно доломитизированные, тонкогоризонтально- и волнистослоистые, с обуглившимися

обрывками растений. В верхней части пачки в карбонатных породах встречены прослой с многочисленными остатками гастропод (гастроподовые слои). Глины, преобладающие в верхней части пачки, темно-серые, до черных, в различной степени известковистые, плотные, часто аргиллитоподобные, тонкогоризонтальнослоистые, листоватые, переполненные мелкими обуглившимися остатками растений, с тонкими прослоями (доли миллиметра) и присыпками алеврита или тонкозернистого кварцевого песка, с многочисленными остатками филлопод и крупных остракод. Реже встречаются глины розовато- и красновато-коричневые, зеленовато- и голубовато-серые, алевритистые, карбонатные, плотные, мелкощебенчатые, с мелкими зеркалами скольжения и с ветвящимися прожилками (следы корней растений), выполненными ржаво-коричневым ожелезненным алевритом. По простиранию гумусированные глины иногда замещаются сероцветными алевролитами или песчаниками, также переполненными обуглившимися обломками древесины (сероцветная пачка Н. И. Строка). По всему разрезу пачки встречаются маломощные (5—20 см) прослой кварцевых песчаников; в отдельных разрезах встречены полимиктовые песчаники табачного цвета, аналогичные песчаникам восточных районов (бассейн рек Вохмы, Пыщуга и Унжи). Отложения богаты фауной. Н. К. Гусевым в них определены пелециподы *Palaeomutella ovalis* Amal., *P. (?) obliqua* Amal., *P. curiosa* Amal., *P. cf. arthodonta* Amal., *P. keyserlingi* Amal., *Palaeonodonta okensis* Amal., *P. sp.*, *Oligodontella geinitzu* Amal., характерные для верхней части северодвинского горизонта; филлоподы (определения Н. И. Новожилова) *Megasitum lundongaensis* Novoj. (sp. n.), *Pseudestheria abramovi* Novoj., (sp. n.), *Eulimnadia tobolica* Novoj. (sp. n.), *Limnadia pelendensis* Novoj. (sp. n.), *Pseudestheria novacastrensis* Mitsch., *Notocrypta begitchevi* Novoj., характерные для верхнетатарских отложений, и многочисленные остракоды (определения Г. В. Чернышевой): *Darwinula parallela* Spizh., *D. inornata* var. *macra* Lun., *D. spizharskyi* Posn., *Suchonella typica* Spizh., *S. cornuta* Spizh. и др., характерные для верхней части северодвинского горизонта (зона с *D. parallela* Е. М. Мишиной). В отдельных разрезах песчано-карбонатно-глинистой пачки был встречен комплекс остракод, в котором наряду с верхнетатарскими (*D. parallela* Spizh., *D. inornata* var. *macra* Lun. и др.) были встречены формы, характерные для нижнетатарских отложений (*D. daedala* Misch. и *Darwinuloides triangularis* Belous.).

В песчано-карбонатно-глинистой пачке Н. М. Умновой определен богатый спорово-пыльцевой комплекс, характерный для верхнетатарских отложений. В нем споры преобладают над пыльцой; среди спор резко преобладает вид *Azonaletes tenuis* Lub., иногда в значительных количествах присутствуют споры *Zonomonoletes* sp., часто встречается пыльца хвойных, представленная преимущественно оболочками типа *Cryptonia* и *Protodiploxypinus*, реже оболочки хвойных с одной бороздой и стриятные формы, иногда встречается *Vittatina* и *Ginkgocicadophitus*.

Песчано-глинистая пачка представлена переслаивающимися песками и глинами. Залегает она на песчано-карбонатно-глинистой пачке с ясно выраженным размывом. В основании отмечается конгломерат (мощностью 0,5—1,0 м) из неравномерно окатанной гальки (0,3—3,0 см) подстилающих пород. Реже в основании залегают пески, желтовато-коричневые, оранжевые, тонкозернистые, кварцевые, с примесью мелких зерен известняка (до 10%), тонкослоистые. Вверх по разрезу пески сменяются глинами темно-коричневато-красными, алевритовыми, преимущественно некарбонатными, с многочисленными трещинами усыхания, выполненными кварцевым песком. В пределах поднятий (Любим-

ское и Дьяконовское) пески в разрезе преобладают. В наиболее полных разрезах в песчано-глинистой пачке были встречены прослои мергелей (0,5—2,5 м) светло-фиолетовых до светло-серых, глинистых, содержащих многочисленные ветвящиеся прожилки (следы корней растений).

В песчано-глинистой пачке Г. В. Чернышевой определены остракоды: *Suchonella typica* Spizh., *S. cornuta* Spizh., *Darwinuloides svijazhica* Schar., *Darwinula parallela* Spizh. и др., среди которых преобладают представители рода *Suchonella*. На юго-западном склоне Дьяконовского поднятия (верховья р. Лежа) в отложениях этой пачки встречен несколько другой комплекс остракод, в котором преобладают представители родов *Darwinula* и *Volganella*. Подобные ассоциации остракод характеризуют в более восточных разрезах (бассейны рек Унжи и Вохмы) вятские отложения. Однако по сопоставлению с описанными выше разрезами северодвинского горизонта (анализ мощностей и вещественного состава) нам кажется более вероятным принадлежность этой пачки к северодвинским отложениям.

Мощность песчано-глинистой пачки изменяется от нуля до 28 м, увеличиваясь в сторону наиболее погруженных частей Московской синеклизы (Галичский и Грязовецкий прогибы — 28 м) и уменьшаясь в области поднятий (Даниловское, Любимское и Дьяконовское 7—13 м). В бассейне Волги между городами Костромой и Рыбинском и западнее меридиана Рыбинска описываемая пачка отсутствует.

В легкой фракции пород рассмотренных двух пачек резко преобладает кварц. Содержание его несколько выше (90%), чем в подстилающих сухонских отложениях (80—85%). Содержание полевого шпата незначительно (10%). В тяжелой фракции черные рудные минералы составляют 40—50%, прозрачные 50—60%. Как и в подстилающих отложениях, прозрачные минералы тяжелой фракции представлены цирконом (20%), гранатом (20—30%), ставролитом (5—6%), турмалином (5%), рутилом (2—4%), эпидотом (20%), цоизитом (10—15%). Из аутигенных минералов в небольшом количестве присутствует целестин.

Общая мощность северодвинского горизонта уменьшается в юго-западном направлении от 43 м севернее г. Любима до 12—17 м южнее г. Данилова. Изменение мощности сильно зависит от колебания мощности песчано-глинистой пачки.

В Угличско-Ярославском Поволжье, в Кимрском Поволжье и в верховьях р. Мологи авторами (совместно с В. В. Дашевским, О. Н. Лавровиц, Г. Ф. Симоновой и Т. И. Столяровой) к северодвинскому горизонту отнесены мергелеподобные красноцветные глины с подчиненными прослоями мергелей и известняков. Залегают они на уржумских отложениях с размывом. В основании почти повсеместно отмечаются пески (0,5—8 м) коричневые, пятнами серые, тонко- и мелкозернистые, преимущественно кварцевые, известковистые, в различной степени глинистые, содержащие мелкие (1—2 мм) обломки карбонатных пород. Вверх по разрезу пески сменяются глинами розовато- и красновато-коричневыми, пятнами фиолетовыми и голубовато-серыми, известковистыми, мергелеподобными, в различной степени алевритистыми, плотными, с брекчиевидной текстурой и ветвящимися прожилками (следы корней растений). Отдельные прослои глин содержат обуглившиеся обрывки растений. Прослои известняков и мергелей довольно редки и приурочены в основном к верхней части разреза. По облику они почти не отличаются от северодвинских пород района Данилова и Любима.

В отложениях встречены многочисленные остатки остракод (определения Г. В. Чернышевой): *Suchonella typica* Spizh., *S. stelmachovi* Spizh., *Darwinula parallela* Spizh., *D. spizharskyi* P o s n., *Darwinu-*

loides tatarica P o s n. и многие новые виды (описанные Е. М. Мишиной) из родов *Suchonella* и *Tatariella*. В приведенном комплексе резко преобладают сухонеллы и татарииеллы. При этом наблюдается довольно резкое замещение дарвинул сухонеллами при движении с востока на запад (в верховьях р. Мологи в северодвинских отложениях дарвинулы уже практически отсутствуют).

В известняках верхней части северодвинского горизонта Г. Ф. Сиононовой впервые (1963 г.) для западных районов Московской синеклизы были найдены остатки костей наземных позвоночных, из которых М. А. Шишкиным определена зубная кость левой ветви нижней челюсти, принадлежащая по строению зубов животному из подкласса *Vatrachosauria* (*Seuouiriamorpha*) и характерная, по мнению М. А. Шишкина, скорее всего для верхнетатарских отложений. В верхней части горизонта часто встречаются прослой глины и известняков (0,1—0,2 м), переполненные раковинами гастропод.

Мощность северодвинского горизонта закономерно уменьшается в западном направлении от 11—24 м в Угличско-Ярославском Поволжье до 5—7 м в верховьях р. Мологи.

В бассейне левых притоков Клязьмы (реки Нерль, Уводь, Теза, Лух) северодвинские отложения представлены переслаивающимися глинами и алевролитами, содержащими подчиненные прослой песков и карбонатных пород (материалы Г. В. Абрамова). Граница с уржумскими отложениями обычно нечеткая, переходы одних отложений в другие постепенные. В отдельных разрезах, когда в основании северодвинского горизонта залегают пески с прослоями конгломератов, что характерно для склонов Окско-Цнинского вала, граница между горизонтами устанавливается довольно легко. Для северодвинских отложений здесь так же, как и для более западных и северных районов (территория Ярославской области), характерна брекчиевидная текстура глин, наличие в глинах и мергелях ветвящихся прожилков (следы корней растений, выполненных ожелезненным алевролитом). Часто встречаются прослой глины и алевролитов, содержащие обуглившиеся остатки растений. Во всех разрезах пород (за исключением песков) отмечаются многочисленные остатки остракод *Darwinula futschiki* Kasch., *D. inornata* Spizh., *Suchonella cornuta* Spizh., *S. typica* Spizh., *Darwinuloides tatarica* P o s n., характерные для верхнетатарского подъяруса.

Заканчивая описание северодвинских отложений, хочется подчеркнуть, что довольно выдержанный и характерный разрез и наиболее полная фаунистическая характеристика позволяют рассматривать их в общем разрезе татарского яруса в качестве маркирующего горизонта при картировании.

Вятский горизонт. Впервые вятские отложения были выделены В. И. Игнатьевым в 1955 г. в бассейне Верхней Вятки, под названием вятского надгоризонта, к которому он отнес отложения с батрахозавровой фауной позвоночных, противопоставив их отложениям только с парейзавровой или северодвинской фауной. Согласно унифицированной схеме 1962 г. вятские отложения являются верхним горизонтом верхнетатарского подъяруса.

В пределах исследуемой территории вятские отложения развиты только в восточной части Костромской области, где вскрыты скважинами в бассейне верхнего течения р. Ветлуги и в междуречье Унжи и Межи (А. Г. Олферьев, Т. Н. Штыхалюк, В. Р. Лозовский). Западная граница их распространения проходит в близмеридиональном направлении от устья р. Виги (правый приток р. Унжи) до устья р. Унжи, прослеживаясь несколько западнее городов Кологрива, Неи и Макарьева.

Вятские отложения залегают обычно ниже уровня речного размыва. Лишь в районе пос. Поназырево они выходят на дневную поверхность в долине р. Неи и ее мелких притоков. Мощность горизонта возрастает в восточном направлении от нуля до 105—113 м. Отмечается некоторая зависимость изменения мощности от тектонического плана района (в отрицательных структурах мощность горизонта больше, чем на смежных участках положительных структур).

В бассейне р. Вохмы (по данным А. Г. Олферьева) вятские отложения залегают с четко выраженным размывом на подстилающих северодвинских отложениях. Литологически они весьма близки к северодвинским и представлены пестроцветными доломитизированными мергелями и глинами с прослоями полимиктовых алевролитов, песков и конгломератов. В основании горизонта повсеместно залегают пески и песчаники тонко- и мелкозернистые, зеленовато- и серовато-коричневые, с буроватым оттенком, табачные, полимиктовые, часто с хорошо заметной тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием слоев, в различной степени обогащенных темноцветными минералами. Песчаники плотные, крепкие, на карбонатном и карбонатно-глинистом цементе; встречаются в виде прослоев, линз и караваеподобных конкреций. В основании песков часто прослеживаются гравелиты и конгломераты из окатанных обломков (2—3 см) подстилающих глин, мергелей, известняков. Мощность базальных песков изменяется от 4—5 до 30 м.

Выше залегают переслаивающиеся глины и мергели. Глины пестроцветные (коричневые и красновато-коричневые, с блеклыми голубовато- и зеленовато-серыми прослоями, пятнами и разводами), алевритистые, участками тонкодисперсные, известковистые, иногда тонкогоризонтальнослоистые, с известковистыми стяжениями размером от 1 мм до 3 см, с присыпками тонкого слюдистого алеврита, с прослоями и гнездами голубовато-серого алеврита и песка табачного цвета, с хорошо выраженной в отдельных интервалах текстурой взмучивания, с зеркалами скольжения, плотные, часто переходящие в мергели. Мергели также пестроцветные, доломитизированные, алевритистые, с известковистыми желваками* размером до 5 см, брекчиевидной текстуры и текстуры взмучивания, с вертикальными трещинами отдельности, с редкими зеркалами скольжения, покрытыми мелкокристаллическим кальцитом, плотные, крепкие, в верхней части разреза с пустотами выщелачивания, выполненными кристаллами кальцита. В средней части вятского горизонта иногда встречаются прослой песков, аналогичных пескам из основания разреза, мощностью 10—15 м. Еще реже встречаются такие же пески (4—10 м) в верхней части горизонта. Прослой песков позволили А. Г. Олферьеву выделить в вятском горизонте три пачки, каждая из которых начинается песчаными и заканчивается глинистыми или мергелистыми породами.

В минеральном составе тяжелой фракции, как и в северодвинских отложениях, преобладают минералы группы эпидота (50—60%), содержание граната и циркона составляет соответственно 15—25% и 5—8%, количество рудных практически не изменяется. Из аутигенных минералов присутствуют гидроокислы железа (обычно более 30%). В песках и алевритах преобладание минералов группы эпидота над рудными и устойчивыми еще более заметно, чем в глинах и мергелях. В песках увеличивается также содержание амфиболов, пироксенов, хлорита и биотита. Легкая фракция характеризуется присутствием в различных пропорциях кварца, кремня, калиевого полевого шпата, эпидотизированных и хлоритизированных обломков зеленокаменных метаморфических

и эффузивных пород, катышей раскристаллизованной глины и мергелей.

В отдельных разрезах бассейна р. Вохмы выше средней пачки песков (средняя часть вятского горизонта) встречаются сероцветные отложения мощностью 5—10 м, представленные тонкопереслаивающимися темно-серыми алевритистыми глинами и серыми алевритами. Глины сероцветной пачки переполнены остатками остракод, филлопод, пелеципод, растительными остатками, отпечатками листьев и обломками обуглившейся древесины.

Пелециподы, по определениям А. К. Гусева, представлены видами *Palaeonodonta solemyaeformis* Netsch., *P. segmentata* Gus., характерными для нижней части вятского горизонта (быковские слои В. И. Игнатьева). Среди филлопод, собранных А. Г. Олферьевым, Н. И. Новожилов определил 51 вид, из которых 30 видов описаны им впервые. Следует отметить, что формы *Pseudestheria (Sibiriopsis) anjugensis* Novoj., *Ps. olferievi* Novoj., *Cyzicus angustus* Novoj. довольно широко распространены в аналогичных породах восточной части Костромской области. Н. И. Новожилов считает, что по тафономическим признакам описанные конхостраки характерны для нижней половины вятского горизонта (быковских слоев).

Е. М. Мишиной в вятских отложениях определены многочисленные остракоды, которые могут быть сгруппированы в два комплекса: 1) *Suchonella typica*, *S. cornuta* и 2) *Darwinuloides tatarica*, *D. swijazhica*. Однако положение в разрезе этих комплексов еще не установлено, не изучено также и их распространение по площади. А. Г. Олферьев приводит следующий список остракод: *Darwinula parallela* Spizh., *D. parallela* var. *typica* Lun., *D. spizharskyi* Posn., *D. futschiki* Kasch., *D. trapezoides* Schar., *D. inornata* var. *macra* Lun., *D. elegantella* Belous., *Suchonella cornuta* Spizh., *S. typica* Spizh., *S. stelmachovi* Spizh., *Darwinuloides tatarica* Posn., *D. swijazica* Schar., *Tatariella emphasis* Misch., *T. crassula* Misch., *T. subtilis* Misch., *T. libera* Misch., *T. stricta* Misch., *T. wologodskielle* Misch., *T. imparis* Misch., *T. pulchra* (Belous.), *Sinusuella vjatkensis* Posn., *Gerdalia polenovi* Belous., *Wetluginella* sp., *Necopinella versipella* Belous. и др.

Характерной особенностью флористического комплекса, встреченного в сероцветной пачке (определения С. В. Мейена), является преобладание в нем листьев рода *Pursongia*, что весьма характерно для верхнепермских отложений Поволжья, Прикарпатья, Приуралья, Архангельской и Костромской областей. Определены также виды *Protosphagnum angustifolium* S. Meyen, *Angarocarpus buruntschensis* S. Meyen, известные только из верхнетатарских разрезов, роды *Lepidopteris* sp., *Pelzasperum* sp., приуроченные в основном к триасовым породам, но встречающиеся в верхней перми как Русской платформы, так и Западной Европы.

Спорово-пыльцевые комплексы вятского горизонта характеризуются широким распространением спор папоротникообразных, пыльцы голосеменных с ребристой экзиной и двумя воздушными мешками и пыльцы *Vittatina*. Эти комплексы имеют определенное сходство со спорово-пыльцевыми спектрами татарских отложений Коми АССР (Я. А. Молин).

Мощность вятских отложений в бассейне р. Вохмы изменяется от 74 до 113 м с общей тенденцией увеличения в северо-восточном направлении.

Далее на запад вятские отложения вскрыты скважинами в бассейне р. Пыщуг и на междуречье Унжи и Межи. По данным В. Р. Лозова

ского, они практически не отличаются от вышеописанных разрезов. Для северной части территории характерно преобладание карбонатных пород (до 69% разреза), для южной — терригенных (до 70% разреза).

Мощность вятского горизонта в западном направлении сокращается довольно резко от 80—100 м в бассейне р. Вохмы до 20—30 м в районе г. Кологрива.

На этой территории вятские отложения богаты остатками остракод и филлопод, обнаружены там также пелециподы и гастроподы. Последние образуют до трех горизонтов, приуроченных к средней и верхней части разреза. Среди филлопод *Glyptoasmussia belmontensis* (Mitchell), по заключению Н. И. Новожилова, является руководящей формой для вятского горизонта. Пелециподы *Palaeomutela keyserlingi* Amal. и гастроподы *Gorkyella tychwinskaja* Gus., *G. cf. lutkevici* Rev. широко распространены по всему разрезу верхнетатарского подъяруса. Среди остракод встречены преимущественно те же виды, что в вятских отложениях бассейна р. Вохмы.

Следует отметить, что по материалам В. Р. Лозовского вятские отложения не везде характеризуются такими комплексами остракод как *Suchonella typica*, *S. cornuta* или *Darwinuloides tatarica*, *D. svijazhica*. Из средней части вятского горизонта бассейна р. Унжи в скважинах у д. Анюг и у пос. Советский Е. М. Мишиной определены: *Volganella wetlugensis* Belous., *V. magnaformis* Belous., *V. laevigata* Schn., *Placidea volgensis* Belous., *P. krestovnikovi* Belous., *P. kaschevurovae* Belous., *Tscherdynzeviana pulchra* Belous., *Sinusiella ignota* Spizh.

Такой комплекс остракод встречен в вятском горизонте впервые. В скважине у д. Лейденгское (восточнее пос. Пышуг) в мергелях, залегающих выше базальной пачки вятского горизонта (инт. 165—170 м) определен комплекс остракод, в котором резко преобладает вид *D. parallela*. Зона с *D. parallela* характерна, по Е. М. Мишиной, для северодвинского горизонта этих районов.

Южнее рассмотренных разрезов вятские отложения пройдены скважинами в районе г. Шарьи и пос. Поназырево; верхняя их часть выходит на поверхность в долинах Ней и Шуи. Т. Н. Штыхалюк подразделяет их на две пачки: нижнюю — песчано-мергелистую (13—42 м) и верхнюю — глинисто-мергелистую (12—32 м). По литологическому составу и фаунистической характеристике они практически не отличаются от аналогичных отложений более северных (рассмотренных выше) районов. Следует отметить, что нижняя граница горизонта проведена Т. Н. Штыхалюк не везде однозначно. Мощный (до 25—28 м) горизонт размыва, представленный песками и алевролитами с прослоями песчаников и гравелитов и развитый почти повсеместно в основании вятского горизонта более северных районов, Т. Н. Штыхалюк в одних разрезах относит к вятскому горизонту, в других — к путятинским слоям северодвинского горизонта. Представляется логичнее нижнюю границу вятского горизонта проводить по основанию базальной пачки песков. В этом случае мощность отложений района пос. Поназырево будет составлять около 90—100 м, постепенно уменьшаясь в западном направлении до 57 м в районе г. Мантурова.

Вятские отложения этого района богаты остатками остракод и гастропод. Их комплекс аналогичен комплексу, приведенному для бассейна р. Вохмы.

В известково-доломитовых мергелях в скважине д. Липатово, северо-восточнее пос. Поназырево, Т. Н. Штыхалюк впервые на территории СССР была найдена нижняя челюсть зверообразного пресмыкающегося из группы цинодонтов сем. *Galesauridae*, которая была опреде-

лена Л. П. Татариновым (ПИН АН СССР) как остаток *Nanocynodon seductus* Ta t. gen. et sp. nov. До сих пор представители сем. Galesauridae были известны лишь из верховьев верхней перми (зона Cistecephalus) и нижнего триаса Южной Африки.

В конгломерате из базальной пачки в скважине у г. Мантурова В. Р. Лозовским был найден остаток дистального конца *Reptilia* gen. indet. (определение М. А. Шишкина).

В районе г. Макарьева вятские отложения представлены глинами коричневыми и сиреневато-коричневыми, алевроитовыми, с прослоями песчаников. В основании — песчаники с линзами конгломератов. Мощность отложений около 50 м.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Нижнепермское море было унаследовано от верхнекаменноугольного. В начале ассельского века оно занимало почти всю территорию Московской синеклизы. В условиях нормального открытого моря с разнообразной фауной накапливались в это время известковистые осадки, порой органогенного происхождения. В сакмарский век произошло сокращение морского бассейна и одновременно его засоление. Это выразилось в появлении гипсов и изменении характера фауны (практически полностью исчезли брахиоподы и кораллы, изменился состав фузулинид — вместо крупных швагерин появляются угнетенные мелкие параштаффеллы). В раннесакмарское время на большей (восточной) части территории осадконакопление происходило в условиях относительно слабо засоленного бассейна, где накапливались сульфатно-доломитовые илы. В западной части бассейна, а возможно, и вдоль всей его береговой линии, осадконакопление происходило в условиях сильно засоленных лагун, в которых формировались гипсоносные осадки. Между морским и лагунным бассейнами существовала переходная зона, для которой была характерна постоянная смена морского и лагунного режима.

В поздне-сакмарское время и, возможно, в артинский век на месте морского бассейна возникли лагуны с повышенной соленостью воды, в которых происходило накопление сульфатной (преимущественно ангидритов) и даже сульфатно-галогенной толщи (район Сухонского вала). В процессе накопления сульфатной толщи лагуны неоднократно осушались, в результате чего осадки выходили из-под воды и в условиях засушливого климата растрескивались. Трещины выполнялись красноцветными глинами или доломитами.

На протяжении почти всей нижнепермской эпохи происходило накопление хемогенных, реже органогенных осадков при почти полном отсутствии терригенных. Практически отсутствовала даже примесь терригенного материала в хемогенных породах. Это свидетельствует о спокойной тектонической обстановке областей, прилегающих к бассейну.

В конце нижнепермской эпохи устанавливается континентальный режим в пределах всей рассматриваемой территории.

Начало верхнепермской эпохи характеризовалось пришедшей с востока трансгрессией уфимского бассейна, ограниченного с запада нижнепермским континентальным массивом центральной части Русской платформы. Рассматриваемая территория, как и вся область Московской синеклизы, располагалась в западной, наиболее засоленной части уфимского водоема и характеризовалась наибольшей степенью насыщенности сульфатными соединениями. Сокращение бассейна произошло в конце уфимского времени; регрессия сопровождалась обме-

лением водоема и привносом в него преимущественно песчаного материала. Маломощные, возможно, элювиальные уфимские осадки, которые накапливались, вероятно, на значительно большей территории, чем область современного их развития на западе, были размыты. Нижнеказанская трансгрессия охватила большую часть Московской синеклизы. В это время в условиях неглубокого морского бассейна с разнообразной фауной происходило накопление карбонатных осадков. Однако в результате несколько оживившейся тектонической деятельности окружающих областей сноса (скорее всего, Урала) начался привнос в бассейн значительного количества терригенного материала, в результате чего среди карбонатных пород возникли прослойки терригенные; значительная примесь терригенного материала отмечается и в самих карбонатных породах. На основании изучения литологического состава нижнекайнозойских отложений хорошо прослеживается увеличение терригеновой примеси с запада на восток.

Нижнеказанская трансгрессия не была продолжительной, что в целом было связано, по-видимому, с завершением герцинского цикла развития Русской платформы. Уже в верхнекайнозойское время морской бассейн начал сокращаться, постепенно засолоняться, а к концу верхнекайнозойского времени он полностью исчез.

В татарский век произошло значительное поднятие всей территории Русской платформы, что привело к регрессии верхнеказанского моря. Татарские отложения трансгрессивно залегают на размытой поверхности пород казанского яруса, часто срезая их полностью.

В нижнетатарское время рассматриваемая площадь представляла собой часть озера, занимавшего огромную территорию востока платформы. Бассейн этот был пресноводным на востоке и горько-соленым на западе. Гипсоносные терригенные осадки нижеустьинской свиты формировались в условиях резко континентального климата, в обстановке озерно-морского мелководья, прибрежных равнин, пляжей, заливов и бухт. К концу нижнетатарского времени резко уменьшился снос обломочного материала с Балтийского щита, обусловивший вначале образование кварцевых песчаников нижеустьинской свиты. Терригенные нижеустьинские отложения сменяются вверх по разрезу сухонскими глинисто-карбонатными, накапливающимися в условиях озерно-морского бассейна. В краевой, мелководной, полосе этого бассейна формировались алевриты с палыгорскитом и маломощными прослоями пятнистых доломитов. На северо-востоке рассматриваемого региона, ближе к центральной части бассейна, в разрезе преобладают карбонатные породы. Северодвинское время характеризовалось качественной перестройкой палеотектонической структуры Русской платформы и изменением палеогеографических условий. Зона максимальных прогибов Московской синеклизы, перемещается в это время из центральных ее районов в юго-восточные, а единый нижнетатарский бассейн распадается на обособленные северодвинские водоемы. В зоне сопряжения Московской синеклизы и Токмовского свода начинают формироваться Городецко-Ковернинские дислокации. В это же время закладывается структура Чебоксарско-Пижменского прогиба. Северодвинское время характеризовалось усилением речного стока с Урала на платформу и неравномерным сносом грубообломочного материала. Восточнее рассматриваемого региона, в бассейне р. Камы, четко выделяются три ритма осадконакопления, соответствующие трем этапам усиления и ослабления сноса обломочного материала (слободской, путятинский и юрпаловский горизонты В. И. Игнатьева). На данной площади ритмичность осадконакопления выражена несколько слабее и в разрезе северодвинских отложений не удастся проследить все три ритма. Образова-

ние осадков происходило в условиях речных и озерных водоемов, богатых фауной остракод, гастропод, пелеципод и рыб. На смену вымершей в конце нижнетатарского времени дейноцефаловой наземной фауне пришла парейазавровая.

В вятское время преобладали преимущественно восходящие движения платформ: обширные озера постепенно исчезали, накопление осадков происходило в мелких, разобщенных озерных водоемах и в долинах рек в обстановке континентального климата.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

На рассматриваемой территории присутствуют лишь отложения нижнего отдела триасовой системы. Распространены они в пределах всей Московской синеклизы, но на меньшей площади, чем подстилающие их образования татарского яруса пермской системы. На поверхность нижнетриасовые напластования выступают в долине р. Волги и ее левых притоков — Костроме, Унже, Ветлуге. В наиболее погруженной, осевой, зоне синеклизы они залегают под юрскими отложениями, в бортовых ее частях и в переуглубленных дочетвертичных долинах — непосредственно под четвертичными образованиями.

Проведенные за последние годы геологосъемочные исследования установили более широкое развитие триасовых отложений, чем это представлялось ранее. В настоящее время они известны на большей части Костромской, Ярославской и Ивановской, а также на востоке Калининской и севере Владимирской областей (рис. 64). Мощность их закономерно нарастает с юго-запада на северо-восток и достигает 246 м в районе г. Галича (рис. 65).

Первые указания на присутствие триасовых отложений на рассматриваемой территории имеются в работах Г. П. Гельмерсена (1841, а), Д. Н. Соколова (1842), Р. И. Мурчисона (1841) и других, однако первым исследователем, обоснованно выделившим здесь нижний триас среди пестроокрашенных надцехштейновых отложений, был С. Н. Никитин (1883а). Он отнес к триасу пестроцветные породы бассейна р. Ветлуги («ярус пестрых мергелей») на основании находок в них у с. Большая Слудка щитков и зубов лабиринтодонтос со слабо развитой зубной полостью, а также зубных пластинок двоякодышащей рыбы.

Вопреки взглядам С. Н. Никитина, А. А. Штукенберг, П. И. Кротов, А. В. Нечаев и другие относили всю толщу пестроцветных отложений к пермской системе, считая ее аналогом цехштейна. В 1916 г. Н. Н. Яковлев обработал коллекцию фауны из Костромской и Вологодской губерний и подтвердил выводы С. Н. Никитина о триасовом возрасте верхней части «яруса пестрых мергелей». Однако многие геологи продолжали рассматривать толщу пестроцветных пород, залегающую выше цехштейна, как пермотриасовую (Архангельский, 1922 и др.) или пермскую (Вейденбаум, 1916, 1923).

Первая дробная стратификация нижнетриасовых отложений была предложена Н. Г. Кассиным в 1928 г., выделившим в их составе в бассейнах рек Вятки и Кобры три свиты (X, XI и XII), причем в последней был обнаружен череп амфибии *Wetlugasaurus angustifrons* Riab. Нижние две свиты отнесены к нижнему триасу условно по содержанию в них кремневых и кварцитовых галек, не свойственных пермским отложениям.

М. И. Соколов (1929) и И. И. Кром (1933 г., 1934.) дополнительно собрали фауну из пестроцветных отложений бассейнов Унжи и Ветлуги, подтверждающую их нижнетриасовый возраст. Границу между перм-

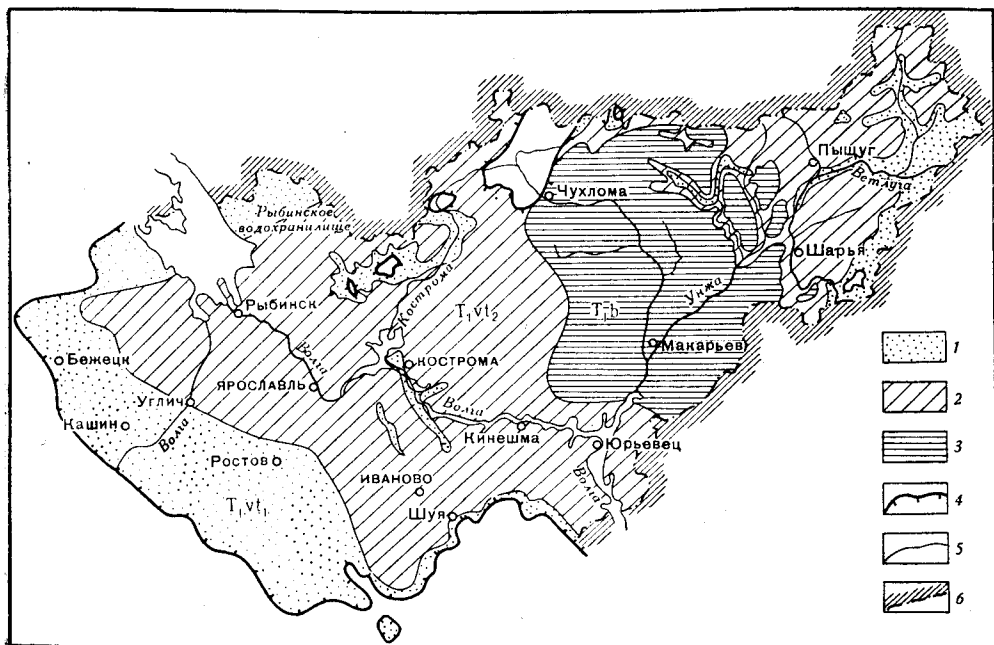


Рис. 64. Схематическая карта распространения нижнетриасовых отложений

1 — ветлужская серия, нижняя подсерия; 2 — ветлужская серия, верхняя подсерия; 3 — баскунцкая (?) серия, федоровский горизонт; 4 — граница распространения нижнетриасовых отложений; 5 — геологические границы; 6 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

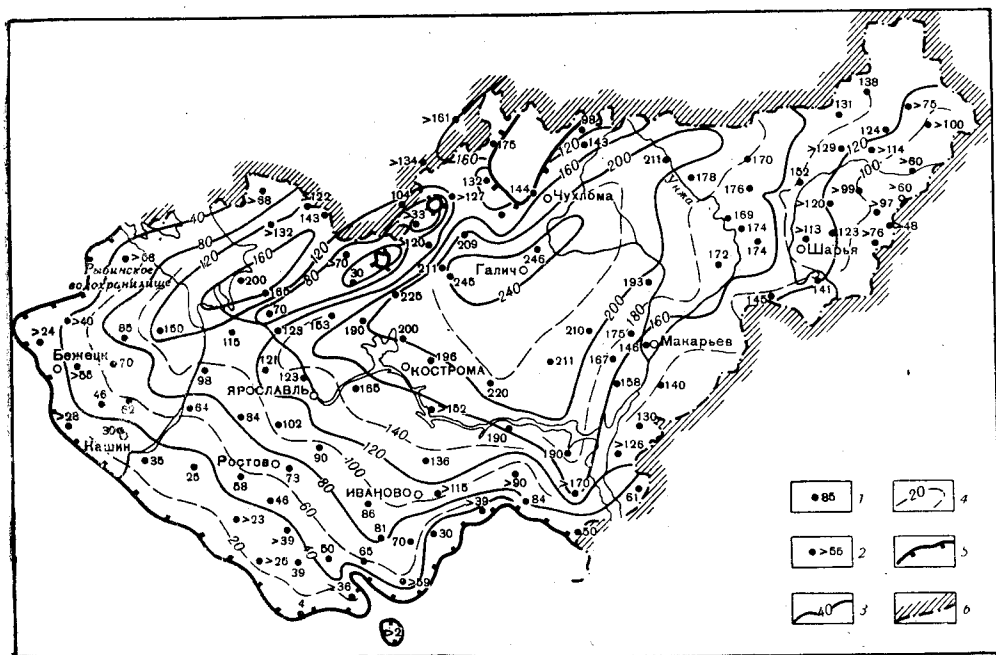


Рис. 65. Карта изопахит ветлужской серии

1 — местоположения скважин и мощность вскрытых ею ветлужских отложений; 2 — местоположения скважин, вскрывших неполную мощность ветлужских отложений; 3 — изопахиты через 40 м; 4 — то же, через 20 м; 5 — граница распространения ветлужских отложений; 6 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

скими и триасовыми отложениями И. И. Кром предложил проводить по исчезновению в триасе прослоев известняка.

А. Н. Мазарович (1934, 1939 а) заменил термин «ветлужский горизонт», впервые предложенный Г. Н. Фредериксом (1919) для верхней части пестроцветной толщи, «ветлужским ярусом» и в бассейне р. Вятки разделил его на две свиты: нижнюю — бережанскую и верхнюю — бузулукскую. В бассейне р. Ветлуги А. Н. Мазарович выделил слуджинскую свиту, являющуюся, по его мнению, аналогом бузулукской свиты.

И. А. Ефремов (1937, 1955) выделил в отложениях нижнего триаса две фаунистические зоны: 1) бентозуховую, характеризующуюся преобладанием неорахитомных лабиринтодонт (*Benthosuchus*, *Wetlugasaurus*) с подчиненным положением рептилий (псевдозухий, ринхоцефалов и проторозавров) и 2) капитозавровую, для которой характерны более прогрессивные стереоспидильные лабиринтодонты (роды *Capitosaurus* и *Trematosaurus*).

В конце 30-х годов из Верхнего Поволжья был описан целый ряд новых видов лабиринтодонт (Гартман-Вейнберг, Кузьмин, 1936; Кузьмин, 1928, 1935), впоследствии переписанных И. А. Ефремовым (1940, 1941). Нижнетриасовые отложения были отнесены Е. М. Люткевичем (1939 г.) к ветлужскому ярусу.

А. И. Зоричевой (1941) для области Вятско-Северодвинских водоразделов (бассейны Юга, Моломы, Вохмы и Великой) была предложена местная трехчленная стратиграфическая схема триасовых отложений с выявлением окатьевской, касьяновской и верходворской свит.

В послевоенный период начинается детальное литолого-палеонтологическое изучение нижнетриасовых отложений в связи с проведением среднemasштабного геологического картирования на территории Московской синеклизы.

С 1949 по 1952 г. в Костромском Поволжье и в бассейне р. Ветлуги проводили работы геологи ВНИГНИ (В. В. Белов, В. П. Ступаков, Д. Л. Фрухт и др.). Их исследованиями подтверждено наличие нижнетриасовых отложений в этом районе.

Работами Я. С. Нижитина в 1952 г. установлено наличие отложений нижнего триаса в Пошехонье-Володарском районе.

Большой вклад в изучение стратиграфии нижнетриасовых отложений был внесен работами геологов Средне-Волжского геологического управления: Г. И. Бломом, В. И. Игнатьевым, И. С. Муравьевым, Б. В. Селивановским и другими, изучавшими их в бассейнах рек Вятки, Ветлуги и Керженца. Г. И. Блом и В. И. Игнатьев (1955) предложили разделить ветлужскую свиту этого района на пять горизонтов, представляющих собой пять законченных ритмов осадконакопления. Для указанных горизонтов были предложены номерные обозначения (I, II, III, IV, V).

В 1958 г. на Всесоюзном совещании по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы ветлужский и баскунчакский ярусы, принятые ранее на совещании 1954 г. в Ленинграде, было решено рассматривать в ранге серий; ветлужскую серию было предложено считать соответствующей индскому ярусу, баскунчакскую — оленекскому. Для Волго-Вятского междуречья была принята пятичленная схема Г. И. Блома, по которой нижние четыре горизонта (рябинский, краснобаковский, шилихинский и спасский) относятся к ветлужской серии, а верхний (федоровский) — к баскунчакской.

Д. Л. Фрухт (1958, 1960) в пределах центральных районов Русской платформы условно, без достаточной палеонтологической характеристики, выделяет три толщи.

Проведенные за последние годы геологосъемочные работы (Г. И. Блом, М. Г. Эдлин, Л. В. Малицкая, Т. Я. Юнанидзе, М. Л. Шилова, А. М. Клеванский, В. Ф. Табачков, Г. В. Абрамов, Т. Н. Штыхалюк, В. Р. Лозовский, А. И. Евсеенков, А. А. Медем, П. А. Большакова, А. Г. Олферьев, Г. Ф. Симонова, А. А. Семенов, И. И. Шипилов, С. В. Алехин, Н. И. Строк, Е. А. Фетищева, С. Я. Гоффеншефер, В. П. Гей, В. Б. Соколова и др.) значительно уточнили границы распространения, литологический состав, мощности нижнетриасовых отложений, а также дополнили их палеонтологическую характеристику.

В. Р. Лозовским (1965, 1967) для бассейнов Унжи, Ветлуги и Юга была предложена трехчленная схема нижнетриасовых отложений с выделением (снизу вверх) вохминского (первоначально в 1965 г. неудачно названного филейским), вахневского и федоровского горизонтов.

За последние годы появилось много работ, посвященных описанию фауны и флоры из нижнего триаса Костромского и Ярославского Поволжья и смежных областей. Спорово-пыльцевые комплексы нижнетриасовых образований изучены В. С. Малявкиной (1960 а, б) и М. К. Кюнтцель (1965). Н. И. Новожилов (1960) описал новые виды конхострак из Ярославской области.

Остракоды из этих отложений были изучены З. Д. Белоусовой (1961) и Е. М. Мишиной (1962 г., 1964 г., 1965 а, 1966). З. Д. Белоусова выделила ряд новых видов, свойственных только триасовым отложениям. Значительное количество новых видов и родов триасовых остракод описала Е. М. Мишина. Наряду с большим значением работ Е. М. Мишиной (выделение большого количества новых видов, прослеженных в последние годы многими палеонтологами на обширной территории Русской платформы), необходимо отметить, что распространение руководящих видов по разрезу является гораздо более широким и сложным, чем это представляется данному исследователю, и несомненно требует дальнейшего изучения.

В 1965 г. Г. И. Блом заканчивает большую сводную работу, в которой приводится подробное описание нижнетриасовых отложений Московской синеклизы, Волжско-Камской впадины и северо-западной части Прикаспийской синеклизы. Ветлужские отложения автор подразделяет на четыре ритмически построенных горизонта, которые имеют своеобразную фаунистическую характеристику. В результате позднейших исследований некоторые данные, изложенные в этой работе, были уточнены (Молин, 1965; Твердохлебов, 1967 г.; Лозовский, 1967; Горбаткина, Строк, 1967 г.).

Большинство исследователей, производивших среднемасштабную геологическую съемку в пределах Московской синеклизы, пользовались схемой Г. И. Блома. Однако при этом выделение горизонтов производилось не всегда правильно, что привело к ряду неувязок.

Не существует единого мнения о возрасте сероцветной толщи с *Pleuromeia rossica* Neib., широко развитой в Угличско-Костромском Поволжье. А. И. Евсеенков, А. А. Медем, Е. М. Мишина (1965 а, 1966) и другие считают, что она соответствует шилихинскому горизонту схемы Г. И. Блома. Н. И. Строк и Т. Е. Горбаткина после изучения стратотипических разрезов в бассейне р. Ветлуги в 1967 г. пришли к выводу, что сероцветная толща соответствует спасскому горизонту, а нижняя (красноцветная) толща, сопоставлявшаяся ранее (Семенов, 1966 г.; Строк, 1967 г.; Фетищева, 1967 г.; Гоффеншефер, 1968 г.) с рябинским и краснобаковским горизонтами, отвечает трем нижним горизонтам схемы Г. И. Блома. Эта же точка зрения была высказана Г. В. Абрамовым в 1966 г. Сам Г. И. Блом рассматривает сероцветную пачку

Сопоставление стратиграфических схем ниже

А. Н. Мазарович, 1939 г.	Е. М. Люткевич, 1939—1935 гг.	А. И. Зоричева, 1941 г.	Г. И. Блом, 1954—1965 гг.	В. И. Игнатъев, Р. Р. Туманов, 1956 г.	Д. Л. Фрухт, 1938—1960 гг.	В. Р. Лозовский и др., 1962—1966 гг.; А. Г. Олферьев и др., 1966; Б. М. Кордун, А. А. Мелем и др., 1962 г.	Т. Н. Штыхалюк и др., 1932—1935 гг.
			Федоровский горизонт	III горизонт		Федоровский горизонт (?)	Федоровский горизонт (?)
Слудкинская свита	Ветлужский ярус	Верходворская свита	Спасский горизонт	II горизонт	III толща	Спасский горизонт	Спасский горизонт
						Шилихинский горизонт	
Бережанская свита	Филейская свита	Касьяновская свита	Шилихинский горизонт	I горизонт	II толща	Краснобаковский горизонт	Шилихинский горизонт
			Краснобаковский горизонт				Краснобаковский горизонт
			Рябинский горизонт				Рябинский горизонт
		Окатыевская свита	Рябинский горизонт		I толща	Рябинский горизонт	Рябинский горизонт

Ярославского Поволжья как аналог краснобаковского и шилихинского горизонтов. В. Р. Лозовский (1967) пришел к выводу, что вохминский горизонт, сопоставляющийся им ранее с рябинским и краснобаковским горизонтами схемы Г. И. Блома, правильнее соотносить с тремя нижними горизонтами.

В настоящей работе для данной территории в нижнетриасовых отложениях выделяются ветлужская и баскунчакская (?) серии. Отложения ветлужской серии подразделяются на две подсерии — нижнюю и верхнюю (табл. 11). Нижняя подсерия соответствует нижней (красноцветной) толще западных районов, филейской свите В. М. Люткевича (1939, 1955), вохминскому горизонту В. Р. Лозовского (1967) и может быть сопоставлена с тремя нижними горизонтами схемы Г. И. Блома (1960 а, 1965 г.). Верхняя подсерия соответствует сероцветной и красноцветным толщам западных районов, спасскому горизонту схемы

Таблица 11

триасовых отложений Московской синеклизы

Н. И. Строк и др., 1967 г.	В. Р. Лозовский, 1965—1967 гг.	Е. М. Мишина, 1965—1966 гг.	М. К. Кюнтцель, 1965 г.	Схемы по фауне наземных позвоночных		Схема, принятая в настоящей работе	
				И. А. Ефремов, 1937—1955 гг.	М. А. Шипкин, В. Г. Очев, 1967 г.		
Федоровский горизонт (?)	Федоровский горизонт (?)	Зона <i>Darwinuloides kostromensis</i> , <i>D. justus</i>	III спорово-пыльцевой комплекс	Лабиринто-водицинодонтовый комплекс I (VI зона)	Фауна <i>Parotosaugus</i>	Баскунчакская серия (?)	Федоровский горизонт
Спасский горизонт	Вахневский горизонт	Зона <i>Darwinula postparalella</i> , <i>Marginella necessaria</i>	II спорово-пыльцевой комплекс	Ветлужский лабиринтодонтово-архозавровый комплекс (V зона)	Верхняя (ветлужав-розовая группировка)	Ветлужская серия	Верхняя подсерия
Шилехинский горизонт					Средняя бентозуховая группировка		
Краснобаковский горизонт	Вохминский горизонт	Зона <i>Darwinula mera</i> , <i>Gerdalia variabilis</i>	I спорово-пыльцевой комплекс		Фауна Нижняя („парабентозуховая“) группировка		
Рябинский горизонт							

Г. И. Блома и вахневскому горизонту В. Р. Лозовского. Федоровский горизонт, как аналог баскунчакской серии, ввиду отсутствия палеонтологических доказательств, на данной территории выделяется условно.

ВЕТЛУЖСКАЯ СЕРИЯ

Ветлужская серия представлена пестроцветными континентальными песчано-глинистыми образованиями аллювиального и озерного генезиса. В восточной части территории и ее строении значительную роль играют фации руслового аллювия (пески с прослоями песчаников и конгломератов), которые по мере движения на запад постепенно сменяются озерными фациями (глинами, алевритами и алевролитами). Исходя из этого, выделяются три района (рис. 66): 1) бассейны рек Унжи и Ветлуги (преобладают аллювиальные фации) 2) Кинешемское По-

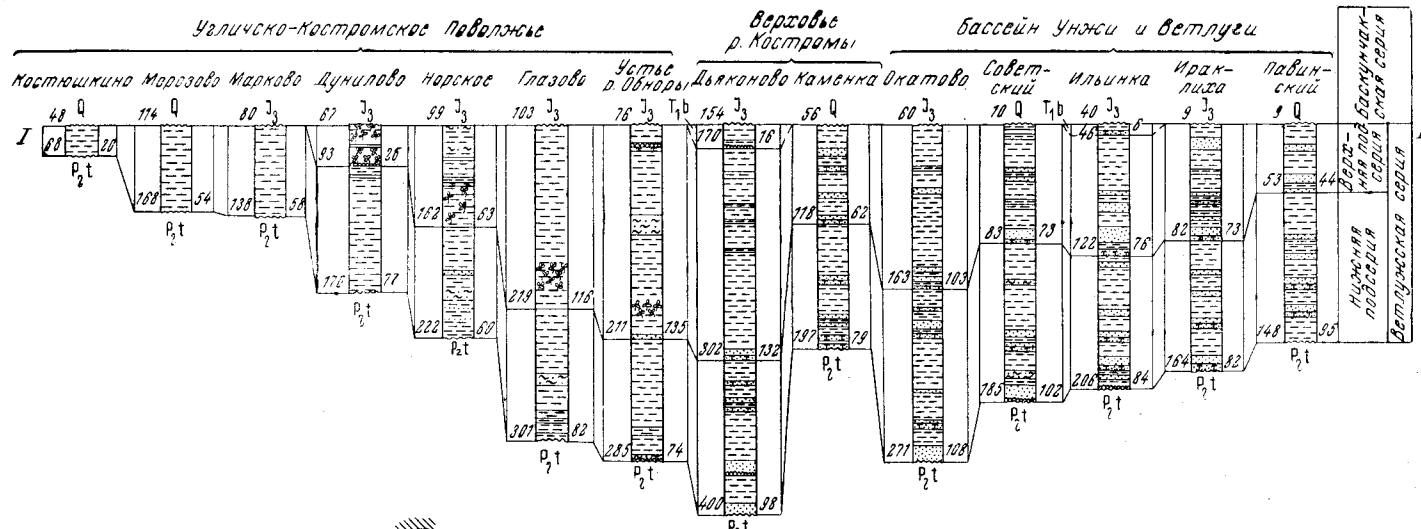
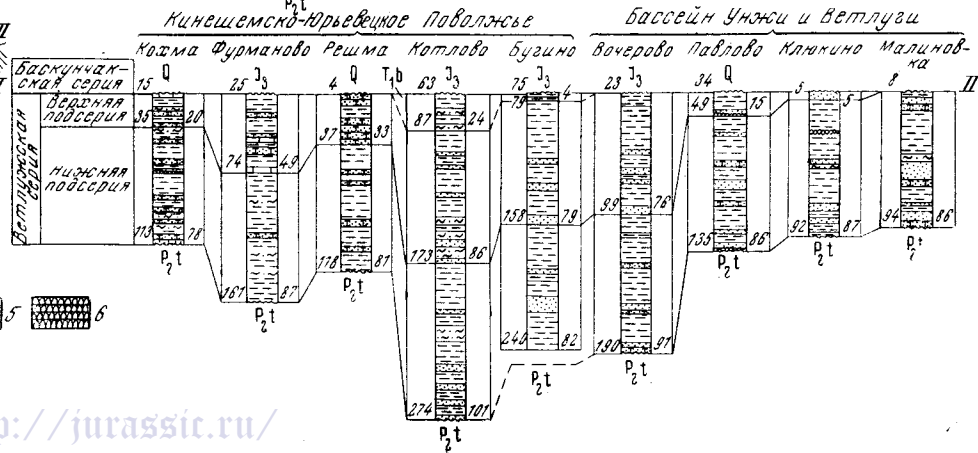
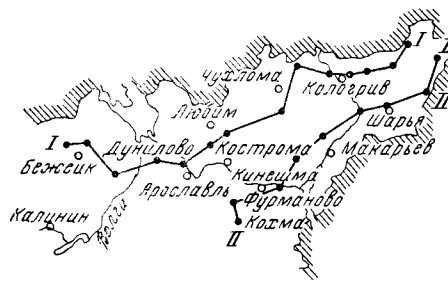


Рис. 66. Сопоставление разрезов нижнетриасовых отложений в районе Бежецк — Иваново — Шарья — Кологрив

1 — пески; 2 — глины; 3 — алевроиты; 4 — алевролиты; 5 — известняки; 6 — конгломераты; 7 — песчаники; 8 — растительные остатки; 9 — разрыв. Цифры слева от колонок указывают глубину вскрытия горизонта, цифры справа — мощность горизонта в метрах. Индексами обозначены: P_{2t} — верхняя пермь, татарский ярус; J₃ — верхнеюрские отложения; Q — четвертичные отложения



волжье и верховья р. Костромы (аллювиальные и озерные фации), 3) Угличко-Костромское Поволжье с прилегающими районами Калининской и Владимирской областей (преимущественное развитие озерных фаций).

НИЖНЯЯ ПОДСЕРИЯ

Отложения нижней подсерии залегают несогласно на подстилающих татарских образованиях. Они резко отличаются от последних по литологическому, минеральному и химическому составу и резкой смене содержащихся в них органических остатков, отражающих крупные изменения палеогеографических условий на рубеже палеозоя и мезозоя. Современная граница распространения отложений нижней подсерии совпадает с границей развития нижнетриасовых отложений.

Бассейн Унжи и Ветлуги

Отложения нижней подсерии развиты здесь повсеместно. Выходы их на дневную поверхность наблюдаются в верховьях р. Ветлуги и ее среднем течении между селами Рождественское и Одоевское.

Контакт с подстилающими татарскими напластованиями прослежен лишь в разрезах скважин. В основании триаса наблюдаются пески, реже алевриты, с прослоями песчаников и конгломератов. Пески мелкозернистые, неравномерноглинистые, зеленовато-серые, красновато-коричневые, голубовато-серые, полимиктовые, горизонтальнослоистые и косослоистые. Песчаники, залегающие в виде отдельных прослоев мощностью 0,1—0,2 м, мелкозернистые, изредка с гравийными зернами. Обломочный материал представлен метаморфическими породами (преобладают), угловатыми зернами кварца, обломками раскристаллизованного стекла, серицитизированного плагиоклаза, хлорита, мусковита, биотита, эпидота и др. Цемент кальцитовый, по типу базальный и поровый.

Конгломераты мелкогалечные, состоят из угловато-окатанного гравия и гальки (до 3 см в диаметре) пестроцветных глин, мергелей, песчаников, алевролитов, реже кремня и кварцита. Кремень и кварцит довольно часто встречаются в бассейне р. Вохмы. Мощность базальной пачки составляет 3—7 м, максимальная (22,9 м) отмечена в бассейне Вохмы. В ряде скважин пески отсутствуют, и глины триаса налегают непосредственно на мергели или глины вятского горизонта.

Отложения нижней подсерии представляют собой толщу пестроцветных пород, состоящую из нескольких (в основном трех) ритмически построенных пачек. Ритм начинается песками с прослоями песчаников и конгломератов (русловая фация), сменяющимися выше слоистыми глинами с прослоями алевритов и алевролитов (пойменная или дельтовая фация) и заканчивается глинами с большим количеством стяжаний мергеля (озерная фация).

В ряде скважин среди глин пойменной фации нижних двух ритмов встречены темно-серые алевритовые глины с большим количеством растительных остатков, спор и пыльцы. Такие образования, как это убедительно показано для татарских отложений В. И. Игнатьевым (1963), являются старичными. Эти глины встречены в скважинах у д. Тодино (0,5 км к северу от г. Кологрива) и д. Окатово (20 км северо-западнее г. Кологрива), в бассейне р. Пыщуг у деревень Рябиновцы и Колпашница, у с. Спасское в долине р. Вохмы и у Павинского лесопункта в верховьях р. Шубот.

Полно построенные ритмы встречаются сравнительно редко. Наиболее четко прослеживается нижний ритм, сопоставляемый с рябинским

горизонтом схемы Г. И. Блома (1960 а, 1965 г.). Мощность его составляет 4—38 м в бассейне р. Вохмы, 13—38 м в среднем течении р. Ветлуги, 0—27 м в долине р. Неи, 14—39 м в бассейне р. Пыщуг, 22—46 м в верховьях р. Унжи и 18—32 м в бассейне среднего течения р. Унжи.

Т. Н. Штыхалюк в бассейне р. Неи отмечено отсутствие нижнего ритма (рябинского горизонта) и непосредственное залегание следующего (краснобаковского горизонта) на пермских отложениях.

Согласно стратотипическим разрезам Г. И. Блома, Т. Н. Штыхалюк в южной части рассматриваемой территории кроме рябинского горизонта выделяет напластования краснобаковского и шилихинского горизонтов общей мощностью 48—88 м. Последние два горизонта В. Р. Лозовский (1962 г., 1965 г., 1966 г.) и А. Г. Олферьев (1966 г.) на основании общности литологического состава и единого комплекса фауны остракод, конхострак и наземных позвоночных объединяли в один горизонт, ошибочно называя его краснобаковским. В разрезе этого горизонта в восточных районах (бассейны Пыщуга и Вохмы) было выделено до четырех ритмов, количество которых к западу, в бассейне р. Унжи, сокращается до двух, вероятно, соответствующих краснобаковскому и шилихинскому горизонтам бассейна р. Ветлуги.

Пески, залегающие в основании отдельных ритмов, тождественны базальным пескам. Мощность их достигает 20 м, в среднем же она не превышает нескольких метров. Наиболее регионально выдержанной является песчаная пачка краснобаковского горизонта.

В пойменных фациях нижней подсерии наиболее характерной разновидностью пород являются глины тонкоалевритистые и алевритистые, красновато-коричневого цвета с розоватым или фиолетовым оттенком, тонкослоистые, слюдистые, известковистые и неизвестковистые. Микрослоистая текстура обусловлена чередованием микрослоев (0,2—2 мм) различного гранулометрического состава, степени ожелезнения и окраски. Глины содержат мелкие (0,5—2 см) стяжения мергеля, изредка с небольшими пустотами, выполненными кальцитом. Часто отмечаются горизонтальные прослои (до 0,05—0,1 м) голубовато-серого алеврита. Алевритовая примесь глин представлена угловатыми зернами кварца, обломками эффузивных пород основного и среднего состава, кремнистых пород, кварцита, чешуйками биотита, замещенного гидроокислами железа.

Озерными образованиями, по-видимому, являются глины алевритово-песчаные и алевритовые, красновато-коричневые, известковистые, аргиллитоподобные, с жирным блеском, с ясно выраженными плоскостями скольжения, на которых нередко развиваются кальцит и гидроокислы марганца.

Одной из характерных разновидностей озерных и пойменных глин являются красновато-коричневые, пятнами голубовато-серые, алевритовые и песчано-алевритовые, известковистые глины, содержащие большое количество светлых мергелистых стяжений и неправильной формы включения голубовато-серого алеврита.

Алевриты крупнозернистые и песчаные, голубовато-серые, желтовато-, розовато- и светло-коричневые, иногда фиолетовые, полимиктовые, слоистые и косослоистые. Они встречаются среди всех фациальных типов в виде маломощных (0,01—0,05 до 0,5 м) прослоев.

Минеральный состав легкой фракции нижней подсерии характеризуется преобладанием кварца (63—75%)¹ и обломков кремнистых пород

¹ Здесь приведены значения средних содержаний минералов в отдельных разрезах. При пометке «в среднем» приводятся средние значения содержания минералов, вычисленные по всем опробованным разрезам.

(10—23%) над полевыми шпатами (10%); количество слюд составляет 4%. В составе тяжелой фракции отмечается увеличение по сравнению с верхнепермскими отложениями содержания эпидота (11—74%, в среднем 44%) и непрозрачных рудных минералов — магнетита, ильменита, хромита, лейкоксена (14—67%, в среднем 35%) за счет резкого сокращения количества прозрачных устойчивых минералов (граната, циркона, апатита и др.).

В бассейне р. Ветлуги у с. Одоевское М. А. Шишкиным по сборам Т. Н. Штыхалюк определены амфибии *Tupilakosaurus* sp., рептилии *Phaanthosaurus* sp., *Chasmatosuchus* sp., а также чешуя *Palaeoniscidae* g. ind. В бассейне р. Вохмы у с. Спасское в конгломератах, залегающих в средней части разреза нижней подсерии, Г. И. Бломом (1965 г.), а впоследствии В. Р. Лозовским совместно с А. Г. Олферьевым и М. В. Дубовским (1965 г.) обнаружены покровные кости *Benthosuchiidae* g. ind., позвонки *Tupilakosaurus* sp., челюсти рептилии *Phaanthosaurus* sp. и *Chasmatosuchus* sp., а также чешуи *Palaeoniscidae*. Из верхней части подсерии в бассейне р. Унжи в керне скважины у д. Шоргутово В. Р. Лозовским отобраны позвонки и клык *Tupilakosaurus* sp., остатки проколофона *Phaanthosaurus*, зубы архозавра *Chasmatosuchus* и чешуя палеонисцид. В бассейне р. Ветлуги, а также в верхах разреза, обнажающегося у д. Вшивцево, В. Р. Лозовским найдено ребро амфибии *Tupilakosaurus*.

Широкое развитие фауны *Tupilakosaurus*, многочисленные местонахождения которой выявлены Г. И. Бломом (1954 г., 1959 г., 1960а, 1965 г.) и В. И. Игнатьевым (1956) в отложениях рябинского, краснобаковского и шилихинского горизонтов бассейна р. Ветлуги совместно с проколофонами *Phaanthosaurus*, позволяют считать эту группировку руководящей для нижней подсерии. Батрахоморфный лабиринтодонт *Tupilakosaurus* был описан Э. Нильсеном из прибрежно-морских отложений нижнего триаса Восточной Гренландии (зоны *Otoceras* — *Cygnites*). Это дает возможность производить параллелизацию континентальных отложений нижней подсерии ветлужской серии с индским ярусом. В отложениях нижней подсерии найдено большое количество конхострак (определения Н. И. Новожилова). А. Г. Олферьевым в нижней части в бассейне р. Вохмы найдены: *Pseudestheria kashirtzevi* Novoj., *Ps. pliciferina* Novoj., *Ps. vjatkensis* Novoj., *Cyclotunguzites gutta* Lutk., *Notocrypta mavi* Novoj., известные из низов бузулукской свиты бассейна р. Самары и *Limnadia samarica* Novoj., встреченная ранее Г. И. Бломом (1965 г.) в ромашкинской свите того же района. Из верхней половины нижней подсерии собраны *Glyptoasmussia blomi* Novoj., *G. pygmaea* Novoj., *Lioestheria blomi* Novoj., *Vertexia tauricornis* Lutk.

В бассейне Ветлуги и Неи в отложениях нижней подсерии Т. Н. Штыхалюк найдены: *Pseudestheria putjatensis* Novoj., *Ps. wetlugensis* Novoj., *Cyclestheria rossica* Novoj., *Glyptoasmussia blomi* Novoj., *Lioestheria blomi* Novoj., *Cyclotunguzites gutta* Lutk., *Sphaerestheria aldanensis* Novoj., *Eulimnadia wetlugensis* Novoj., *Cornia melliculum* Lutk., *Vertexia tauricornis* Lutk.

Кроме этих форм конхострак В. Р. Лозовским в бассейне Унжи и Ветлуги обнаружены: *Pseudestheria sibirica* Novoj., *Gabonesteria rossica* Novoj., *G. itilica* Novoj., *G. kologrivica* Novoj., *Cyzicus samaricus* Novoj., *Eulimnadia elliptica* Novoj., *Cornia jugensis* Novoj., *C. buzulukensis* Novoj., *C. votchensis* Novoj., *C. shochroportjugensis* Novoj., *C. iniqua* Novoj., *C. konjuchovi* Novoj., *Limnadia blomi* Novoj., *L. kostromica* Novoj., *L. bzulukiana* Novoj., *L. tananykiana*

Novoj., *L. volgaica* Novoj., *Curvacornutus lozowskyi* Novoj., *Rhynchositum kojuchovi* Novoj., *Megasitum* sp.

Ряд форм впервые встречены в этом районе и представляют собой новые виды; некоторые формы были ранее обнаружены Г. И. Бломом в бузулукской и тананькинской свитах Общего Сырта. Обращает внимание факт довольно частого нахождения в нижней подсерии представителей семейства Limnadiidae и Vertexiidae (роды *Cornia*, *Limnadia*, *Eulimnadia*, *Curvacornutus*, *Rhynchositum*, *Megasitum*), отсутствующих в верхневетлужской подсерии этого района.

В отложениях нижней подсерии в бассейне Унжи и Ветлуги обнаружено много видов остракод (определения Е. М. Мишиной): *Darwinula oblonga* Schn., *D. gerdae* Gleb., *D. fragilis* Schn., *D. obruchevi* Schn., *D. malachovi* Spizh., *D. arta* Lüb., *D. pseudoinornata* Belous., *D. triassiana* Belous., *D. pseudoobliqua* Belous., *D. accuminata* Belous., *D. lavioris* Belous., *D. longissima* Belous., *D. artiformis* Mand., *D. eichilata* Mand., *D. ochianensis* Mand., *D. obventis* Mand., *D. acuta* Misch., *D. mera* Misch., *D. postparallela* Misch., *D. aff. modesta* Misch., *Gerdalia longa* Belous., *G. rara* Belous., *G. dactyla* Belous., *G. wetlugensis* Belous., *G. polenovi* Belous., *G. noinskiyi* Belous., *G. pseudocrassa* Belous., *G. rixosa* Misch., *G. variabilis* Misch., *Volganella* sp., *Wetluginella* sp., *Nerechtina* sp. и др.

Часть перечисленных видов *Darwinula fragilis* Schn., *D. chramovi* Gleb., *D. malachovi* Spizh. переходит из отложений татарского яруса. Следует отметить, что все виды нижней зоны (за исключением *Darwinula mera*) переходят в вышележащие отложения, хотя в нижней подсерии они встречаются гораздо чаще и в большем количестве.

Из сероцветной пачки, залегающей в нижней части ветлужских отложений в бассейне Унжи и Ветлуги, М. К. Кюнтцель был изучен спорово-пыльцевый комплекс, для которого характерно большое количество пыльцы голосеменных растений (57—91%). Содержание спор папоротникообразных (25—31%) значительно больше, чем в пермских отложениях. Среди голосеменных преобладает пыльца из группы семенных папоротников, имеющая ребристое строение экзины (37—61%). В этом комплексе появляются: *Taeniaesporites* cf. *novimundi* Jans (1—8,5%), *T.* cf. *noviaulensis* Lesch. (0—12,5%) и *T.* cf. *obex* Valme (0—5%). Большое значение приобретает пыльца *Ginkgocycadophytus* Samoil. (6—47%, в среднем 16%). Содержание двухмешковой пыльцы, сходной с пыльцой современных семейств Podocarpaceae и Pinaceae, уменьшается по сравнению с верхнепермскими комплексами и составляет 10—12%. В большом количестве присутствуют споры: *Leiotriletes microdiscus* К.-М., *L. calamitaeformis* К.-М., *L.* cf. *incertus* Bolch., *Limbella ovaliformis* Mal., *Danaeopsites?* *brevispina* Mal., *Osmunda sphaerinaefromis* Mal., var. *tenua* К.-М. *Leptolepidites* cf. *verrucatus* Cooper и др. Довольно много спор *Zonotriletes* (1,5—16%), среди которых встречены новые виды, имеющие некоторое сходство с *Kraeuselisporites* Lesch. Микроспоры *Schizaeacites* и *Gnetacea epollenites* достигают 10—14%.

Очень близкий по видовому составу к данному спорово-пыльцевой комплекс был получен М. К. Кюнтцель из сероцветной пачки, обнаруженной В. Р. Лозовским в скважине у с. Пермас в бассейне р. Юг и сопоставляемой с низами краснобаковского горизонта. В этом комплексе наблюдается некоторое увеличение (до 40%) количества спор и папоротникообразных за счет уменьшения пыльцы голосеменных. Увеличивается также содержание гинкговых и цикадофитов (в среднем до 25%), появляется пыльца *Voltziapites* Mal., не встреченная в вышеопи-

санном комплексе. Среди спор возрастает содержание *Lophotriletes* sp., *Trichomanes* sp., *Leiotriletes microdiscus* К.-М.; полностью исчезает пыльца *Vittatina*.

Описанные спорово-пыльцевые комплексы являются близкими, по заключению М. К. Кюнтцель, к комплексам, описанным В. С. Малявкиной (1960а, б) для нижней части ветлужской серии Западного и Эмбенского Приуралья, к комплексам из туринской серии Тургайского прогиба, изученным Г. М. Романовской, а также к первому комплексу Э. А. Копытовой (1963) из триасовых отложений Актюбинского Приуралья.

Общая мощность нижней подсерии увеличивается в описываемом районе с востока на запад от 78 м (нижнее течение р. Ирдом и верховья р. Вохмы) до 105—110 м (верховья Куданги, Межи, Княжей и Пеженги).

Кинешемское Поволжье и верховья р. Костромы

Нижневетлужская подсерия развита на данной территории повсеместно, за исключением сводовых частей Солигаличского и Святицкого поднятий в верховьях р. Костромы. На крыльях этих структур они вскрываются под четвертичными отложениями, на всей остальной территории — под напластованиями верхней подсерии.

В северной части территории они залегают на северодвинском горизонте татарского яруса с ясными следами размыва. В их основании прослеживаются песчаники мощностью до 9 м (скважина у д. Каменка), мелкозернистые, зеленовато-серые, с частыми прослоями красновато-коричневых глинистых разностей, полимиктовые, известковистые. В подошве песчаники более грубые, содержащие гальку глинисто-мергелистых пород. Южнее, в наиболее погруженной части Московской синеклизы, скважиной у д. Дьяконово (в 18 км северо-восточнее г. Галича) в основании подсерии вскрыты пески мелкозернистые, нередко косолоистые, переслаивающиеся с алевроитами, содержащие прослой розового песчаника. Мощность песков 7 м. На правобережье Волги (бассейн Меры и Желвати) в основании триаса обычно встречаются аналогичные пески мощностью до 10 м. Однако в ряде случаев на контакте с пермскими отложениями развиты слоистые глины с прослоями алевроитов или песков, залегающие на северодвинских глинах или песчаниках без следов резкого размыва.

В отложениях нижней подсерии этого района большинством исследователей (А. М. Клеванский и В. Ф. Табачков, А. А. Медем, Б. М. Кордун и др.) выделено два ритма седиментации, нижний из которых ими сопоставляется с рябинским, а верхний с краснобаковским горизонтами схемы Г. И. Блома. Мощность нижнего ритма на юго-восточном крыле Солигаличского поднятия составляет 17 м (д. Каменка), южнее, в осевой зоне Московской синеклизы, — 21—25 м, в бассейнах рек Меры и Желвати достигает 32 м (скважина у д. Котлово). Верхний ритм имеет мощность 66—68 м в северной части территории, южнее, в бассейне р. Волги, 52—82 м.

В ряде скважин (Тренино, Клеванцово, Рябинкино и др.) в разрезе нижней подсерии удается выделить три ритма. В целом же количество их уменьшается по сравнению с районом Унжи и Ветлуги.

Основную часть разреза нижней подсерии слагают тонкопереслаивающиеся глины, алевроиты и алевролиты. Глины коричневые, розоватые, алевроитовые, слоистые, часто известковистые, нередко с тонкими ветвящимися прожилками голубовато-серого цвета. В глинах, слагающих нижнюю подсерию, происходит заметное уменьшение по сравне-

нию с более восточными районами мощности прослоев однородно окрашенных разностей с зеркалами скольжения, хотя эти глины еще играют заметную роль в разрезах северных районов. Алевриты голубовато-серые и коричневые, полимиктовые, слоистые и косослоистые, залегают в виде тонких (до 1—5 см) прослоев, либо в виде вытянутых включений, вокруг которых окраска приобретает красный или фиолетовый оттенок. Алевролиты красные и голубовато-серые, участками пятнисто-окрашенные, глинистые, часто содержат включения пестроцветных глин; цемент кальцитовый, реже глинисто-карбонатный.

В тяжелой фракции пород нижней подсерии этого района по сравнению с районом бассейна рек Унжи и Ветлуги отмечается некоторое увеличение (до 55% в среднем) содержания эпидот-цоизита за счет непрозрачных рудных минералов (24%), а также аутигенных (пирита, барита, гидроокислов железа, 13%).

В отложениях нижней подсерии в районе Солигаличского поднятия в керне скважины у д. Токарево обнаружены конхостраки *Pseudostheria rybinskensis* Novoj., *Sphaerostheria aldanensis* Novoj., *Eulimnadia elliptica* Novoj. Ю. П. Шатовым в ряде скважин найдены *Pseudostheria sibirica* Novoj., *Vertexia tauricornis* Lutk. В бассейнах рек Меры и Желвати, по данным А. М. Клеванского и В. Ф. Табачкова, в нижней части нижней подсерии (рябинском горизонте) встречены *Palaeolimnadiopsis albertii* (Voltz.), *Concherisma* aff. *trapezoidales* (Netsh.).

Довольно много остракод было обнаружено в нижней подсерии в северной и восточной частях этого района (скважины у деревень Бугино, Дьяконово, Матюково, Рябинкино, Токарево, Каменка и др.). Среди них Е. М. Мишиной определены довольно редко встречающиеся виды, перешедшие из татарских отложений: *Darwinula fragilis* Schn., *D. fragilis* var. *angusta* Schn., *D. parallela* (Spitz.), *D. malachovi* (Spizh.), *Suchonella stelmachovi* Spizh., *Gerdalia polenovi* Belous. и большое количество форм, характерных для нижнетриасовых отложений: *Darwinula oblonga* Schn., *D. nota* Schn., *D. obruchevi* Schn., *D. gerdae* (Gleb.), *D. triassiana* Belous., *D. lavioris* Belous., *D. pseudoornata* Belous., *D. pseudooblonga* Belous., *D. crassa* Belous., *D. pseudoobliqua* Belous., *D. arta* Lub., *D. incrassajula* Mand., *D. tepicalis* Mand., *D. eichilata* Mand., *D. artaformis* Mand., *D. torulosa* Mand., *D. mera* Misch., *D. acuta* Misch., *Gerdalia dactyla* Belous., *G. longa* Belous., *G. wetlugensis* Belous., *G. noinskyi* Belous., *G. rara* Belous., *G. variabilis* Misch. и многие другие.

Аналогичный комплекс остракод определен Г. В. Чернышевой из отложений нижней подсерии бассейна р. Лух на правом берегу р. Волги.

Полная мощность нижней подсерии в районе Солигаличского поднятия составляет 81 м (д. Каменка), 106 м в бассейне р. Меры (д. Клеванцово), на правом берегу Волги она уменьшается до 78 м у д. Луговое и 81 м в с. Решма.

Угличско-Костромское Поволжье

Отложения нижней подсерии широко развиты и в западной части Московской синеклизы. На дневную поверхность они выходят лишь на склонах Любимского поднятия, где вскрываются правыми притоками р. Костромы.

На подстилающих напластованиях, которыми, как правило, являются северодвинские, нижневетлужская подсерия залегает здесь с разрывом. В ее основании в большинстве разрезов прослеживаются пески, реже алевриты, с единичными прослоями песчаников и конгломера-

тов. Пески и песчаники красновато-коричневые, пятнами и прослоями зеленовато-голубовато-серые, мелкозернистые, реже среднезернистые, полимиктовые, неравномерноглинистые и алевроитовые, горизонтально-слоистые, реже косослоистые. Обломочный материал, составляющий 60—75% всей массы породы, представлен угловато-окатанными зернами кварца, серицитизированными и пелитизированными обломками полевых шпатов, зернами циркона, турмалина, рутила, ставролита, минералов группы эпидота — цоизита и кремнистых пород. Цемент песчаников кальцитовый, по типу базальный и поровый. Конгломераты мелкогалечные, состоят из угловато-окатанных гравия и гальки (0,2—3 см), пестроцветных глин, мергелей, песчаников и алевролитов. Мощность базальной пачки колеблется от 1 до 5 м. В ряде разрезов пески в основании нижней подсерии отсутствуют, и глины триаса налегают на глины и мергели северодвинской свиты.

Основная часть подсерии представлена глинами с подчиненными прослоями алевроитов и песков. Глины коричневато-красные и красновато-коричневые, пятнами голубовато-серые, в различной степени алевроитовые, известковистые, плотные, часто содержащие катыши глин. Для глин характерны зеркала скольжения (особенно в верхней части), скорлуповатая отдельность и наличие ветвящихся прожилков, выполненных голубовато-серым алевроитом (следы корней растений). В глинах встречаются прослойки песков и алевроитов мощностью от нескольких сантиметров до 1—2 м (редко превышают 3 м). В разрезе нижневелужской подсерии, особенно в ее нижней части встречаются прослойки яркоокрашенных (розовато-коричневых и коричневато-розовых, светло-фиолетовых, фиолетово-коричневых), тонкодисперсных, слабо известковистых, плотных, тонкогоризонтальнослоистых, с полураковистым изломом глин со скоплениями раковин конхострак.

В Угличско-Костромском Поволжье в нижней подсерии выделяют обычно две ритмические пачки лимнического типа. Нижняя пачка, сопоставляемая условно с рябинским горизонтом Г. И. Блома (Н. И. Строк, 1967 г.; А. А. Медем, 1964 г.), развита, по-видимому, повсеместно в пределах распространения нижней подсерии. Мощность ее в бассейне правых притоков р. Костромы (реки Соть, Обнора и др.) колеблется от 7 до 32 м, в Угличском Поволжье мощность более выдержанная и составляет 30—35 м, а в Кимрско-Калининском Поволжье (Г. Ф. Симонова, О. Н. Лаврович) мощность ее сокращается до 15—22 м.

Верхняя пачка значительно более мощная и более сложно построенная. Мощность ее в бассейне правых притоков р. Костромы составляет 50—60 м, при движении на запад и юго-запад (Угличско-Ярославское Поволжье) сокращается до 30—35 м. Эта пачка сопоставлялась А. А. Медем и Н. И. Строком условно с краснобаковским горизонтом Г. И. Блома. В основании верхней пачки почти повсеместно прослеживаются пески, содержащие иногда прослойки мелкогалечных глинистых конгломератов. Мощность базального слоя пачки колеблется от 1 до 7—8 м и довольно часто превышает мощность базального слоя нижней пачки. Остальная часть ритма представлена глинами, содержащими маломощные (0,2—0,5 м) прослойки песков и алевроитов, а на отдельных участках тонкопереслаивающимися глинами и алевроитами. Значительно реже (скважина у д. Починок севернее г. Любима) верхняя ритмопачка распадается на ряд самостоятельных, но обычно с маломощным базальным слоем пачек. Таких пачек выделяется до пяти.

Общая мощность нижней подсерии составляет в бассейне р. Костромы 90—105 м, в междуречье Костромы и Шексны — 70—82 м, в Ярославском, Рыбинском и Угличском Поволжье — 70—75 м. В от-

дельных разрезах Ярославского и Угличского Поволжья мощность ее уменьшается до 64 (д. Овинище) и 60 м (д. Норское). Далее на запад мощность подсерии сокращается до полного выклинивания за счет срезания ее верхних горизонтов последующими размывами.

Минеральный состав легкой фракции пород нижней подсерии характеризуется преобладанием кварца (60—85%) над полевыми шпатами (15—40%). В составе тяжелой фракции отмечается по сравнению с татарскими отложениями увеличение содержания минералов группы эпидота и цоизита (80%) и резкое сокращение (в 2—5 раз) устойчивых минералов (циркон 5—8%, гранат 4—6%).

Нижняя подсерия этого района охарактеризована фауной конхострак и остракод. В бассейне правых притоков р. Костромы Н. И. Строком встречены (определения Н. И. Новожилова): *Cyclestheria rossica* Novoj., *Pseudestheria putjatensis* Novoj., *Lioestheria blomé* Novoj., *L. ordinata* Novoj., *L. acuta* Novoj., *Sphaerestheria aldanensis* Novoj., *Sph. belorussica* (?) Novoj., *Megasitum lundongaensis* Novoj., *Limmadia eskinoica* Novoj., *L. sotensis* Novoj., *Leptolimnadia kashmurunica*, Novoj.

А. А. Медем в Костромском Поволжье обнаружены: *Cornia melleculum* Lutk., *Vertexia tauricornis* Lutk., *Cyclestheria rossica* Novoj., *Lioestheria blomi* Novoj., *Pseudestheria putjatensis* Novoj., *Ps. sibirica* Novoj.

Из отложений подсерии в междуречье Костромы и Шексны Г. В. Чернышевой определены остракоды: *Darwinula triassiana* Belous., *D. pseudoinornata* Belous., *D. longissima* Belous., *D. pseudooblunga* Belous., *D. malachovi* (Spizh.), *D. cf. postparallela* Misch., *D. cf. acuminate* Belous., *D. mera* Misch., *Gerdalia longa* Belous., *G. noinskyi* Belous., *G. wetlugensis* Belous., *G. dactyla* Belous., *G. rixosa* Misch., *G. variabilis* Misch. и ряд новых форм, описанных Е. М. Мишиной, из родов *Gerdalia* и *Darwinula*. В указанном комплексе представители рода *Gerdalia* преобладают; весьма близкие комплексы остракод, в которых представители рода *Gerdalia* также преобладают, были определены Г. В. Чернышевой в отложениях нижней подсерии Ярославского и Угличского Поволжья и бассейна р. Мологи.

ВЕРХНЯЯ ПОДСЕРИЯ

Отложения верхней подсерии распространены на меньшей площади, чем образования нижней подсерии. От последних они отличаются по литологическому составу, особенно в области развития озерных фаций, и по составу содержащихся в них органических остатков.

Бассейны Унжи и Ветлуги

Отложения верхней подсерии развиты на большей части рассматриваемого района и отсутствуют лишь в долине р. Вохмы и верховьях р. Ветлуги. На дневную поверхность они выходят в долинах рек Пыщуг, Куданга (приток р. Юг), в среднем течении Унжи и Ветлуги.

В основании верхней подсерии почти повсеместно прослеживаются пески мелкозернистые коричневато-серые и зеленовато-серые, реже голубовато-зеленые, полимиктовые, слюдистые, косослоистые, прослоями сильно ожелезненные, с частыми прослоями песчаников и гравелитоконгломератов. Обломочный материал состоит из кварца, полевого шпата, метаморфических и кремнистых пород, слабо раскристаллизованного стекла, порфирита. Цемент песчаников кальцитовый, по типу базальный и пойкилитовый. Состав гальки и гравия в гравелито-кон-

гломератах: пестроцветные глины, мергели, песчаники. В восточной части района встречается редкая галька кремня. Мощность базальной пачки изменяется от 3 до 10 м, достигая иногда 19 м (бассейн р. Вохмы).

Верхняя часть верхней подсерии сложена глинами с прослоями песков, алевроитов, алевролитов, песчаников и внутриформационных конгломератов. Ритмичность, характерная для нижней подсерии, выражена в этих отложениях менее отчетливо. Это объясняется тем, что русловые фации занимают в разрезе верхней подсерии подчиненное значение за счет резкого возрастания пойменных и озерных фаций. Все же в них удается выделить от двух до трех пачек, из которых две прослеживаются почти на всей рассматриваемой территории.

Нижняя пачка, выделенная В. Р. Лозовским и А. Г. Олферьевым под названием «шилихинский горизонт» и Т. Н. Штыхалюк как «спасский горизонт», имеет мощность до 58 м в бассейне р. Вохмы, 26—44 м в бассейне Межи и Пышуг, 31—60 м в бассейне верхнего течения Унжи и 30—56 м в бассейне среднего течения этой реки. Отложения верхней пачки, называемые В. Р. Лозовским «спасским горизонтом», имеют более ограниченное распространение, они развиты на правом берегу Ветлуги ниже впадения р. Пышуг, а также частично на водоразделе рек Пышуг и Вочь. Мощность их достигает 46 м в бассейне р. Унжи.

Наиболее распространенными породами, слагающими нижнюю и частично верхнюю пачки, являются тонкоалевритовые и алевроитовые глины, светло-коричневые, с красноватым оттенком, карбонатные, слоистые, с трещинами усыхания, с характерными включениями и прослоями до 5 см голубовато-серого алевроита или песка. Включения округлой, реже неправильной формы, размером от 1 до 10 см, нередко окружены тонкой (3—4 мм) оторочкой яркого красного или лилового цвета («глазки»). В глинах часто встречаются примазки и дендриты черных гидроокислов марганца. Эти глины, по-видимому, представляют собой озерные отложения. В них часто содержатся конкреции светло-серого с коричневатым или розоватым оттенком алевроитистого мергеля размером до 10 см.

Другой характерной разностью глин, встречающейся в обеих пачках, являются глины коричневые и красные, алевроитовые и песчано-алевритовые, неслоистые или слабо слоистые, с включениями неправильной формы голубовато-серого алевроита, имеющими нечеткие расплывчатые очертания. В целом для глин верхней подсерии, по сравнению с нижней, характерны более яркие пестрые окраски и почти полное отсутствие зеркал скольжения.

Алевроиты светло-коричневые, розоватые, голубовато-серые, крупнозернистые, песчаные, нередко глинистые, слоистые и косослоистые, полимиктовые, участками сильно слюдитые, местами сцементированы кальцитовым цементом до состояния алевролитов. Мощность прослоев алевроитов не превышает 0,5 м, алевролитов 0,2 м. Пески, песчаники и конгломераты, залегающие в виде отдельных прослоев мощностью до 9,6 м, тождественны таковым базальных слоев.

При движении с востока на запад наблюдается уменьшение содержания русловых фаций и возрастание роли озерных, т. е. те же закономерности, что и для отложений нижней подсерии.

Отложения верхней подсерии отличны по минеральному составу от пород нижней подсерии. В составе легкой фракции уменьшается содержание кварца (53—59%) и обломков кремнистых пород (5—12%) за счет увеличения полевых шпатов (14—33%) и слюд (10—19%). Среди минералов тяжелой фракции наблюдается относительное увеличение по сравнению с нижней подсерией непрозрачных рудных минералов

(14—71, в среднем 37%), содержание эпидота — цоизита снижается (14—68, в среднем 39%). Наблюдается незначительное уменьшение устойчивых прозрачных минералов (до 6% в среднем).

В отложениях верхней подсерии встречено довольно много местонахождений остатков наземных позвоночных. На правом берегу Ветлуги под д. Зубовское в песках с прослоями песчаников и конгломератов, залегающих в нижней части верхней подсерии, по данным И. А. Ефремова и Б. П. Вьюшкова (1955), содержатся костные остатки амфибии *Wetlugasaurus angustifrons* Riab., *Thoosuchus* и рептилии *Chasmatosuchus rossicus* Huene, *Scharschengia enigmatica* Huene. Отсюда же Т. Н. Штыхалюк найдены зубные пластинки двоякодышащих рыб *Gnathorhiza* sp., зубы хрящевых ганоидных рыб *Saurichthys* (сем. *Belonogonhynchidae*) и чешуя *Palaeoniscidae*.

Ряд местонахождений, приуроченных к средней и верхней частям разреза верхней подсерии, расположенных в бассейнах Унжи, Ветлуги и Юга, были открыты или обследованы В. Р. Лозовским (1965). Из конгломератов, выходящих по правому берегу р. Унжи ниже устья р. Юзы, в которых Е. М. Люткевичем (1939 г.) были найдены кости *Benthosuchidae* и чешуи *Colobodus* sp., обнаружены фрагмент черепа *Wetlugasaurus* sp., а также рептилии *Procolophonidae* g. ind. *Archosauria?* g., ind., зубные пластинки *Gnathorhiza* sp. и чешуя палеонисцид. В долине р. Куданги (правый приток р. Юг) под д. Куданга были найдены амфибия *Wetlugasaurus*, рептилии *Chasmatosuchus* sp. и *Microcnemus* (?) sp. (и большое количество зубных пластинок *Gnathorhiza*). На правом берегу Пыщуга под д. Решетово из голубовато-серых песчаников, в которых А. И. Зоричева (1941) обнаружила кости амфибий, были найдены *Procolophonidae* g. ind. и *Gnathorhiza* sp. На правом склоне долины р. Бол. Георгиевица (левый приток р. Межи) у с. Георгиевское в прослое конгломерата были найдены фрагментарные остатки *Benthosuchidae* g. ind., зубные пластинки *Gnathorhiza* sp. и чешуя палеонисцид.

Остатки наземных позвоночных были встречены также в керне ряда скважин. В. Р. Лозовским в керне скважины у д. Васильево найдены остатки амфибии *Thoosuchus* sp., а в керне скважин в г. Кологриве и д. Суховерхово (долина р. Унжи), у д. Тропино и д. Пустынь (долина р. Княжая), у д. Козлиха (долина р. Межи) встречены амфибии *Wetlugasaurus* sp., остатки лепидозавров (неопределимые) и зубные пластинки *Gnathorhiza*. Аналогичная фауна была обнаружена Т. Н. Штыхалюк в 1962 г. в керне скважины, расположенной на водоразделе рек Унжи и Ветлуги.

Как видно из сказанного, отложения верхней подсерии содержат иной комплекс наземных позвоночных, по сравнению с нижней подсерией. В них исчезают амфибии *Tupilakosaurus*, на смену которым приходят ветлугазавры и тоозухи. Форма *Benthosuchus sushkini* Ef g. распространена преимущественно в нижней подсерии, однако в расположенном на севере рассматриваемой территории местонахождении Вахнево, характеризующем низы верхней подсерии, эта форма встречена в большом количестве вместе с *Thoosuchus* sp., *Tichvinskia jugensis* Tschud. et Vjusch., т. е. с формами, отсутствующими в нижней подсерии¹. Широким распространением в отложениях верхней подсерии пользуются двоякодышащие ряды *Gnathorhiza*.

¹ Одновременность существования *Benthosuchus* на севере, в бассейне р. Юг, и *Wetlugasaurus* на юге, в бассейне Ветлуги, допускали А. П. Быстров и И. А. Ефремов (1940).

Среди конхострак в отложениях верхней подсерии В. Р. Лозовским в бассейне Унжи и Ветлуги в целом ряде скважин обнаружены: *Pseudostheria putiatensis* Novoj., *Ps. sibirica* Novoj., *Ps. vjatensis* Novoj., *Ps. kashirtzevi* Novoj., *Ps. wetlugensis* Novoj., *Ps. buzulukensis* Novoj., *Lioestheria blomi* Novoj., *L. ignatjevi* Novoj., *Cycloestheria rossica* Novoj., *Cyclotunguzites gutta* (Lutk.), *Glyptoasumussia triassica* Novoj., *G. wetlugensis* Novoj., *G. blomi* Novoj., (определения Н. И. Новожилова).

В отложениях верхней подсерии по данным Т. Н. Штыхалюк, В. Р. Лозовского и А. Г. Олферьева встречены остракоды: *Darwinulus gerdae* (Gleb.), *D. oblonga* Schn., *D. fragilis* Schn., *D. fragilis* var. *angusta* Schn., *D. arta* Lüb., *D. elongata* Lun., *D. pseudoinornata* Belous., *D. crassa* Belous., *D. accuminata* Belous., *D. triassiana* Belous., *D. pseudoobliqua* Belous., *D. eichilata* Mand., *D. artaformis* Mand., *D. obventis* Mand., *D. tepicalis* Mand., *D. ubeiterata* Mand., *D. sedecenbis* Mand., *D. postparallela* Misch., *D. temporalis* Misch., *D. vocalis* Misch., *Suchonella* cf. *stelmachovi* Spizh., *Darwinuloides kostromensis* Misch., *D. justus* Misch., *Gerdalia dactyla* Belous., *G. longa* Belous., *D. cf. vetlugensis* Belous., *G. cf. rara* Belous., а также новые виды, относящиеся к родам *Marginella*, *Wetluginella*, *Kostromella* (определения Е. М. Мишиной).

В верхней подсерии встречено значительно меньше видов, перешедших из татарских отложений (*Darwinula fragilis* Schn., *D. aff. inornata* Belous., *Suchonella* cf. *stelmachovi* Spizh. и др.), значительно сократился по сравнению с нижней подсерией количественный и видовой состав рода *Gerdalia*. В верхней подсерии отмечается усиленное видообразование родов *Wetluginella*, *Nerechtina*, *Marginella* и *Kostromella* (отдельные представители их встречены и в отложениях нижней подсерии).

Мощность верхней подсерии увеличивается с востока на запад от 20—30 м на правом берегу р. Пыщуг до 70—80 м в бассейне р. Межи. Наибольшая мощность отмечается в бассейне верхнего течения р. Унжи (деревни Черменино и Окатово) — 95 м.

Кинешемское Поволжье и верховья р. Костромы

Отложения верхней подсерии распространены в этом районе почти повсеместно, за исключением сводовой части Солигаличского и Святицкого поднятий, где они отсутствуют, так же как и образования нижней подсерии. В южной части территории в долине р. Волги они выходят непосредственно на дневную поверхность, на большей же части территории вскрываются буровыми скважинами под средне- и верхнеюрскими, а частично, возможно, и под баскунчакскими образованиями.

Отложения верхней подсерии, как и в бассейне рек Унжи и Ветлуги, залегают на нижней подсерии со следами размыва (несколько менее четкого). На севере территории в ряде скважин в основании ее вскрывается пачка песков, песчаников и алевролитов с маломощными прослоями (0,02—0,1 м) конгломератов, состоящих из глинисто-мергелистой гальки размером до 4 см. Пески и песчаники коричневатые-серые, прослоями красновато-коричневые и голубовато-серые, мелкозернистые и алевролитовые, полимиктовые. Мощность базальной пачки 4—5,5 м. Южнее, в осевой зоне Московской синеклизы, базальная пачка представлена песками мощностью 2—4 м, в основании содержащими прослой гравелита. Аналогичный характер имеет нижний контакт в южной части территории в бассейне рек Меры и Желвати, причем мощность базальной пачки здесь также незначительная.

Верхняя часть подсерии сложена глинами, алевролитами, алевролитами с прослоями песчаников и внутрiformационных конгломератов. Для них характерно наличие тонкого горизонтального переслаивания, особенно в нижней половине разреза. Эти отложения существенно не отличаются от таковых, развитых в бассейне Унжи и Ветлуги.

Большинство исследователей этого района подразделяли отложения верхней подсерии на две пачки, нижняя из которых сопоставлялась с шилихинским, а верхняя — со спасским горизонтами схемы Г. И. Блома. Однако это деление являлось условным, граница между горизонтами, как правило, проводилась в средней части толщи на подошве одного из прослоев внутрiformационных песков, песчаников или алевролитов.

Доля русловых фаций в отложениях верхней подсерии незначительна и составляет около 10%.

Из отложений верхней подсерии Кинешемско-Юрьевецкого Поволжья известно несколько местонахождений наземных позвоночных (Решма, Семигорье, Плес, Красные Пожни). Так, из местонахождения Плес (по данным И. А. Ефремова и Б. П. Вьюшкова, 1955) происходит *Thoosuchus weidenbaumi* Kuzm., *Wetlugasaurus (Vologosuchus) cornutus* Efr., из песчаников и конгломератов низов верхней подсерии, обнажающихся у с. Решма, *Thoosuchus sp.*, *Wetlugasaurus sp.* Здесь же А. М. Клеванским и Г. И. Бломом встречены зубные пластинки *Gnathorhiza sp.* Из местонахождения Семигорье (в 30 км выше г. Кинешмы) А. П. Гартман-Вейнберг и Ф. М. Кузьмин (1936) описали *Wetlugasaurus (Capitosaurus) volgensis* (H. Wein. et Kuzm.), *Thoosuchus sp.* В местонахождении Красные Пожни найден *Wetlugasaurus (Vologosuchus) sp.*

В скважинах, расположенных в осевой зоне Московской синеклизы, Ю. П. Шатовым в отложениях верхней подсерии обнаружены конхотраки: *Pseudestheria putjatensis* Novoj., *Ps. sibirica* Novoj., *Lioestheria ignatjevi* Novoj., *L. blomi* Novoj., *Cyclestheria rossica* Novoj., *Cyclotunguzites gutta* Lutk., *Glyptoasmussia wetlugensis* Novoj. В бассейне рек Меры и Желвати в нижней половине верхней подсерии встречены: *Pseudestheria putjatensis* Novoj., *Ps. rybinskensis* Novoj., *Ps. sibirica* Novoj., *Lioestheria blomi* Novoj., *Concherisma jakuticum* Novoj., *Taimyrites aff. strachovi* Novoj., а в верхней: *Pseudestheria kashpirtzevi* Novoj., *Ps. aff. nordvikensis* Novoj., *Ps. rybinskensis* Novoj., *Ps. wetlugensis* Novoj., *Ps. vjatkensis* Novoj., *Lioestheria ignatjevi* Novoj., *L. blomi* Novoj., *Loxomicroglypta sp.*, *Concherisma sp.* (А. М. Клеванский и В. Ф. Табачков). Кроме того, из верхней подсерии П. А. Большаковой из ряда скважин в бассейне р. Мезы обнаружены *Pseudestheria putjatensis* Novoj., *Ps. nordvikensis* Novoj., *Ps. rybinskensis* Novoj., *Lioestheria blomi* Novoj., *Glyptoasmussia pygmaea* Novoj., *Ragosinia leonidi* Novoj., *Rossoestheria acutangularis* Novoj., *Taimyrites pruvosti* Novoj., *Loxomicroglypta urjumensis* Novoj.

В отложениях верхней подсерии, вскрытых скважинами на большей части рассматриваемой территории, Е. М. Мишиной обнаружены остракоды: *Darwinula oblonga* Schn., *D. gerdae* (Gleb.), *D. triassiana* Belous., *D. pseudoinornata* Belous., *D. pseudoobliqua* Belous., *D. acuminata* Belous., *D. pseudooblonga* Belous., *D. arta* Lub., *D. eichilata* Mand., *D. incrassafula* Mand., *D. ubeiterata* Mand., *D. ochianensis* Mand., *D. postparallela* Misch., *D. modesta* Misch., *D. temporalis* Misch., *Gerdalia wetlugensis* Belous., *G. rara* Belous., *G. variabilis* Misch., *Darwinuloides cf. kostromensis* Misch. и ряд форм, перешедших из татарских отложений.

Мощность верхней подсерии значительно увеличивается по сравнению с восточными районами и составляет 148 м в д. Дьяконово (осевая зона Московской синеклизы) и 127 м в пос. Раслово. Южнее, в бассейнах Меры и Желвати, она снижается до 118 м у д. Окулово и 112 м у д. Луговое.

Угличско-Костромское Поволжье

В рассматриваемых районах верхняя подсерия распространена менее широко, чем нижняя, что связано с ее интенсивным размывом в последующее время. Она отсутствует в пределах Любимского и Даниловского поднятий, а также во многих глубоких дочетвертичных долинах.

На дневную поверхность верхняя подсерия выходит в долине р. Волги ниже г. Рыбинска (д. Паршино), восточнее г. Данилова в устьевой части р. Лунки (правый приток р. Соти), у д. Максимовское на р. Черемухе (правый приток р. Волги).

В основании верхней подсерии почти повсеместно залегают пески мелкозернистые, алевроитистые, красновато-коричневые, полимиктовые, тонкогоризонтально- и косослоистые, прослоями ожелезненные, с конкрециями песчаника на кальцитовом цементе. Иногда в нижней части разреза в песках встречаются полуокатанные галька и гравий пестроцветных глин, мергелей, песчаников и алевролитов. Мощность базального слоя 1—6 м.

Наиболее полные разрезы верхней подсерии установлены в бассейне р. Костромы. Верхняя подсерия здесь может быть расчленена на три толщи: нижнюю — толщу слоистых глин, среднюю — алевроитово-глинистую и верхнюю — глинистую.

Толща слоистых глин, сопоставлявшаяся ранее Н. И. Строком (1967 г.), А. А. Медем (1964 г.), П. А. Большаковой (1963 г.) с шилихинским горизонтом Г. И. Блома бассейна р. Ветлуги, сложена глинами коричневатой и фиолетово-розовыми, красновато-коричнево- и голубовато-серыми, известковистыми, тонкогоризонтальнослоистыми, с прослоями (до нескольких сантиметров) и включениями голубовато-серого, охристо-серого и охристо-желтого алевроита или мелкозернистого песка.

В нижней части толщи часто присутствует сероцветная пачка мощностью 5—10 м, представленная серыми глинами с многочисленными обуглившимися остатками растений. Выше сероцветной пачки (в 35—40 м выше подошвы верхней подсерии) встречается один или несколько (до 5) прослоев оолитового, реже органогенно-обломочного (гастроподового) известняка мощностью 3—10 см. Прослои известняка разделены между собой прослоями (5—20 см) глин.

Из слоистой толщи среднего течения р. Костромы Н. И. Новожиловым определен разнообразный комплекс конхострак, среди которых наиболее часто встречаются: *Lioestheria blomi* Novoj., *L. jaroslaven-sis* Novoj., *L. ignatjevi* Novoj., *L. quellaensis* Novoj., *Glyptoasmus-sia wetlugensis* Novoj., *G. pygmae* Novoj., *Pseudestheria wetlugensis* Novoj., *Ps. rybinskensis* Novoj., *Ps. sibirica* Novoj., *Ps. kashirtzevi* Novoj., *Ps. putjatensis* Novoj. и др. Аналогичный комплекс конхострак встречен А. А. Медем в слоистой толще Костромского Поволжья.

В отложениях слоистой толщи встречаются многочисленные остатки остракод, среди которых Е. М. Мишиной в Костромском Поволжье определены: *Darwinula ubeitereta* Mand., *D. artaformis* Mand., *D. arta* Lüb., *D. accuminata* Belous., *D. pseudoinornata* Belous., *D. triassiana* Belous., *D. oblonga* Schn., *D. gerdæ* (Gleb.), *D. post-parallelæ* Misch., *D. temporalis* Misch., *D. modesta* Misch., *Gerda-*

lia rara Belous., *G. wetlugensis* Belous., *G. longa* Belous., *G. dactyla* Belous. и целый ряд новых видов из родов *Marginella*, *Nerechтина*, *Wetluginella*.

Весьма близкий комплекс остракод, среди которых преобладают представители родов *Marginella*, *Nerechтина* и *Darwinula*, был описан Г. В. Чернышевой из слоистой толщи правых притоков р. Костромы. В прослоях известняков в скважине у д. Ширянки (западнее г. Приволжска) найдены гастроподы (определения А. К. Гусева): *Vetlugaia aristovensis* (Rev.), *Bithynia* (?) sp., *B. kostromensis* Gus. sp. n. (Г. И. Блом).

В спорово-пыльцевом комплексе сероцветной пачки бассейна правых притоков р. Костромы (определения Н. И. Умновой) споры резко преобладают над пыльцой. Среди спор доминируют споры плауновидных (*Pleuromeia*), среди пыльцы — оболочки *Ginkgocicadophitus*. Пыльца хвойных встречается редко (единичные экземпляры) и представлена *Striatotraploxypinus* и *Striatopodocarpites*.

В Костромском Поволжье, по данным М. К. Кюнтцель, в спорово-пыльцевом спектре преобладает пыльца. Однако, как и для бассейна правых притоков р. Костромы, среди спор доминирует *Pleuromeia* (30—50%) при подчиненном значении *Calamitaceae* и *Equisetaceae*, а среди пыльцы — голосеменные (43—77%) с содержанием пыльцы *Ginkgocicadophitus* 30—50%, иногда до 72% и пыльцы типа *Podozamites* 10—12%. Пыльца древних представителей класса *Coniferales*, имеющая зерна с ребристым телом (*Striatopinites Striatopodocarpites*), встречается в незначительных количествах.

Средняя алевритово-глинистая толща, сопоставлявшаяся ранее А. А. Медем (1964 г.) и Н. И. Строком (1967 г.) со спасским горизонтом Г. И. Блома бассейна р. Ветлуги, представлена глинами, содержащими многочисленные прослои, включения и присыпки алеврита. Глины светло-коричневые, пятнами голубовато-серые, алевритовые, преимущественно слабо известковистые, плотные, то тонкослоистые, то комковатые, с плоскими катышами тех же глин и мергелистыми стяжениями размером 0,2—3,0 см. Алевриты, составляющие до 20—30% разреза, бледно-коричневые, пятнами голубовато-серые, известковистые, полимиктовые, глинистые, плотные, тонкогоризонтально- и косослоистые. Для толщи весьма характерны блеклые цвета, неоднородность текстуры, взаимные переходы от глин к алевриту, и, наоборот, и почти полное отсутствие фауны. В бассейне правых притоков р. Костромы были встречены единичные конхостраки (определения Н. И. Новожилова): *Glyptoasmussia blomi* Novoj., Г. В. Чернышевой определены остракоды: *Darwinula vocalis* Misch., *D. fragilis* Schn., *D. cf. pseudoinornata* Belous., *Gerdalia* sp. и некоторые новые виды — представители родов *Darwinula* и *Darwinuloides*. Единичные *Darwinula oblonga* Schn., *D. vocalis* Misch., были определены Е. М. Мишиной из алевритово-глинистой толщи Костромского Поволжья.

Мощность алевритово-глинистой толщи в бассейне р. Костромы составляет 34—50 м, в Костромском Поволжье — менее 18 м.

Верхняя, глинистая, толща, сопоставляемая с верхней частью спасского горизонта (А. А. Медем, Н. И. Строк), сохранилась только в наиболее погруженной части Московской синеклизы, в нижнем течении рек Обноры, Соти и Касти (правые притоки р. Костромы).

Она сложена глинами темно-красновато-коричневыми, ярко-коричневатокрасными, розовато-коричневыми и голубовато-серыми и различной степени алевритистыми, преимущественно известковистыми, плотными, массивными, с крупными зернами скольжения и мергелистыми стяжениями размером до 2—2,5 см.

В глинистой толще среднего течения р. Костромы Г. В. Чернышевой были обнаружены остракоды: *Darwinula postparallela* Misch., *D. temporalis* Misch., *D. accuminata* Belous., *D. pseudoobliqua* Belous., *D. fragilis* Schn., *D. fragilis* var. *angusta* Schn., *D. malachovi* (Spizh.) и некоторые новые виды Е. М. Мишиной из родов *Darwinula* и *Darwinuloides*.

Мощность толщи составляет 17—22 м. Общая мощность верхней подсерии бассейна р. Костромы составляет 116—135 м.

Минералогические исследования показали, что для всех трех толщ верхней подсерии характерны те же ассоциации минералов и в тех же пропорциях, что и для нижней подсерии.

К западу и юго-западу от рассмотренных районов стратиграфическая полнота разрезов верхней подсерии Угличско-Костромского Поволжья быстро уменьшается за счет срезания ее верхних горизонтов. Верхняя глинистая толща не прослеживается западнее меридиана г. Данилова, а средняя алевритово-глинистая толща выклинивается несколько восточнее г. Ярославля. Значительно шире распространена толща слоистых глин, которая прослежена скважинами в Ярославской, Ивановской, восточной части Калининской и северной части Владимирской областей. В этой толще постепенно при движении с востока на запад возрастает количество сероцветных пород, мощность которых в Угличско-Ярославском Поволжье достигает 25 м (скважина д. Варегово).

Залегают толща на подстилающих ее нижневетлужских отложениях с разрывом. В основании ее прослеживаются песчаники, пески или алевриты с маломощными (до 0,2 м) прослоями мелкогалечных глинистых конгломератов, в основном же разрез толщи представлен переслаивающимися глинами, песками и алевритами, содержащими обильную фауну (филлоподы, остракоды и наземные позвоночные). Для нее характерны тонкогоризонтальнослоистые текстуры и прослой мергелистых тонкоплитчатых глин. В верхней части этих напластований, примерно в 36—43 м выше подошвы верхней подсерии, отмечается прослой оолитового известняка мощностью до 20 см, содержащего обломки раковин гастропод. Иногда на этом уровне встречается несколько прослоев оолитовых или гастроподовых известняков мощностью 5—10 см, разделенных такими же маломощными прослоями глин. В единичных случаях (в районе г. Ярославля) прослой оолитовых известняков были встречены в нижней части толщи.

В 1939 г. В. В. Асоновым в верхневетлужских отложениях, вскрытых у г. Рыбинска в котловане ГЭС, были найдены обломки костей и фрагменты нескольких черепов лабиринтодонтов. И. А. Ефремов и Б. П. Вьюшков (1955) из них определили *Benthosuchus sushkini* Efr. М. А. Шишкин из сборов В. В. Асонова, хранящихся в Палеонтологическом институте АН СССР, определил парасфеноид *Wetlugasaurus* sp., части черепа и два фрагмента носовой области *Thoosuchus* sp. (молодые особи) и часть челюсти *Saurichthus* sp. Из этих же отложений происходят *Thoosuchus (Trematosaurus) jakovlevi* Riab. из окрестностей г. Рыбинска (Рябинин, 1926) и *Thoosuchus acutirostris* H. Wein. et Kuzn. из бассейна р. Черемухи (Иванов и др., 1959).

Остракоды (из сборов Е. А. Фетищевой, определения Г. В. Чернышевой) представлены: *Darwinula postparallela* Misch., *D. temporalis* Misch., *D. modesta* Misch., *D. baschkirica* Star., и многочисленными видами из родов *Nerechtina*, *Marginella*, *Wetluginella*, *Kostromella*, *Darwinula* (новые виды Е. М. Мишиной), среди которых представители родов *Marginella* и *Nerechtina* преобладают. Отложения верхней подсерии охарактеризованы и флористически. М. Ф. Нейбург (1960) из сборов В. В. Асонова, обнаружившего растительные остатки в тонко-

слоистых песчанистых глинах сероцветной толщи в котловане ГЭС у г. Рыбинска, описан новый вид плауновидных *Pleuromeia rossica* Neub. Впоследствии остатки этих растений были обнаружены А. А. Медем, М. К. Кюнтцель, Г. И. Бломом в целом ряде скважин в аналогичных отложениях Ярославского и Костромского Поволжья.

В скважине у пос. Норское близ г. Ярославля в породах верхней подсерии (на глубине 160 м) был обнаружен спорово-пыльцевой спектр (изучен Т. Ф. Бертеневой по сборам Г. И. Блома), в котором споры и пыльца находятся в равных количествах. Среди спор преобладает *Pleuromeia rossica* (до 32% от общего числа зерен). В значительно меньших количествах обнаружены: *Leiotriletes microdiscus* K.-M., *Hymenozonotriletes selaginellaeformis* Sam., *Schizaeacites kostae* Rom. В пыльцевой части спектра доминируют зерна *Ginkgocycadophytus* Sam. (до 28% от общего количества зерен спор и пыльцы), затем *Bennettites* (8,8%). Содержание пыльцы с ребристым телом составляет 9,6%. Пермская пыльца *Vittatina subsaccata* Sam. и *V. striata* Lub. содержится лишь в единичных зернах.

Сходный спорово-пыльцевой комплекс был получен М. К. Кюнтцель (1965) в сероцветных породах, вскрытых в районе г. Костромы (деревни Ширяиха и Ворсино) и Н. И. Умновой в районе г. Данилова. Указанный комплекс, по данным М. К. Кюнтцель, резко отличается от комплексов из нижней части ветлужской серии, что подтверждает правильность разделения отложений ветлужской серии на две подсерии.

БАСКУНЧАКСКАЯ (?) СЕРИЯ

Вопрос о выделении в центральной и западной частях Московской синеклизы аналогов баскунчакской серии до настоящего времени не решен окончательно. Впервые достоверно они были выделены на севере Русской платформы Г. И. Бломом (1954 г.), обнаружившем в стратотипическом разрезе федоровского горизонта на р. Федоровке (бассейн р. Вятки) остатки проколофонов *Tichvinskia vjatkensis* Tshud. et Vjusch. и зубы *Geratodus* cf. *facetidens* Chab. Последние известны из прибрежно-морских отложений баскунчакской серии горы Большое Богдо совместно с аммонитами *Dorikranites bogdoanus* (Buch.) и *Tirolites cassianus* (Queenst.).

В настоящее время благодаря изучению фауны федоровского горизонта М. А. Шишкиным точка зрения Г. И. Блома о принадлежности этого горизонта к баскунчакской серии получила дополнительные палеонтологические доказательства. В составе фауны федоровского горизонта, наряду с реликтовыми формами V зоны И. А. Ефремова *Wellugasaurus*, *Chasmatosuchus*, *Microcnemus*, встречены брахиоподы *Batrachosuchoides lacer* Shishkin, форма, близкая к *Batrachosuchus* из зоны *Cinognatus* Южной Африки; капитозаврид *Parotosaurus*, известный из богдинской свиты горы Большое Богдо, а также из петропавловской свиты Оренбургского и Башкирского Приуралья (Твердохлебов, 1967); плагиозаврид *Melanopelta antiqua* Shishkin и трематозаврид *Jarengia* sp. (Шишкин, 1966, 1967). Эта фауна относится к VI зоне И. А. Ефремова или к «фауне *Parotosaurus*» М. А. Шишкина и В. Г. Очева (1967).

В более южных районах Московской синеклизы к федоровскому горизонту Г. И. Бломом (1960а) условно отнесена пачка голубовато-серых и зеленовато-серых глин и алевроитов с прослоями песков и песчаников мощностью от 7—10 до 20 м. Сходные по литологическому составу отложения также относились к федоровскому горизонту Т. Н. Штыхалюк (1962 г.) и В. Р. Лозовским (1962 г., 1966 г.) в бас-

сейнах Ветлуги и Унжи. В них В. Р. Лозовским (1965) найдена фауна позвоночных, относящихся к V зоне И. А. Ефремова. Так, в местонахождении у д. Березники найдены многочисленные остатки амфибии *Wetlugassurus* sp., рептилии *Microcnemus* (?) sp., многочисленные зубные пластинки *Gnathorhiza* sp. и чешуи *Palaeoniscidae* g. ind. В долине р. Межи у д. Поденьевица в голубовато-серых песках и песчаниках найден обломок черепа *Thoosuchus* (?) sp., Procolophonidae g. ind., зубные пластинки *Gnathorhiza* sp. и чешуя палеонисцид. Аналогичная фауна встречена В. Р. Лозовским в голубовато-серых песчаниках в долине р. Пеженги, а также в аналогичных отложениях, вскрытых буровыми скважинами в бассейне р. Унжи. В этой связи заслуживают внимания находки двоякодышащих рыб *Gnathorhiza* из местонахождения у д. Березники. Предварительное изучение их М. Г. Минихом показало, что здесь наряду с обычными формами, принадлежащими виду *Gnathorhiza pussila* С о р., встречаются крупные зубные пластинки с массивными гребнями, близкие к формам, обнаруженным в последнее время М. Г. Минихом и С. П. Рыковым в тананыкской свите горы Большое Богдо, где они находятся совместно с характерным баскунчакским видом *Ceratodus multicristatus* V o r o b.

Таким образом, слои с *Gnathorhiza* у д. Березники можно условно отнести к нижней части баскунчакской серии. Однако вопрос о правомерности выделения баскунчакской серии в пределах всего Волго-Вятского междуречья до настоящего времени еще остается открытым.

Образования, условно отнесенные к баскунчакской серии, развиты в наиболее погруженной части синеклизы под верхнеюрскими отложениями. Они имеют однородную, голубовато-серую и зеленовато-серую или светло-розовую окраску. В бассейне р. Унжи в основании их в большинстве разрезом прослеживается мелкогалечный конгломерат или гравелит, состоящий из плоскоокатанной гальки и гравия зеленых глин. В составе заполнителя отмечаются зерна кварца, обломки кремнистых пород, полевой шпат, эпидот, биотит. Цемент кальцитовый, по типу базальный и поровый. В конгломератах встречаются кости черного цвета, а также мелкие кристаллики пирита. Выше залегают глины голубовато-серые, алевритовые, с гнездами белого известковистого вещества, с прослоями голубовато-серых полимиктовых алевритов, алевролитов и песчаников. Мощность баскунчакских напластований составляет 5—7, реже 14 м; максимальная (20 м) отмечена в осевой зоне Московской синеклизы, у д. Тропино.

Эти отложения по минеральному составу резко отличаются от подстилающих пород главным образом значительным возрастанием прозрачных устойчивых минералов (в среднем до 16%). Содержание граната составляет 3—5%, циркона 1—6%, апатита до 22,5%.

ПРОБЛЕМАТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ РАЙОНА Г. ПУЧЕЖА

В заключение необходимо остановиться на возрасте и генезисе проблематичных образований, развитых в восточной части Ивановской области (окрестности г. Пучежа), а также в смежных районах Горьковской области. Развитая здесь конгломерато-глинистая, или «перемьятая», толща давно привлекала к себе внимание геологов. Возраст ее до последнего времени оставался дискуссионным и считался либо пермским (Амалицкий, 1886, Сибирцев, 1896), либо пермо-триасовым и триасовым (Мирчинк, 1946; Бакиров, 1948а; Казаков, 1950; Люткевич и Фрухт, 1954; Ильина и Д. Л. Фрухт, 1963), либо четвертичным (Кудинова, 1939; Никитин, 1885а; Молдавская, 1933а, б).

Г. И. Блому (1957 г., 1960 б., 1965 г.) удалось установить, что нижняя часть конгломерато-глинистой толщи имеет верхнетатарский возраст, а верхняя — нижнетриасовый. В нижней части толщи, среди коричневых глин, часто переслаивающихся с алевролитами, содержащими гальку и неокатанные обломки глин, мергелей, известняков и гипсов, найдены верхнетатарские остракоды *Darwinula parallela* Spizh., *D. baculus* Belous., *D. gerdæ* (Gleb.), *D. spizharskyi* Posn., *Darwinuloides tatarica* (Posn.), *Suchonella typica* Spizh., *S. cornuta* Spizh., *Volganella magna* (Spizh.) *V. laevigata* (Sch n.), а также конхостраки *Pseudestheria subhonensis* Novoj. Из верхней половины конгломерато-глинистой толщи определены типичные нижнетриасовые виды остракод: *Darwinula oblonga* Sch n., *D. obliqua* Gleb., *D. triasiana* Bel., *Gerdalia dactyla* Belous., Мощность верхней половины конгломерато-глинистой толщи составляет 64 м.

По данным Г. И. Блома, эти образования нижнетриасового возраста следует рассматривать как пролювиальные фации, образовавшиеся на предгорной равнине, окружавшей выраженные в рельефе поднятия, которые соответствовали современному Воротиловскому выступу кристаллического фундамента. По периферии пролювиальные фации постепенно сменялись озерно-аллювиальными.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В начале триасового периода Московская синеклиза представляла собой аккумулятивную равнину, в которую обломочный материал приносился многочисленными реками с восточного склона Урала, Тимана, с северной части Токмовского свода. Роль уральского материала особенно заметна в восточных районах (бассейны Унжи и Ветлуги), где русловые фации играют значительную роль в строении этих отложений. Более западных районов реки достигали в периоды усиления тектонической активности, причем это проникновение было кратковременным. Аллювиальный режим на отдельных участках быстро сменялся озерным.

Озера этого времени были неглубокими, периодически пересыхающими. Населены они были двустворчатыми листоногими моллюсками и пресноводными остракодами, амфибиями (бентозухи и тупилякозавры), по берегам водоемов были расселены мелкие насекомоядные рептилии (хасматозухи и фаантозавры). Климат этого времени был достаточно влажным и жарким, периодически засушливым.

Во второй половине ветлужского времени произошло кратковременное, но значительное поднятие всей территории, вызвавшее усиление речной эрозионной деятельности, а также увеличение привноса терригенного материала с востока. При этом произошло образование в глинах нижней подсерии многочисленных зеркал скольжения. Затем наступило погружение, охватившее всю территорию Московской синеклизы. Особенно интенсивно оно происходило в западной ее части, где образовался обширный водоем, по-видимому, более глубокий по сравнению с водоемами первой половины ветлужского времени.

Этот бассейн был населен брюхоногими моллюсками, конхостраками и остракодами, среди которых довольно много было пресноводно-солонатоводных форм. На смену бентозухам пришли тоозухи и ветлугазавры; значительно большего развития достигли рептилии (проторозавры, сфенодонтиды, протерозухиды). Некоторые периодически пересыхавшие водоемы были заселены двоякодышащими рыбами-гнаторидами. Климат этого времени стал более влажным, что привело к расцвету в прибрежных районах различных плауновых, главным образом плеуромей.

В баскунчакское время осадконакопление, по-видимому, продолжалось лишь в отдельных небольших изолированных водоемах в наиболее погруженной части Московской синеклизы. В конце этого времени произошло общее поднятие всей территории.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения распространены на обширных пространствах центральных областей Русской платформы, преимущественно в пределах Московской синеклизы, Рязано-Саратовского прогиба и северного скло-

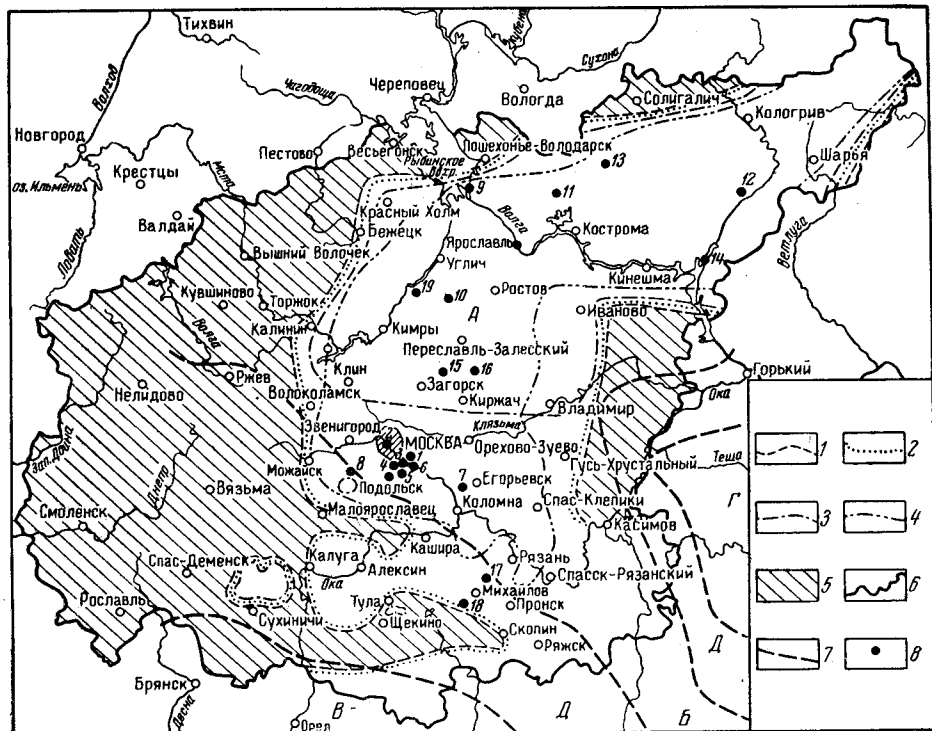


Рис. 67. Схематическая карта распространения морских юрских отложений

Границы площадей широкого или спорадического распространения: 1 — келловейских отложений; 2 — оксфордских отложений; 3 — кимериджских отложений; 4 — волжских отложений; 5 — область, лишенная юрских отложений; 6 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе; 7 — граница структур первого порядка по С. К. Нечитайло и П. С. Хохлову, 1958 (А — Московская синеклиза; Б — Рязано-Саратовский прогиб; В — Воронежская антеклиз; Г — Токмовский свод; Д — склоны основных структур); 8 — местоположение разрезов юрских отложений, приведенных на рис. 72

на Воронежской антеклизе (рис. 67). Они местами достигают довольно большой (50—65 м) мощности, но во многих местах (преимущественно в северной, западной и южной частях своего распространения) не доступны непосредственному наблюдению, залегая ниже уровня речных долин. О их строении здесь можно судить главным образом по буровым скважинам. В зависимости от особенностей строения и залегания юрские отложения рассмотрены нами последовательно по отдельным областям или по группе областей с близким геологическим строением¹.

¹ Описание юрских отложений дается преимущественно по материалам многолетних (с 1925 г.) личных исследований П. А. Герасимова, охвативших всю рассматриваемую в настоящем томе территорию.

История изучения юрских отложений рассматриваемой территории почти совпадает с историей их исследования на Русской платформе вообще. К концу XVIII и первой половине XIX веков относятся первые очень краткие, отрывочные указания на развитие юрских отложений в Московской и некоторых прилегающих к ней губерниях Г. Шобера (Schober, 1762), П. Палласа (Pallas, 1773), И. Фалька (Falck, 1785), Г. Фишера (Fischer de Waldheim, 1809—1843); М. Максимовича (1825); Л. Буха (Buch, 1840—1842), Г. Маккарта (Macquart, 1789), А. Оливьери (1840—1844); И. Блазиуса (Blasius, 1844); Р. Мурчисона, Э. Вернейля, А. Кейзерлинга (Murchison, Verneuil, Keyserling, 1845) и др. Последним четверем авторам принадлежит первая попытка параллелизовать юру Подмосковья, Рязанской и Костромской областей с оксфордом и келловеем Англии и Франции. Более углубленное изучение юрских отложений и описание их фауны проводилось Г. Фишером, А. Орбиньи (Orbiny in Murchison, 1845), К. Рулье (Rouillier, 1844—1849) и др. Проведенное К. Рулье (частично в сотрудничестве с Г. Фриерсом) подразделение юрских отложений на четыре яруса (этажа) не утратило своего значения до настоящего времени (см. прилож., табл. 12).

Длительные геологические и палеонтологические исследования подмосковной юры проводились Г. А. Траутшольдом (Trautschold, 1857—1889). Взгляды этого исследователя на возраст отдельных горизонтов юры Московской губернии долгое время оставались очень неустойчивыми. В одной из позднейших работ (1877) им дается близкое к истинному сопоставление подмосковных юрских осадков с западноевропейскими. Этот исследователем был обособлен впервые горизонт с *Ammonites fulgens*, но его стратиграфическое положение указано им не точно. Действительное его положение было разъяснено С. Н. Никитиным (1884). В 50—80-е годы в разных местах Московской и смежных с ней губерний были обнаружены новые выходы юрских отложений; появляются немногочисленные описания юрской фауны: Чапский (Czapski, 1850), Романовский (1856, 1857а), Эйхвальд (Eichwald, 1862), Шуровский (1867), Венецкий (1868), Неймайр (Neumaug, 1876), Лагузен (Lahusen, 1877), Тейссейр (Teysseyre, 1884) и др.

Конец XIX столетия знаменует начало следующего этапа исследования юрских отложений, связанный с организацией Геологического комитета. В это время исследованиями среднерусской юры занимались С. Н. Никитин, Н. П. Вишняков, А. П. Павлов, И. И. Лагузен и А. О. Михальский. Первому принадлежит огромная работа по сводке всего накопленного в то время материала по мезозою центральных губерний и выделение в подмосковной юре палеонтологических зон. А. П. Павловым (1889—1892) проделана большая работа по сравнительному стратиграфическому изучению юры и нижнего мела России и Англии. Проведенное Никитиным (Nikitin, 1881—1885), Вишняковым (Vischniakoff, 1882), Лагузеном (1883) и Михальским (1890) изучение юрской фауны, преимущественно цефалопод, дало богатый материал для биостратиграфических обобщений.

В начале XX столетия зональным подразделением юрских отложений в Московской и Рязанской губерниях занимались Д. И. Иловайский (Ilovaisky, 1903) и А. Н. Розанов (1905—1914).

Много ценных фактических данных по геологии фосфоритоносных отложений юры было получено в 1908—1918 гг. в результате исследований, произведенных Комиссией по изучению фосфоритовых залежей, организованной при Московском сельскохозяйственном институте по инициативе Я. В. Самойлова. В этих работах принимали участие А. Д. Архангельский, А. П. Иванов, М. М. Пригоровский и др. После Великой Октябрьской социалистической революции изучение фосфори-

товых залежей было продолжено Научным институтом по удобрениям (Бушинский, 1937; Зонов, 1929—1937 а—в; Казаков, 1925—1938; Уфлянд, 1934—1938 и др.).

Очень большой материал по среднерусской юре был получен в результате геологических съемок, планомерно проводившихся в послереволюционный период на территории Центральных областей.

В течение последних пятидесяти лет появился ряд важных работ по биостратиграфии и палеонтологии юрских отложений рассматриваемой территории: Д. И. Иловайского (Ilovaisky, 1924), В. И. Бодылевского (1926), Л. Ш. Давиташвили (1926), Н. В. Смородиной (1928), М. И. Соколова (1929), Е. Л. Геккер и Р. Ф. Геккер (1955), В. А. Густомесова (1958, 1960—1964), Н. П. Михайлова (1957, 1964, 1966), Н. Т. Сазонова (1957, 1965) — по головоногим моллюскам; В. П. Макридина (1955, 1964) — по брахиоподам; П. А. Герасимова (1955а, 1955б, 1960а, 1960б, 1969) — по многим группам беспозвоночных; А. В. Хабакова и Н. Т. Зонова (1935 г.) — по селяхиям. Микрофауне юры посвящены работы В. А. Шохиной, К. И. Кузнецовой, М. П. Морозовой, Л. И. Кратенко и Е. Я. Уманской. Споры и пыльца юрских отложений изучались С. Н. Наумовой, Л. А. Юшко, В. И. Кочетовой, В. М. Мейксон, Н. А. Добруцкой, В. В. Филипповой, М. Ф. Жарковой, Т. Ф. Завазиной и др.

Стратиграфические обзоры и сводки по среднерусским юрским отложениям за этот же период связаны с именами А. Д. Архангельского (1922), Н. Т. Зонова (1937в), Б. М. Даньшина (1947), П. А. Герасимова (1955а, 1958, 1969) и Н. Т. Сазонова (1953а, б, 1957).

Согласно современным представлениям, на территории Московской и прилегающих к ней областей, а также в Костромской и Ивановской областях распространены с большей или меньшей полнотой морские (келловейский, оксфордский, кимериджский, волжский ярусы) и континентальные (бат, местами нижний келловей) образования юрской системы.

БАТ-КЕЛЛОВЕЙСКИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Наиболее древние юрские отложения на территории Центральных областей принадлежат континентальным образованиям. Эти отложения распространены в южной половине Московской и в некоторых частях Калужской, Рязанской, Тульской, Владимирской и Ярославской областей. Но и в этих пределах их распространение и мощность очень непостоянны в разных местах и обусловлены особенностями поверхности доюрского рельефа их ложа (отложений палеозоя) и позднейшей денудацией. Строение континентальных отложений лучше изучено в междуречье Нары и Протвы, в пределах Москвы в современных ее границах, к востоку и юго-востоку от Москвы, в Раменском, Виноградовском, Куровском, Шатурском и смежных с ними районах, а также к западу от Москвы, в Можайском, Рузском, Истринском и других районах, где они нередко вскрываются буровыми скважинами. В естественных обнажениях эти отложения можно наблюдать на берегу р. Нары недалеко от д. Московка, у д. Секирино на р. Пахре, у с. Кременское на р. Луже. Сохранились они преимущественно в пониженных частях рельефа поверхности карбона (рис. 68) — в погребенных доюрских эрозионных ложбинах. Лишь изредка эти отложения наблюдаются в возвышенных частях палеорельефа карбона (Гжельский район).

В Подмосковье может быть прослежена по буровым скважинам довольно сложно разветвленная система древних доюрских эрозионных ложбин, имевших, по-видимому, направление стока в северном и юго-

восточном направлении. Они изучались В. А. Жуковым и А. Э. Константинович (1951), А. Н. Волковой (1952), С. И. Гольц (1962).

Одной из очень крупных является установленная Б. М. Даншиным (1927) «Главная московская ложбина», совпадающая в общих чертах

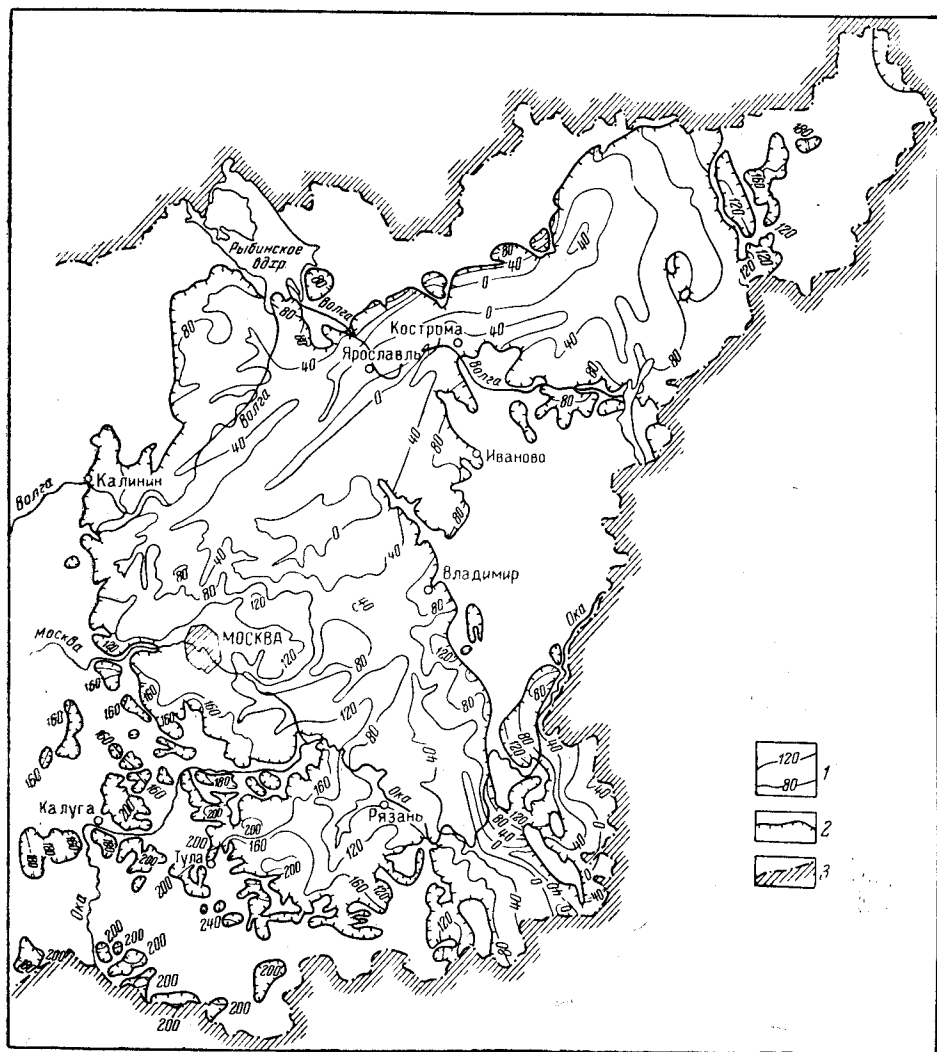


Рис. 68. Гипсометрическая карта ложа юрских отложений. Составила Е. А. Фетищева

1 — изогипсы ложа юрских отложений; 2 — граница современного распространения юрских отложений; 3 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

с направлением современной долины р. Москвы. По В. А. Жукову и А. Э. Константинович, она протягивается на 400—420 км, ее наиболее углубленные части имеют абсолютные высоты поверхности карбона от 128 (Дорохово Московской области) до 12 м (Борки Рязанской области). Общее падение тальвега на указанном отрезке составляет 190 м, или 0,5 м на 1 км. Ложбина принимает ряд притоков меньшего порядка. Верховья левых из этих притоков, вероятно, были приурочены к высотам водораздельной полосы, протягивающейся от Рузы на Щелково и далее к востоку, в сторону г. Владимира.

Несомненно, существуют и другие, пока еще менее изученные доюрские ложбины, в той или иной степени совпадающие с некоторыми участками современных долин Оки, Прони, Нары, Протвы и других рек. Бурением в западной части Мещерской низменности (Гольц, 1962) выявлена крупная доюрская долина почти меридионального простирания, берущая начало, по-видимому, южнее Рязани и прослеживающаяся в северном направлении через Шатуру к г. Собинка Владимирской области. С. И. Гольц предполагает, что «Главная московская ложбина» является крупным левым притоком этой основной древней долины.

По составу среди континентальных юрских образований различаются два основных типа: песчаные и песчано-глинистые осадки и глины.

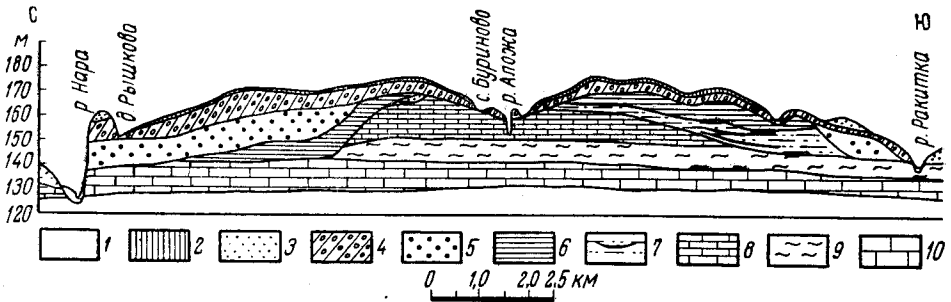


Рис. 69. Геологический разрез междуречья Нары и Протвы. Заметна унаследованность современных долин древних, доюрских, эрозионных ложбин в отложениях карбона, последовательно заполнявшихся континентальными и морскими юрскими и позднейшими отложениями

1 — современный аллювий; 2 — покровные суглинки; 3 — древний аллювий; 4 — морена; 5 — континентальные, в основном песчаные неогеновые отложения («зеленовская» толща); 6 — морские отложения среднего и верхнего келловая и оксфорда — глины, песчаные глины; 7 — континентальные юрские отложения батского и, возможно, отчасти нижнекелловейского возраста — песчаные и алевроитовые глины, пески, прослой бурого угля; 8 — каширский горизонт среднего карбона; 9 — верейский горизонт среднего карбона; 10 — протвинский горизонт нижнего карбона

К первому типу принадлежат явно аллювиального происхождения серые пески, часто хорошо сортированные, но иногда разнозернистые, глинистые и более или менее темные, часто алевроитовые, в разной степени песчанистые глины. Пески и глины нередко гумусированы, с обуглившимися остатками древесины, содержат железный колчедан. Среди указанных отложений иногда встречается очень тонкослоистая порода из чередующихся глинистых, богатых гумусом слоев и более светлых — песчаных, пылеватых, свидетельствующих об отложении на дне спокойных замкнутых водоемов, вероятно, стариц и озер. Все эти песчано-глинистые образования, иногда со следами, по-видимому, сезонных накоплений, принадлежат к наиболее распространенным, иногда достигают мощности, судя по буровым скважинам, 15—35 и даже 60 м (близ селений Ванилово Виноградовского района, Облянищево Можайского района Московской области, с. Малинки Михайловского района, Остроухово Захаровского района Рязанской области, в некоторых пунктах Галичского, Чухломского и Судайского районов Костромской области и др.). В отдельных местах, например, в междуречье Протвы и Нары (рис. 69) и близ д. Облянищево, в Московской области, близ селений Карпово Малоярославецкого района, Кременское и Дворики Медынского района, Кольцово на р. Угре Дзержинского района Ромоданово и Мещевск Калужской области, а также в Веневском и Черепетском районах Тульской области (Заварзина, 1957) и в некоторых других местах, к ним приурочены не выдержанные по протяжению и по мощности (иногда до 2—3 м) линзообразные скопления бурого угля, преимущественно лигнита. Наиболее часто это — обуглившиеся листо-

вые остатки папоротников (*Coniopteris* sp., *Cladophlebis* sp. и др.). В образце подобной породы из керна одной из буровых скважин в Рузском районе были определены В. М. Мейксон споры: *Leiotriletes rotundus* Naum. (1,5%), *L. typicus* Naum. (0,5%), *Cheiropleuria compacta* Bolch. (2%), *Gleichenia laeta* Bolch. (12,5%), *G. delicata* Bolch. (0,5%), *G. stellata* Bolch. (9,5%), *Cibotium junctum* K.-M. (3,5%), *C. corniger* Bolch. (1,5%), *Lophotriletes camptus* Jusch. (in litt.) (18,5%), *Hymenozonotriletes semireticulatus* Jusch. (in litt.) (15%), *Adiantum mollis* Bolch. (0,5%), *Matonia* (0,5%), пыльца: *Podozamites* sp. (2%), *Podocarpus decora* Bolch. (1,5%), *P. multisima* Bolch. (1%), *Pinus* sec. *Haploxyylon* (1,5%), *P. aequalis* (Naum.) Bolch. (3%), *P. sec. Diploxyylon* (8,5%), *Piceites latens* Bolch. (7%), *Picea spirellaeformis* (Mal.) Bolch., (2,5%), *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch. (1%).

Другой тип континентальных отложений представлен светло-серыми, иногда почти белыми, желтоватыми и красноватыми глинами (мощностью до 20 м), местами с включением обуглившейся древесины или пронизанными вертикально ориентированными обуглившимися остатками корней (?) каких-то растений, несомненно, не переложенных, произраставших здесь же, вероятно, в прибрежной части юрского водоема. Такие глины с растительными остатками были вскрыты скважинами над средним карбоном в Московской области (близ д. Сельвачево, у пос. Быково в Раменском районе, у д. Еськино Рузского района) и в Богородицком районе Тульской области (у д. Турдей) над нижним карбоном.

В светлых глинах, частью с хорошо выраженной текстурой «конус в конусе», в обнажении на берегу р. Нары близ устья р. Московки обнаружены отпечатки *Cladophlebis whitbiensis* Brongn., *Otozamites* sp., *Nilssonia* sp., *Equisetites* sp. (определения А. С. Пересчетова по сборам В. Н. Козловой и П. А. Герасимова).

Вероятное время накопления рассматриваемых континентальных отложений — средняя юра (бат), местами начало верхней юры. Это согласуется с их залеганием на палеозое под морскими отложениями келловоя, а также с данными спорово-пыльцевого анализа, полученными в разное время С. Н. Наумовой, Л. А. Юшко, В. И. Кочетовой, В. М. Мейксон, Н. А. Добруцкой и др.

В качестве характерного можно привести разрез скважины, пробуренной на междуречье Протвы и Нары, между деревнями Трояново и Семкино Высокининского района Московской области. Под мореной, флювиогляциальными песками и глинами келловейского яруса здесь были вскрыты (сверху вниз):

J ₂ bt—J ₃ cl ₁ ?	1. Глина черная, землистого вида, гумусированная, в верхней части слидистая. На глубине 10,30—10,55 м с многочисленными тонкими (обычно менее 1 мм) прослойками серой пылеватой породы (сезонная? слоистость). Встречаются небольшие сростки колчедана	1,9 м
	2. Уголь черновато-бурый, рыхлый, частью землистого вида	3,70 „
	3. Глина серовато-черная, сильно песчанистая, сажистая. На глубине 12,35 м с очень тонкими прослойками серой пылеватой породы, как и в слое 1. Во всей толще много мелких кусочков обуглившейся древесины	3,70 „
	4. Пылеватая порода, подобная прослоям в вышележащей глине и в слое 3	0,15 „
	5. Уголь черновато-бурый, сажистый, рыхлый, неравномерно песчанистый, с крупными конкрециями железного колчедана	0,95 „
	6. Серая пылеватая порода, аналогичная слою 4 с кусочками обуглившейся древесины	1,65 „
	7. Песок серый, мелкозернистый	1,0 „

Минералогический анализ нескольких образцов континентальных юрских отложений Московской области показывает относительно большое (24—43%) содержание циркона в тяжелой фракции, довольно близкое к выявленному в осадках оксфорда Владимирской области (рис. 70).

Описанные несомненно континентальные образования нельзя смешивать, как это делают некоторые исследователи, с отложениями более или менее огнеупорных глин, иногда очень сильно песчаных (глинистые пески), описывавшихся обыкновенно под названием гжельско-кудиновский («песчанка», «мыловка»). Последние распространены преимущественно в Раменском, Павлово-Посадском, Ногинском, Орехово-Зуевском и смежных с ними районах, где залегают почти всегда в западинах на поверхности возвышенных частей доюрского рельефа карбона. Возраст этих издавна используемых как керамическое сырье пород до последнего времени оставался спорным. Одни исследователи (Рулье, Траутшольд, Хименков и др.) относили их предположительно к юре, другие же (Антипов, Шуровский, Архангельский и др.) рассматривали их как образования верхнекаменноугольного возраста. В области наиболее типичного развития гжельской «глины песчанки», в бассейне верховья р. Гжелки, она покрывается известняком верхнего карбона (который сохранился только местами), и, следовательно, должна быть отнесена к каменноугольной системе (щелковская толща верхнего карбона рис. 71). Решение этого вопроса о возрасте и происхождении этих глин затрудняется крайней бедностью хороших обнажений в области распространения данных глин и в наличии весьма сходных по облику глин, являющихся результатом их перетолжения, вероятно, в юрское и четвертичное время.

По правобережью Оки, к югу от Серпухова, и в бассейне нижнего течения Протвы и Нары, в области распространения песчаных и глинистых слоев верейского горизонта среднего карбона, местами прослеживаются своеобразные светлые голубовато-серые каолиновые пески, по облику напоминающие гжельско-кудиновские «глины» типа «песчанки». Время образования этих песков не уточнено. Нам кажется более вероятным рассматривать их как кору выветривания, результат метаморфизации пород верейского возраста, быть может, в юрское время.

Не вполне ясное стратиграфическое положение в разрезе юрских отложений занимают пока еще слабо изученные, распространенные в Рязанской области в бассейне Плетенки и Истья железистые оолитовые породы, залегающие на границе с карбоном, а кое-где, вероятно, отделенные от него песчано-глинистыми континентальными среднеюрскими отложениями. Отнесение этих железистых пород (предположительно причислявшихся некоторыми исследователями к средней или нижней юре) к келловее (к зоне *Kerplerites gowerianus* нижнего келловей или, отчасти, низам среднего келловей), по-видимому, наиболее правильно, как и близких им по облику пород (верхняя часть рудной толщи), распространенных на Сынтугльском месторождении бурых железняков.

К загадочным образованиям, представляющим ничтожные остатки, вероятно, древней, быть может раннеюрской или триасовой коры выветривания, принадлежат глыбы бокситовой породы, обнаруженные в карстовой полости в каменноугольном известняке близ сел. Верхнее Мячково Московской области под бат-келловейскими континентальными отложениями (Волкова и др., 1964).

Все юрские отложения, залегающие выше рассмотренных континентальных, принадлежат исключительно морским образованиям от келловей до волжского яруса включительно. Отдельные стратиграфические горизонты этих отложений, особенно наиболее поздних, сохранились в Центральных областях крайне неравномерно в связи с частыми, иногда очень интенсивными размывами еще в юрское время, с особенностями доюрского рельефа той или иной местности и с первоначальной, видимо, иногда незначительной мощностью слоев. С этим связано столь часто наблюдаемое в отдельных, иногда близко друг от друга расположенных разрезах непостоянство стратиграфических соотношений многих ярусов и зон, иногда выпадение некоторых из них. Степень сохранности юрских отложений в разных местах связана и с неравномерным послепорским уничтожением их, особенно с эрозией четвертичного времени.

КЕЛЛОВЕЙСКИЙ ЯРУС

Наиболее древние морские юрские отложения в пределах описываемой территории Московской синеклизы относятся к келловейскому ярусу, подразделяющемуся на нижний (зона *Sadoceras elatmae* и зона

Рис. 70. Минеральный состав (прозрачные минералы) тяжелой фракции юрских отложений

Места отбора проб: Костромская область: 1 — Нагатино Галичского района (скв. 8, 175 м, глина темная), 2 — Судай Судайского района (песок серый);

Ярославская область: 3 — Троицкое Переславского района (скв. 404, 154 м, фосфорит), 4 — Каменник Рыбинского района (ожеженный песчаник), 5 — Петухово Переславского района (скв. 8, 55 м, песок алевроитовый), 6 — Глебово Рыбинского района (песок зеленоватосерый), 7 — Норское Ярославского района (скв. 3, 98 м, глина серая алевроитовая); Калининская область: 8 — Минино Кимрского района (скв. 15, 57 м, глина темная); Московская область: 9 — Лыткарино Люберецкого района (песок светлый); 10 — Москва, Татарово (песок светлый, глауконитовый), 11 — Москва, Кунцево (песок глауконитовый), 12 — Мильково Ленинского района (песок светлый, глауконитовый), 13 — Москва, Ленинские горы (песок глауконитовый), 14 — Москва, Дьяково (песок ожеженный), 15 — Лопатинский рудник Воскресенского района (песок глауконитовый), 16 — Еремино Дмитровского района (скв. 15, 210 м, глина серая), 17 — Новоселки Загорского района (скв. 20, 113 м, глина темная), 18 — Ковригино Дмитровского района

Юрск. период	Зона	Костромская область		Ярославская, Калининская области		Московская, Рязанская области		Владимирская область		Калужская область		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Волжский	Craspedites nodiger			3			9					
							10					
							11					
							12					
							13					
							14					
							15					
							16					
							17					
							18					
Нижний	Craspedites subulatus			4			15					
							16					
							17					
							18					
							19					
							20					
							21					
							22					
							23					
							24					
Киммерийский	Craspedites subulatus			5			15		7			
							16					
							17					
							18					
							19					
							20					
							21					
							22					
							23					
							24					
Нижний	Craspedites subulatus			6			15					
							16					
							17					
							18					
							19					
							20					
							21					
							22					
							23					
							24					
Киммерийский	Craspedites subulatus			7			15				3	
							16					
							17					
							18					
							19					
							20					
							21					
							22					
							23					
							24					

(скв. 214, 41 м, глина темная), 19 — Торгошино Константиновского района (скв. 4, 179,5 м, глина темная), 20 — Москва, Теплые Станы (скв. 133 м, глина темная), 21 — Кулаково Раменского района (скв. 2, 6,2 м, глина темная), 22 — Марьино Звенигородского района (скв., 44 м, глина темная) 23 — Толбино Подольского района (скв. 5, 18 м, глина темная), 24 — Егорьевский район (скв. 139, 26 м, глина серая), 25 — Чулково Раменского района (песок светлый), 26 — Ларинское Егорьевского района (скв. 84, 34 м, глина серая), 27 — Сельвачево Бронницкого района (скв. 24, 5 м, глина светлая); 28 — Московка Серпуховского района (глина светлая); Рязанская область: 29 — Крутицы Шилдовского района (скв. 2-к, 75 м, глина серая алевритовая), 30 — Красный Холм Шилдовского района (скв. 3, 67,8 м, глина темная); Владимирская область: 31 — Бакино Александровского района (скв. 9,167 м, известковистый песчаник), 32 — Денисово Собинского района (скв., серая глина), 33 — Высоково Собинского района (скв., 69 м, глина серая, светлая), 34 — Покров Покровского района (скв. 140, 44 м, глина серая), 35 — Иван-деревня Собинского района (скв. 22, 67 м, глина серая), 36 — Новоселки Собинского района (скв. 21, 86 м, глина серая); Калужская область: 37 — Никольское Бабынинского района (спонголит), 38 — Перемышльский район (скв. 828, 16 м, глина серая), 39 — Кременское Медынского района (темная алевритовая глина)

Верхний	Амебосегас айтманс	Окфордский	Нижний	Саралосегас бемалдае	Саралосегас коратум	Верхний	Саралосегас ламберти	Средний	Козлоосегас лассон	Нижний	Саралосегас елатьмае	Батский	Сегменты					
													1	2	3	4		
													20					
													21					
													22					
													23					
															32			
															33			
													24		34		39	
													25					
													26		37			
													26		33			
													7		35			
															36			
													29					
													37					
													27					
													28					
																	38	

Рутит

Сфен

Анатаз

Циркон

Дистен

Ставролит

Турмалин

Гранат

Силлиманит

Эпидот

Цоизит

Роговая обманка

Андалузит, апатит, корунд, тремолит

10% 0 10 20 30 40 50%

Kerplerites gowerianus), средний (зона *Kosmoceras jason*) и верхний (зона *Quenstedticeras lamberti*) поъярус¹.

Нижнекелловейский подъярус

Отложения нижнего келловея распространены в восточной части Центральных областей, преимущественно в бассейне р. Оки в Рязанской области и в бассейне р. Унжи в Костромской, а также, видимо,

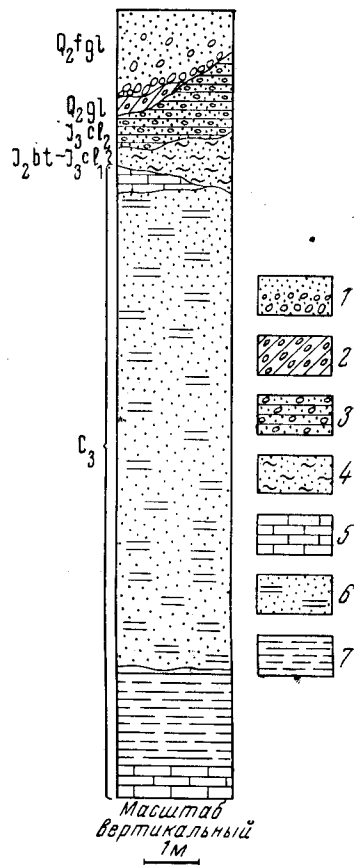


Рис. 71. Геологический разрез юрских и верхов каменноугольных отложений в карьере к северу от д. Коняшино (верховье р. Якубовки в бассейне р. Гжелки). По П. А. Герасимову, 1932 г. Видно налегание континентальных юрских отложений на верхнекаменноугольный известняк, подстилаемый мощной толщей так называемой гжелско-кудиновской «глины песчанки» в области наиболее возвышенных частей палеорельефа карбона

1 — песок с валунами; 2 — валунный суглинок (морена); 3 — песчано-глинистая порода среднего келловея, с железистыми оолитами и гальками кремня и известняка в основании (J_3cl_2); 4 — юрская континентальная толща ($J_2bt-J_3cl_1$?), тонкослоистая порода из чередующихся светлых песчаных и более темных глинистых гумусированных слоев (сезонная ? слоистость), с большим количеством обуглившихся кусочков древесины; 5 — верхнекаменноугольный известняк белый и желтоватый, плитчатый; 6 — песок зеленовато-голубоватый, сильно глинистый, слюдистый щелочковой толщи верхнего карбона («гжелская «глина песчанка»); 7 — глины красная и зеленая

частично (зона *Kerplerites gowerianus* на юго-западе Смоленской и Калужской областей. В Ярославской, Московской, Калининской, Тульской областях и на большей части Смоленской и Калужской морской нижней келловей отсутствует. Представлен нижний келловей в основном темными глинами, ожелезненными песками и песчаниками зоны *Sadoceras elatmae* и несколько шире распространенными песками и песчани-

¹ Во всех известных разрезах среднего келловея в пределах Центральных районов представители рода *Erymnoceras* (*Erymnoceras coronatum* Brug., *E. banksii* (Sow.), *E. renardi* (Nik.) и др.) наблюдались совместно с *Kosmoceras jason* (Rein.) и обычно в самой нижней части зоны *Kosmoceras jason*. Это не дает основания для выделения в пределах рассматриваемой территории самостоятельной зоны *Erymnoceras coronatum*, как это дано в унифицированной стратиграфической схеме 1962 г. Кроме того, правильнее, по-видимому, не выделять самостоятельную зону *Peltoceras athleta*, а рассматривать нижнюю часть зоны *Quenstedticeras lamberti* как подзону с *Peltoceras athleta* (Phill.), имея в виду обычное в Центральных областях нахождение этого вида совместно с *Quenstedticeras lamberti* (Sow.).

ками (иногда известковистыми или ожелезненными) зоны *Keplerites gowerianus*.

Отложения зоны *Keplerites gowerianus* в некоторых местах с трудом отделяются от литологически сходных отложений среднего келловея, что усложняется еще и недостаточной выясненностью стратиграфической приуроченности некоторых аммонитовых форм из рода *Keplerites*, по-видимому, местами в небольшом количестве распространенных и в низах среднего келловея.

Нижний келловей покрывает довольно большую площадь в Рязанской области. В восточных районах отложения зоны *Cadoceras elatmae* отличаются большей глинистостью, в западной части области эта зона обычно бедна окаменелостями, имеет облик мелководных отложений.

В пределах Окско-Цнинского вала, например в районе г. Елатьмы, зона *Cadoceras elatmae* представлена темными алевритовыми глинами (до 10—15 м) с конкрециями мергеля и сидерита, содержащими *Cadoceras elatmae* Nik., *C. simulans* Spath., *C. frearsi* Orb., *Macrocephalites macrocephalus* Schloth. и др. Южнее и юго-западнее, в бассейне Прони, Пожвы, Пары и Мостыи, глинистые отложения этой зоны замещаются преимущественно темными глинистыми песками или алевритовыми сильно песчаными глинами с конкрециями железного колчедана и очень редкими *Cadoceras elatmae* Nik., и др. Еще более песчаные отложения, по-видимому, принадлежащие зоне *Cadoceras elatmae*, обнаружены скважинами в районе г. Рязани. Это пески и песчаники (до 3 м), преимущественно обохренные, глинистые, с ожелезненными обломками древесины и очень бедной, плохо сохранившейся фауной главным образом пластинчатожаберных моллюсков.

Зона *Keplerites gowerianus* почти повсеместно представлена песками или более или менее ожелезненными песчаниками (до 8 м), нередко известковистыми, с железистыми оолитами. Лучшие разрезы зоны находятся близ селений Свистово и Алыутово на р. Проне, около с. Мшанка в верховье р. Верды и у с. Алпатьево на р. Оке выше Рязани.

Нижний келловей в Костромской и Ивановской областях наиболее широко распространен в бассейне р. Унжи. Мощность его обычно не превышает 13 м. В верховьях р. Унжи, несколько севернее и южнее г. Кологрива, В. Р. Лозовским были описаны (ранее отмечались Е. М. Люткевичем, 1939) бурые алевритовые пески и песчаники, в которых были определены *Keplerites gowerianus* Sow., *Proplanulites koenigii* Sow., *Pachyteuthis subrediviva* Lemoine, *P. cf. cuneata* Gust. Южнее (селения Высоково — Мантурово) нижний келловей сложен серыми глинами с конкрециями сидерита зоны *Cadoceras elatmae* с *Cadoceras sublaeve* Sow. или темными песчаными глинами, книзу переходящими в обохренные, частью глинистые пески с конкрециями песчанистого оолитового мергеля зоны *Keplerites gowerianus* с *Chamoussetia chamusseti* Orb., *Keplerites gowerianus* Sow., *K. cf. callovienensis* Sow. Еще ниже по р. Унже (район деревень Никитино — Половчиново) нижний келловей представлен белыми кварцевыми песками, сменяющимися кверху серовато-желтыми песками с глинистыми прослойками с конкрециями серого мергеля, в которых у д. Половчиново был обнаружен *Cadoceras sublaeve* Sow. Во многих из этих конкреций развиты ходы-норы морских донных организмов, вероятно червей из полихет.

К нижнему келловею, по-видимому, должны быть отнесены распространенные местами на междуречье Унжи и Ветлуги темные слюдистые глины и глинистые алевриты с конкрециями железного колче-

дана, залегающие здесь под четвертичными или нижнемеловыми отложениями.

К нижнему келловею, вероятно, относятся слюдистые алевроиты (до 3 м), известные в Кинешемском Поволжье к востоку от Решмы, залегающие под отложениями среднего келловоя.

В пределах Владимирской области нижний келловей известен по р. Оке в Меленковском районе, между селениями Верхозерье и Дмитриевы Горы. Это темные алевроитовые глины, обычно мощностью до 2—5 м, с конкрециями пирита и мергеля, подстилаемые в отдельных местах песчано-глинистыми континентальными юрскими образованиями.

В немногих местах на юге Калужской и Смоленской (Рославльский район) областей серые среднекелловейские глины книзу сменяются без следов размыва более темными глинами (до 8 м), в которых были найдены обломки раковин *Kepplerites* sp. Вероятно, эти глины принадлежат зоне *Kepplerites gowerianus*.

Среднекелловейский подъярус

Средний подъярус келловейского яруса представлен зоной *Kosmoceras jason*. На описываемой территории он занимает большую площадь, чем нижний подъярус, повсеместно залегает трансгрессивно на подстилающих породах. Его литологический состав довольно непостоянен в разных местах. Это глины более или менее песчанистые, иногда с конкрециями сидерита, мергеля, железного колчедана и реже фосфорита (Костромская и частично Ярославская, Ивановская, Рязанская, Калининская, Калужская, Смоленская и Тульская области) или песчаные и песчано-глинистые оолитовые породы, часто мергелистые или с конкрециями оолитового мергеля, иногда очень крупными. Нередко отложения среднего келловоя содержат обильные и хорошо сохранившиеся окаменелости: *Kosmoceras jason* Rein., *K. aculeatum* Eichw., *K. castor* Rein., *K. duncani* Sow., *K. gutlielmi* Sow., *Cadoceras tschekini* Orb., *Erymnoceras coronatum* Brug., *E. banksii* Sow., *E. renardi* Nik., *Pseudoperisphinctes mosquensis* Fisch., *Elatmites mutatus* Traut., *E. ? vischniakoffi* Teiss., *Cylindroteuthis okensis* Nik., *C. puzosiana* Orb., *C. (Lagonibelus) beaumontiana* Orb., *Pachyteuthis tschernyshevi* Krimh., *Hibolites hastatus* Bl., *Liostrea hemideltaidea* Lah., *Gryphaea dilatata* Sow., *G. lucerna* Traut., *Lopha marshii* Sow., *Amphidonta nana* Sow., *Camptonectes lens* Sow., *Chlamys (Aequipecten) fibrosa* Sow., *Meleagrinnella echinata* Sm., *Oxytoma expansa* Phill., *Procerithium russiense* Orb., *Cryptaulax pseudoechinata* Geras., *Ivanoviella alemanica* Roll. и многие другие, в том числе фораминиферы¹: *Pseudolamarckina rjasanensis* Uhl., *Brotzenia mosquensis* Uhl., *Lenticulina polonica* Wisn., *L. pseudocrassa* Mjatl., *L. catuscopium* Mjatl., *L. batrakiensis* Mjatl., *Saracenaria gracilis* Koszr., *Planularia tricarinnella* Reuss, *Fronicularia mölleri* Uhlig. Мощность среднего келловоя в северной и восточной частях Централь-ных областей до 15—20 м, в Москве и окрестностях она редко превышает 3 м, а в Смоленской, в районах, тяготеющих к Брянской и в Тульской (Донской район) областях, в немногих местах достигает почти 60 м. Непостоянство мощностей, иногда выпадение среднего келловоя в разрезах, во многих случаях может быть объяснено неравномерным, иногда очень сильным размывом в верхнекелловейское или в оксфордское время.

¹ Здесь и в дальнейшем, если нет особых указаний, определение фораминифер сделано Л. И. Кратенко.

В Московской области средний келловей распространен довольно широко и представлен либо известковым песчаником, как, например, местами в Куровском и Виноградовском районах (с. Хотеечи и др.), иногда переполненным обломками раковин, либо песчано-глинистой, нередко ожелезненной и карбонатной породой до 3 м с обильными железистыми оолитами и большими конкрециями оолитового мергеля. В основании отложений обычно наблюдаются хорошо окатанные гальки кремня и известняка.

В северных районах области средний келловей залегает относительно глубоко (50—205 м) и представлен серыми и буровато-серыми,



Рис. 73. Каменоломня Камушки в Москве. Фото П. А. Герасимова, 1951 г.

Над известняком верхнего карбона видны темная толща юрских отложений (верхний и нижний оксфорд, средний келловей) и древний аллювий (светлый в верхней части стенки карьера). На переднем плане юрские отложения удалены, обнажена поверхность верхнекаменугольного известняка — ископаемое дно среднекелловейского моря

частью песчаными и мергелистыми глинами (до 10—15 м) с *Kosmoceras jason* Rein., *K. castor* Rein., *Pseudoperisphinctes mosquensis* Fisch., *Cylindroteuthis (Lagonibelus) beaumontiana* Orb., *Posidonomya buchi* Roem., *Pholadomya hemicardia* Roem., *Chlamys (Aequipecten) fibrosa* Sow. и др. (см. прилож., рис. 72, разрез 15). ?

Прекрасным примером строения среднекелловейских и покрывающих их юрских отложений Подмосковья служит (ныне уже не существующее, в связи с застройкой территории) обнажение в каменоломне Камушки в Москве, на левом берегу р. Москвы (рис. 73). Под древнеаллювиальными песками здесь залегают (по наблюдениям П. А. Герасимова в 1950 г.):

3юх₂ 1. Глина серовато-черная, слюдистая, сланцеватая, в нижней части довольно сильно песчаная, с члениками стеблей *Pentacrinus* sp. и гальками нижележащей серой глины и оолитового мергеля, особенно обильными на контакте с нижележащей породой, где встречаются окатанные обломки ростров белемнитов и раковин двустворок, почти всегда источенных сверлящими моллюсками (*Gastrochaena pusilla* Geras.) и с приросшими серпулами (*Serpula tricarinata* Sow., *S. spiroloinites* Münst.). В глине редки *Amoeboceras alternans* Buch, *A. tuberculatoalternans* Nik., *Pleurotomaria münsteri* Roem., *Laevidentalium gladiolus* Eichw. до 2,3 м

- J_3ox_1 2. Глина серая, частью буровато-серая, с конкрециями оолитового мергеля в самой верхней части и на контакте с нижележащей породой, где встречаются мелкие кремневые и мергельные гальки и окатанные обломки грифей — следы размыва. Во всей толще рассеяны редкие мелкие фосфоритовые конкреции. Найдены: *Pachyteuthis pandariana* Orb., *P. excentralis* Y. et B., *Parallelodon pictum* Mil., *Pleurotomaria münsteri* Roem., *Turritella fahrenheiti* Rouil., *Actaeon frearsiana* Orb., *Laevidentalium gladiolus* Eichw., *Acrochordocrinus insignis* Traut. и др. 0,7—1,1 м
- J_3cl_2 3. Песчано-глинистая буровато-желтая и сероватая порода с железистыми оолитами, частью известковистая, с крупными конкрециями оолитового мергеля. В нижней части, на размытой поверхности подстилающего известняка, нередко хорошо окатанные кремневые гальки. Много ископаемых: *Erymnoceras banksii* Sow., *E. coronatum* Brug., *E. renardi* Nik., *Pseudoperisphinctes mosquensis* Fisch., *Cylindroteuthis (Lagonibelus) beaumontiana* Orb., *Hibolites hastatus* Bl., *Rhopaloteuthis gillieron* Mayer и др. 2 м
- C_3ks 4. Известняк серовато-желтый, доломитизированный, в самой верхней части с прослоем конкреций кремня. Видимая мощность

Довольно ровная поверхность верхнекаменноугольного известняка представляет здесь, как и в некоторых других местах Подмосковья (близ с. Речицы Раменского района, у с. Амерово Щелковского района, у деревень Ознобишино и Лаптево Подольского района), фрагменты ископаемого известнякового дна среднекемловейского моря со следами обитания мелководных организмов. Она обычно бывает пронизана норами кемловейских моллюсков-камнеточцев и покрыта приросшими створками *Liostrea hemideltoidea* L a h., а иногда и трубками серпул¹ (рис. 74).

В Рязанской и Тульской областях средний кемловей широко распространен преимущественно в бассейнах правобережья Оки и верховьев Дона, залегая или на отложениях нижнего кемловей, или непосредственно на палеозойских осадках. Представлен в этих районах средний кемловей более или менее ожелезненными песками, песчаниками и оолитовыми образам к нижней его части) и песчанистыми, часто известковистыми глинами. Общая мощность отложений обычно не более 12 м, но в отдельных местах Ерахтурского района, судя по единичным буровым скважинам, она возрастает до 41 м (с. Нармушаты на правом берегу Оки). В некоторых погруженных частях Рязано-Костромского прогиба восточной части Рязанской обла-



Рис. 74. Вскрытая поверхность ископаемого известнякового дна среднекемловейского моря (дегаль обнажения, изображенного на рис. 73). Фото П. А. Герасимова, 1951 г.

Видны многочисленные «сверления» — норы моллюсков камнеточцев и приросшие створки устриц (*Liostrea hemideltoidea* L a h.)

мергелями (приуроченными главным образом к нижней его части) и известковистыми глинами. Общая мощность отложений обычно не более 12 м, но в отдельных местах Ерахтурского района, судя по единичным буровым скважинам, она возрастает до 41 м (с. Нармушаты на правом берегу Оки). В некоторых погруженных частях Рязано-Костромского прогиба восточной части Рязанской обла-

¹ Типы ископаемого каменного морского дна описаны в статье Р. Ф. Геккера (1960), частично касающейся нашей территории.

сти (Шиловский район) мощность среднего келловея резко уменьшается (до 1 м) или вовсе выпадает из разреза в связи с размывом в верхне-келловейское время (скважины близ селений Крутицы, Красный Холм и др.).

В качестве типичных ниже приведено описание двух разрезов среднекелловейских отложений по рекам Оке и Проне (см. рис. 72, разрезы 17, 18 и рис. 75).

В обрыве правого берега р. Оки близ с. Алпатьево Рыбновского района под серой глиной нижнего оксфорда залегают:

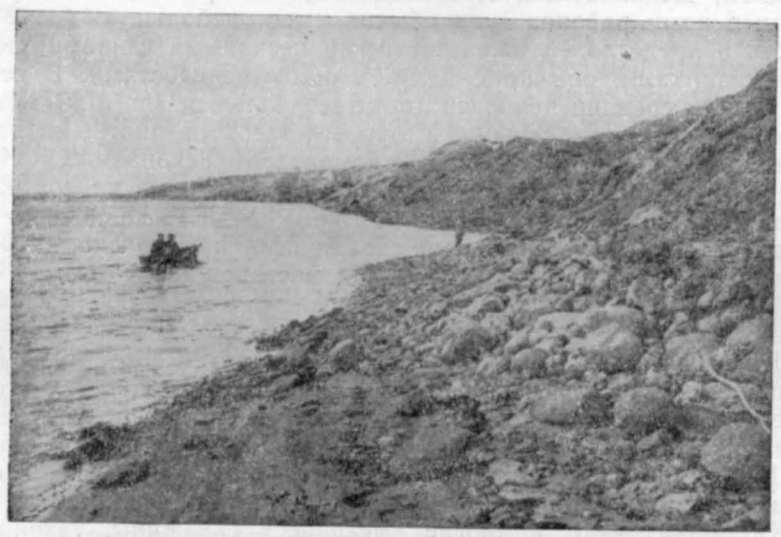


Рис. 75. Левый оползневой берег р. Оки в половодье близ г. Елатьма Рязанской области. Фото П. А. Герасимова, 1958 г.

На переднем плане видны крупные конкреции оолитового мергеля, вымытые из обнажающихся на склоне берега песчано-глинистых отложений среднего келловея

- J_{3c1_3} 1. Глина темно-серая, в основании с крупными конкрециями светло-серого оолитового мергеля с *Peltoceras athleta* Phill., *P. eugenii* Rasp., *Quenstedticeras lamberti* Sow., *Q. flexicostatum* Phill. 0,9 м
- J_{3c1_2} 2. Песок желтовато-серый, неоднороднозернистый, частью цементированный в довольно рыхлый слоистый песчаник, местами слабо глинистый или известковистый, в нижней части с обильными гальками мергелистого песчаника. Встречены: *Kosmoceras jason* Rein., *C. castor* Rein., *Erymnoceras coronatum* Brug., *Elatmites? mutatus* Traut., *Cylindroteuthis puzosiana* Orb., *C. subextensa* Nik., *C. (Lagonibelus) beaumontiana* Orb., *Pholadomya murchisoni* Sow. и др. 4,5 "
- J_{3c1_1} 3. Песок желтовато-бурый, частью буровато-серый, мелкозернистый, неравномерно гумусированный, сильно глинистый в нижней части 3,5—4 "
4. Глина желтая, сильно песчаная, с конкрециями пирита, кусками обуглившейся древесины и со сростками бурого глинистого песчаника с *Keplerites gowerianus* Sow. в верхней части слоя 0,6 м до уровня воды р. Оки.

На склоне левого берега р. Прони у с. Симеон Старожиловского района прослеживаются (сверху вниз):

- J_{3c1_2} 1. Глина серая, сланцеватая, участками обохренная, с редкими фосфоритовыми конкрециями глинистого типа и мелкими кристаллами гипса. В основании глины много крупных конкреций оолитового мергеля. В глине и конкрециях найдены: *Kosmoceras duncani* Sow., *Cylindroteuthis (Lagonibelus) beaumontiana* Orb., *Camptonectes lens* Sow., *Gryphaea lucerna* Traut., *G. dilatata* Sow., *Lopha marshii* Sow. 4 м

2. Мергель бурый, песчанистый, богатый железистыми оолитами, местами сильно обохренный, со многими окаменелостями: *Elatmites? vischniakoffi* Teis., *E. ? mutatus* Traut., *Kosmoceras jason* Rein., *Cylindroteuthis (Lagonibelus) beaumontiana* Orb., *Lopha marshii* Sow., *Chlamys (Aeguipecten) fibrosa* Sow., *Amphidonta nana* Sow., *Liostrea hemideltaidea* Lah., *Ivanoviella alemanica* Roll., *Zeilleria trautscholdi* Neum. и др. 0,35—0,40 м

В Тульской области средний келловей распространен повсеместно, встречаясь преимущественно в области водоразделов, где он вскрыт некоторыми буровыми скважинами. В средней полосе области — в Богородицком, Дедиловском, Крапивенском, Епифанском и некоторых смежных с ними районах — он обычно имеет небольшую (до 2—4 м) мощность и представлен ожелезненными песчаными глинами, мергелями и песчаниками, обычно с немногими окаменелостями. В северной части области средний келловей достигает большей (до 8 м) мощности и сложен в основном серыми и буровато-серыми плотными глинами с характерным среднекелловейским комплексом ископаемых.

Исключительные по своей мощности (около 50 м) палеонтологически охарактеризованные алевритовые глины среднего келловоя в недавнее время обнаружены буровыми скважинами при поисковых работах в пределах Ушаковского буроугольного месторождения (Ю. Г. Скабичевский), где эти глины выполняют древнюю доюрскую погребенную ложбину.

В Ивановской области средний келловей сохранился от размыта преимущественно небольшими островками; мощность его там меньше 10 м. Немногочисленные обнажения его были известны (до подъема уровня воды Волги) в Кинешемском Поволжье между городами Плес и Юрьеvec. Отложения среднего келловоя были представлены там серыми песчанистыми глинами с конкрециями пирита и мергеля. Как показывают немногие имеющиеся скважины, такой характер среднекелловейские отложения сохраняют и восточнее с. Решма и по левобережью Волги к северу от г. Наволоки (д. Ивашово), а также к югу от Волги, в Ивановском и Тейковском (с. Оболсуново) районах, где они залегают непосредственно на пестроцветных породах триаса или верхней перми.

Во Владимирской области, в пределах западного склона Окско-Цнинского вала, недостаточно хорошо изученные отложения среднего келловоя известны в бассейнах рек Колпи, Гуся и Судогды. Сравнительно большим количеством буровых скважин пройдены среднекелловейские серые и бурые глины до 8 м мощностью в разных местах области (близ селений Оленино, Старый Двор, Кесарево, Бабаево, Байгуши и др.). Почти всюду здесь эти келловейские глины хорошо палеонтологически охарактеризованы, содержат железистые оолиты, а в основании «бобовую руду».

В Ярославской и Костромской областях средний келловей прослеживается по буровым скважинам и немногим естественным разрезам на очень большой площади. Он сложен серыми, часто песчаными и алевритовыми глинами, реже песчаником и оолитовым мергелем. Наиболее обычна мощность глинистых осадков до 10 м, но иногда на севере этих областей, например близ селений Нагатино и Гараж Костромской области и вблизи д. Григорково в Даниловском районе Ярославской области, их мощность составляет около 20 м (см. рис. 72, разрезы 11, 13).

Из среднекелловейских осадков многих буровых скважин рассматриваемых областей были отобраны довольно многочисленные ископаемые, из которых наиболее часто встречавшимися были следующие формы: *Kosmoceras jason* Rein., *K. castor* Rein., *Cadoceras tschepkini*

Orb., *C. milashevici* Nik., *Cylindroteuthis okensis* Nik., *C. puzosiana* Orb., *C. (Lagonibelus) beaumontiana* Orb., *Oxytoma expansa* Phill., *Pecten (Aequipecten) fibrosa* Sow., *Astarte gibba* Geras., *Cryptaulax pseudoechinata* Geras., *Buvignieria valfinensis* Guir. et Ogér.

Естественные разрезы глинистых отложений среднего келловея известны по правому берегу р. Унжи у д. Половчиново, г. Макарьева и по правобережью Волги близ д. Селихово, выше г. Рыбинска. Пески, песчаники и песчанистые оолитовые мергели незначительной (менее 1 м) мощности с фауной среднего келловея распространены местами в бассейне верхнего течения р. Унжи, несколько выше и ниже г. Кологрива.

Отложения среднего келловея в Калининской, Смоленской и Калужской областях сохранились преимущественно отдельными, часто довольно большими по площади островками. Особенно они распространены в Калужской области и на юге Смоленской, главным образом в районах, тяготеющих к Брянской и Могилевской областям. Здесь они залегают обычно на большой глубине (до 100 м), их мощность в отдельных местах достигает 60—65 м. Представлен средний келловей там в основном серыми, бурыми и частью черными глинами, нередко песчанистыми, кое-где с тонкими прослоями мергеля и известняка и серыми песками. Глины обыкновенно содержат значительное количество остатков беспозвоночных, из которых чаще других встречаются двустворчатые и брюхоногие моллюски.

В качестве характерного ниже приведено описание (по данным С. М. Шик) разреза мощной толщи среднего келловея Смоленской области у д. Волконщина Рославльского района. С глубины около 84 м эта скважина прошла под нижнемеловыми осадками:

Ж3с ₂	1. Глина серая плотная, известковистая, с рострами белемнитов, с остатками раковин аммонитов и двустворок с хорошо сохранившимся перламутровым слоем, на глубине 84,5—85,5 м — с многочисленными ходами червей, выполненными более светлой глиной. С глубины 86 м глина становится сильно слюдяистой, местами тонкопесчаной	13 м
	2. Песок серый, мелкозернистый, сверху сильно глинистый, известковистый, уплотненный, ниже рыхлый, с остатками фауны	11,15 „
	3. Глина серая, тонкопесчанистая, слюдястая, известковистая, с остатками фауны и стяжениями пирита. Местами глина сильно опесчанивается и переходит в тонкозернистый песок или алеврит. На глубине 123—127,25 м встречены остатки обуглившейся древесины	20,6 „
	4. Известняк светло-серый, с одиночными обломками фауны	0,30 „
	5. Глина светло-серая, плотная, пылеватая, слюдястая, известковистая, с остатками фауны. В нижней части с большим количеством ростров белемнитов	12,45 „
	6. Глина черная, пылеватая, слюдястая, с редкими остатками фауны и многочисленными стяжениями мелкокристаллического пирита	4,10 „

Ниже залегают доломиты девонского возраста.

Комплекс ископаемых, собранных в глинистых отложениях приведенного разреза, типичен для глинистой фации среднерусского среднего келловея.

Очень близкие к указанному разрезы среднего келловея, но меньшей мощности, вскрыты и другими скважинами юга Смоленской области, некоторые из них опубликованы Д. И. Погуляевым (1955).

В Калининской области серые глины среднего келловея широко распространены восточнее линии Калинин — Красный Холм. Еще С. Н. Никитиным (18906) келловей указывался на юго-востоке области близ селений Городня и Кольцово. В последнем месте коренное залегание юрской глины не может считаться прочно установленным. Возможно, она представляет здесь ледниковый отторженец.

Верхнекелловейский подъярус

Осадки верхнего келловея принадлежат зоне *Quenstedticeras lamberti*. Они сохранились во многих местах в области распространения среднего келловея, но крайне неравномерно в связи с размывом в оксфордское время. Их мощность редко превышает 7 м. Почти повсеместно верхнекелловейские отложения представлены серыми, обычно светлыми глинами, местами с конкрециями, иногда очень крупными (до 0,5 м), серого или желтовато-серого оолитового мергеля и с редкими мелкими фосфоритами глинистого типа. Ископаемые представлены



Рис. 76. Остаток чернильного мешка двукамерного головоногого моллюска из *Teuthoidea*? в глине верхнего келловея (берег р. Оки близ д. Чевкино Спасского района Рязанской области)

главным образом головоногими моллюсками: *Quenstedticeras lamberti* Sow., *Q. flexicostatum* Phill., *Q. carinatum* Eichw., *Q. mariae* Orb., *Q. leachi* Sow., *Q. mologae* Nik., *Q. rybinskianus* Nik., *Kosmoceras gemmatum* Phill., *Peltocheras athleta* Phill., *P. eugenii* Rasp., *Cylindroteuthis puzosiana* Orb., *Hibolites gillieronii* М.-Е. и др. Из фораминифер чаще других встречаются: *Brotzenia mosquensis* Uhl., *B. parastelligera* Hofk., *B. elschankaensis* Mjatl., *Lenticulina tumida* Mjatl., *L. russiensis* Mjatl., *L. erucaeformis* Wisn., *L. polonica* Wisn., *L. subgaleata* Wisn., *L. folium* Wisn., *Saracenaria gracilis* Kosyr., *Fronicularia mölleri* Uhl., *F. spatulata* Terqu.

Обращает внимание довольно частая встречаемость в глинах отпечатков и пиритизированных обрывков небольших, иногда дихотомически ветвящихся растительных остатков, вероятнее всего, принадлежащих багряным водорослям, а также в большей или меньшей степени пиритизированных остатков чернильных мешков каких-то двукамерных головоногих моллюсков, очевидно, из *Teuthoidea*¹ (рис. 76).

Наличие в верхнекелловейских глинах остатков указанных организмов, раковин аммонитов и ростров белемнитов при обычном отсутствии остатков донных обитателей (обрывки водорослей могли быть принесены течениями) и следов их жизнедеятельности в виде ходов-нор, так часто наблюдающихся в раннекелловейских и послекелловейских юрских осадках, дает основание предполагать существование неблагоприятных условий для развития жизни во многих местах дна верхнекелловейского бассейна. Может быть это было связано с сероводородным заражением донного ила.

На очень большой территории Московской, Рязанской и Тульской областей отложения верхнего келловея имеют незначительную мощность или вовсе отсутствуют в связи с уже отмечавшимся размывом их в оксфордское время. Южнее и восточнее Москвы они выходят на дневную поверхность или обнажаются в искусственных выработках в бассейне р. Гжелки (селения Обухово, Меткомелино и др.),

¹ Все встречавшиеся нами чернильные мешки (точнее, отпечатки их и темное пиритизированное вещество) не сопровождалось отпечатком тела моллюска. Остатки представителей *Teuthoidea* до последнего времени были известны в пределах интересующей нас территории лишь из волжского яруса (Е. Геккер, Р. Геккер, 1955). Единичные экземпляры плохо сохранившихся чернильных мешков были найдены нами в глинах среднего келловея, оксфорда и кимериджа в керне буровых скважин в пределах Костромской, Ярославской, Калининской, Московской, Владимирской, Рязанской, Ивановской и Калужской областей.

по р. Клязьме у с. Амерево, близ д. Секирино на р. Пахре. Западнее Москвы они известны по левобережью р. Москвы близ с. Поречье (Рузский район) и вскрыты буровыми скважинами в Наро-Фоминском (д. Нефедово, см. рис. 72, разрез 8) и Истринском (д. Холмы) районах. В северных районах Московской области верхний келловей, судя по буровым скважинам, почти повсеместно размыт.

В Рязанской и Тульской (северо-восточная ее часть) областях лучшие разрезы верхнего келловоя, представленного серыми глинами и оолитовыми мергелями, нередко хорошо фаунистически охарактеризованными, известны в бассейне р. Прони (г. Михайлов, с. Остроухово и др., см. рис. 72, разрез 17), близ д. Избное по р. Пожве, у д. Алпатьево по р. Оке, по р. Осетр близ с. Бяково и на обширной территории правобережья Оки, выше и ниже устья р. Прони, в пределах Спасского, Шиловского и других районов. Его мощность в отдельных местах здесь достигает 15 м.

В Ивановской области маломощный оолитовый мергель, по видимому, верхнего келловоя, обнажался до подъема воды на ограниченном протяжении правобережья Волги выше г. Кинешмы.

В пределах Владимирской области глины верхнего келловоя вскрываются буровыми скважинами преимущественно во Владимирском районе (селения Старый Двор, Кесарево, Байгуши, Бабаево) и в прилегающих частях некоторых смежных районов.

В Ярославской и Костромской областях рассматриваемые отложения, как и на севере Московской области, были размыты на огромной территории. Лишь единичные буровые скважины в Судиславльском районе (д. Ляхово) и в Мантуровском районе вскрыли верхнекелловейские глины и песчано-глинистые породы мощностью до 5 м, довольно бедные окаменелостями (*Quenstedticeras* sp. и др.). Значительно лучше изучен верхний келловей около с. Селихово, на правом берегу Волги выше Рыбинска. В серой глине здесь нередки пиритизированные раковины *Quenstedticeras lamberti* Sow., *Q. flexicostatum* Phill., *Q. carinatum* Eichw., *Kosmoceras gemmatum* Phill. и др.

В Калининской области палеонтологически охарактеризованные глины верхнего келловоя (до 5 м) пройдены буровыми скважинами в Кимрском (д. Неклюево) и в Конаковском (д. Кудрявцево) районах. В Калужской и Смоленской областях верхний келловей, по видимому, отсутствует.

ОКСФОРДСКИЙ ЯРУС

Оксфордский ярус по фауне подразделяется на нижний и верхний подъярусы. Первый из них слагают зоны (снизу вверх): *Cardioceras praecordatum*, *Cardioceras cordatum*, *Cardioceras zenaidae*, второй — зоны *Amoeboceras alternans* и *Amoeboceras novosselkense*.¹

Все зоны оксфордского яруса обыкновенно залегают на подстилающих породах с размывом, обусловившим во многих местах Центральных областей выпадение из разрезов то одной, то нескольких из указанных зон. Только внимательное изучение разреза в обнажении или по керну буровой скважины дает возможность уловить следы этих размывов по находимым галькам. Фаунистическая изученность зон неодинакова, наименее изученными являются зоны *Cardioceras praecordatum* и *Amoeboceras novosselkense*.

¹ Детальное изучение разрезов верхнего оксфорда в Центральных областях не оставляет сомнения в существовании над отложениями с *Amoeboceras alternans* Buch самостоятельной зоны *A. novosselkense*, не отображенной в унифицированной стратиграфической схеме мезозойских отложений Русской платформы 1962 г.

Отложения оксфордского яруса особенно широко распространены в Московской, Рязанской, Владимирской, Костромской и Ярославской областях, всегда залегая с размывом на келловее и изредка — непосредственно на палеозое. Мощность оксфорда очень непостоянна в разных, даже близко расположенных друг от друга местах; наибольшая ее величина составляет 15—25 м. Петрографический состав отложений оксфорда отличается относительным однообразием.

Нижнеоксфордский подъярус

Нижний подъярус оксфордского яруса представлен серыми, реже черными глинами, нередко мергелистыми, с редкими конкрециями фосфорита глинистого типа¹. Иногда в глинах встречаются довольно большие конкреции оолитового мергеля. Их особенно много наблюдалось в зоне *Cardioceras cordatum* в Москве (карьер Камушки, см. стр. 385), в бассейне р. Черемхи и у с. Михайловка Рыбинского района Ярославской области, у д. Концово на р. Серене и у с. Трубино в бассейне р. Протвы в Калужской области. В верхней части нижнего оксфорда, в зоне *Cardioceras zenaidae*, очень распространены плотные, легко расслаивающиеся на тонкие пластины, более или менее битуминозные глины мощностью до 5 м, иногда тлеющие от зажженной спички (окрестности г. Михайлова, близ с. Нея на р. Нее, г. Макарьева и с. Половчинова на р. Унже и др.). Отдельные прослои в пределах этой зоны нередко изобилуют ходами роющих донных, вероятно, илоедных организмов (червей?). Наименее распространена нижняя зона (подзона?) с *Cardioceras praecordatum* Douv. Мы наблюдали ее по правобережью Оки в Спасском районе Рязанской области и, до сооружения Угличской плотины, на бечевнике правого берега Волги у с. Городня. Верхняя граница этой зоны еще не уточнена.

Фауна нижнего оксфорда представлена преимущественно моллюсками, среди которых чаще других встречаются:

в зоне *Cardioceras praecordatum* — *Cardioceras praecordatum* Douv., *C. smorodinae* S a s., *Euaspidoceras perarmatum* (S o w.), *Cylindroteuthis puzosiana* O r b. и др.;

в зоне *Cardioceras cordatum* — *Cardioceras cordatum* S o w., *C. vertebrale* S o w., *C. excavatum* S o w., *C. rouilleri* N i k., *C. kostromense* N i k., *C. nikitinianum* L a h., *C. caelatum* P a v l., *C. quadratoides* N i k., *C. tenuicostatum* N i k., *Euaspidoceras perarmatum* S o w., *Pachyteuthis panderiana* O r b., *P. excentralis* Y. et B., *P. explanata* P h i l l., *Acroteuthis absoluta* F i s c h., *Cylindroteuthis puzosiana* O r b., *Parallelodon keyserlingii* O r b., *Astarte depressoides* L a h., *A. cordata* T r a u t., *Laevidentalium gladiolus* E i c h w. и др.;

в зоне *Cardioceras zenaidae* — *Cardioceras zenaide* I l o v., *C. ilovaiskyi* S o k., *C. alternoides* N i k., *C. rotundatum* N i k. (нижняя часть зоны), *Pachyteuthis panderiana* O r b., *P. excentralis* Y. et B., *P. explanata* P h i l l., *Acroteuthis absoluta* F i s c h., *Cylindroteuthis puzosiana* O r b. и указанные для предыдущей зоны двустворки. В зоне обнаружен комплекс фораминифер: *Brotzenia parastelligera* H o f., *B. uhligi* M j a t l., *B. volgensis* M j a t l., *Lenticulina russiensis* M j a t l., *L. brückmanni* M j a t l., *L. samaraensis* M j a t l., *L. comptula* S c h w a g., *L. irretita* S c h w a g., *L. attenuata* K u b. et Z w i n g., *L. simplex* K ü b. et Z w i n g., *Trocholina nidiformis* B r ü c k m., *T. transversarii* P a a l z., *Spirophthalmidium saggitum* B y k., *S. milioliniforme* P a a l z., *Vaginulina harpa* R e u s s.

¹ Конкреции темно-бурые на расколе, со светлой глинистой поверхностью. Похожие конкреции встречаются и в глинистых отложениях келловее и кимериджа.

Верхнеоксфордский подъярус

Верхний подъярус оксфордского яруса сложен темно-серыми и черными, реже довольно светлыми глинами, иногда алевролитовыми или песчаными, часто сильно слюдистыми, мощностью до 14 м. Эти глины, как и нижнеоксфордские, нередко заключают рассеянные фосфоритовые конкреции глинистого типа и в некоторых местах сростки железного колчедана. Породы зоны *Amoeboceras alternans* всегда, а зона *Amoeboceras novosselkense* довольно часто залегают с отчетливым разрывом на нижележащих отложениях. Они распространены во всех областях Центра, исключая Смоленскую, но особенно полно представлены в Московской, Калининской, Ярославской и Костромской областях. В последней хороший разрез зоны *Amoeboceras novosselkense* в настоящее время можно наблюдать в обрыве правого берега р. Унжи у г. Макарьева.

Фауна верхнего подъяруса представлена здесь следующими формами:

в зоне *Amoeboceras alternans* — *Amoeboceras alternans* Buch., *A. tuberculatoalternans* Nik., *A. zieteni* Rouil., *Desmosphinctes mniovníkensis* Nik., *Pachyteuthis pandariana* Orb., *P. excentralis* Y. et B., *P. explanata* Phill., *Acroteuthis absoluta* Fisch., *Parallelodon pictum* Mil., *Astarte cordata* Traut., *Brachytrema keyserlingiana* Rouil., *Procerithium renardi* Rouil. et Vos.; *Turritella fahrenheiti* Rouil., *Pictavia calypso* Orb., *Laevidentalium gladiolus* Eichw. и др.¹;

в зоне *Amoeboceras novosselkense* — *Amoeboceras novosselkense* Dav., *A. cf. alternans* Buch., *Desmosphinctes mniovníkensis* Nik., *D. pralairi* Favre, *Ringsteadia cuneata* Traut., *R. cf. pseudo-yo* Salf., *Cylindroteuthis (Lagonibelus) producta* Gust., *Acroteuthis absoluta* Fisch., *Astarte cordata* Traut., *Laevidentalium gladiolus* Eichw. и другие, в большинстве случаев плохо сохранившиеся и еще недостаточно изученные формы, по-видимому, частично распространенные и в нижнем кимеридже.

Как видно на рис. 70, состав и соотношение прозрачных минералов тяжелой фракции в зоне *Cardioceras cordatum* мало отличаются от таковых среднего келловей, но в зоне *Cardioceras zenaidae* обращает внимание довольно большое (28—35%) содержание циркона, количество которого приближается к выявленному в континентальных юрских образованиях.

Некоторые разрезы оксфордского яруса в разных областях, изображенные на рис. 72, дают понятие о строении, условиях залегания и стратиграфическом соотношении отдельных зон. Строение оксфорда, характерное для Московской области, наблюдалось в описанном выше обнажении в каменоломне Камушки в Москве. Ниже приведено описание двух разрезов оксфорда в Ярославской и Московской областях, в которых сохранилась наименее известная до последнего времени зона *Amoeboceras novosselkense*.

Так, буровой скважиной близ д. Дунилово Ростовского района Ярославской области под осадками нижнего кимериджа на глубине 76 м были вскрыты:

- | | | |
|-----------------------|--|-------|
| Жох ₂ (п) | 1. Глина серая, довольно светлая, сланцеватая с <i>Amoeboceras novosselkense</i> Dav., <i>Cylindroteuthis producta</i> Gust. | 4,5 м |
| Жох ₂ (ал) | 2. Глина серая алевритовая, с <i>Amoeboceras alternans</i> Buch., <i>Pachyteuthis pandariana</i> Orb., <i>Parallelodon cf. pictum</i> Mil., <i>Astarte</i> | |

¹ По данным К. И. Кузнецовой (1965), зоне свойственны фораминиферы: *Lenticulina russiensis* Mjatl., *L. wisniewskii* Mjatl., *Rectoglandulina tutkowskii* Wjatl.

	<i>cordata</i> Traut., <i>Laevidentalium gladiolus</i> Eichw., в основании с окатанными обломками <i>Pachyteuthis excentralis</i> Y. et B.	3,1 „
J ₃ ox ₁ (z)	3. Глина серая, плотная, с <i>Cardioceras zenaidae</i> Illov., <i>C. ilovaiskyi</i> Sok., <i>Pleurotomaria</i> cf. <i>münsteri</i> Roem.	2,1 „

Ниже пройдена глина среднего келловея.

В обрыве правого берега р. Жданки близ д. Плетениха Ленинского района Московской области ниже волжского яруса прослеживаются (описание П. А. Герасимова, 1963 г.):

J ₃ ox ₂ (п)	1. Глина темно-серая, сланцеватая, со многими обохренными участками. В основании слоя — однородный прослой довольно крупных (до 14 см) фосфоритных конкреций со светлой глинистой поверхностью, с редкими <i>Ringsteadia cuneata</i> Traut. В глине найдены очень плохо сохранившиеся <i>Amoeboceras</i> cf. <i>novosselkense</i> Dav., <i>Amoeboceras</i> sp., <i>Cylindroteuthis (Lagonibelus) producta</i> Gust., <i>Astarte cordata</i> Traut.	1,7—2 м
J ₃ ox ₂ (al)	2. Глина, похожая на вышележащую, но с редкими плохой сохранности <i>Amoeboceras alternans</i> Buch, <i>Astarte cordata</i> Traut. В основании глины рассеяны выветрелые окатанные кусочки мергеля с члениками стеблей <i>Acrochordocrinus insignis</i> Traut.	4,5—5 м
J ₃ ox ₁ (z)	3. Глина темно-серая, сланцеватая, с выветрелыми гальками ожелезненного известняка	около 2 „

Ниже залегает обохренный известняк мячковского горизонта каменноугольной системы.

КИМЕРИДЖСКИЙ ЯРУС

Отложения верхнего оксфорда (зона *Amoeboceras novosselkense*) без перерыва (в Московской области) или с явным размывом (местами в Костромской области) сменяются отложениями кимериджа. На территории Центральных областей последние распространены широко, но неравномерно, более полно они представлены в Ярославской, Калининской, Костромской, Владимирской областях, в северной половине Московской и в отдельных районах Калужской областей.

По фауне кимериджские отложения подразделяются на нижний (зона *Amoeboceras kitchini*) и верхний подъярусы (зона *Aulacostephanus pseudomutabilis*), между которыми не наблюдается никаких следов размыва.

Нижнекимериджские образования представлены тремя основными типами пород: серыми, в большинстве случаев темными, иногда черными глинами (до 10—15 м мощностью), кое-где с редкими конкрециями серого мергеля и фосфоритов глинистого типа, глауконитовыми глинистыми песками с фосфоритными конкрециями (до 0,6 м) и, реже, спонголитом. Для нижнего кимериджа характерен комплекс ископаемых: *Amoeboceras kitchini* Salf., *A. kapffi* Opp., *A. cf. bauhini* Opp., *Desmosphinctes pralairi* Favre, *D. mniounikensis* Nik., *Rasenia stephanoides* Opp., *Ringsteadia cuneata* Traut., *Cylindroteuthis (Lagonibelus) kostromensis* Geras., *C. (L.) producta* Gust. (только в нижней части подъяруса), *Meleagrinnella subtilis* Geras., *Loripes kostromensis* Geras., *Amberleya pulchra* Geras. Обычны фораминиферы (определения Е. Я. Уманской, 1965): *Pseudolamarckina rjasanensis* Uhl., *Brotzenia praereticulata* Mjatl., *B. alveolata* Mjatl., *Höglundina praetariensis* Um., *Lenticulina russiensis* Mjatl., *L. embaensis* Furss. et Pol., *L. tumida* Mjatl., *L. kusnetzovae* Um., *L. münsteri* Roemer,

Planularia tricarinella Reuss, *P. kostromensis* Um. (Ярославская, Ивановская и Владимирская области), *Tristix fursenko* Капт., *T. suprajurassica* Paalz., *Lagena hispida* Reuss., *Frondicularia nikitini* Uhl., *F. nodulosa* Furss. et Pol., *Lenticulina münsteri* Roem., *L. tumida* Mjatl., *L. kuznetzovae* Um., *L. gerassimovi* Um., *L. repanda* Капт., *L. russiensis* Mjatl., *Planularia kostromensis* Um., *P. tricarinella* Reuss, *Marginulina kasahstanica* Kazan., *Citharina raricostata* Furss. et Pol., *C. mosquensis* Uhl., *C. flabeloides* Terq., *Brotzenia praereticulata* Mjatl., *B. alveolata* Mjatl., *Pseudolamarckina rjäsanensis* Uhl. (Костромская обл.), *Saracenaria pravoslavlevi* Furss. et Pol., *Rectoglandulina tutkowskii* Mjatl., *Frondicularia uhligi* Furss. et Pol.

Фосфориты нижнего кимериджа в большинстве случаев содержат обильные фосфатизированные скелеты радиолярий, спикулы губок (или пустоты от растворившихся спикул) и зерна глауконита (Герасимов, 1957). Зерна кварца в них обычно редки.

Отложения верхнего кимериджа представлены темной плотной глиной, иногда по внешнему виду трудно отличимой от нижнекимериджской, но обычно характеризующейся обильным содержанием (до 60—85%) глауконита, спонголитом и исключительно переотложенными, во вторичном залегании, конкрециями темного крепкого фосфорита, напоминающими фосфориты из глауконитовых песков нижнего кимериджа.

Фауна, содержащаяся в указанных фосфоритах, в глинах и в спонголите, в общем однотипна и типична для зоны *Aulacostephanus pseudomutabilis* Русской платформы. Из верхнекимериджских осадков рассматриваемых областей известны: *Aulacostephanus pseudomutabilis* Log., *A. eudoxus* Orb., *A. undorae* Pavl., *A. subundorae* Pavl., *Amoeboceras volgae* Pavl., *Physodoceras acanthicum* Opp., *P. longispinum* Sow., *Loripes kostromensis* Geras., *Meleagrinnella subtilis* Geras. и др.

Верхнекимериджские отложения сохранились на меньшей площади, чем нижнекимериджские. Однако следы их в виде галек фосфоритов, нередко находящихся в основании вышележащего трансгрессивно налегающего волжского яруса или в низах меловых отложений, свидетельствуют о былом почти повсеместном распространении верхнего кимериджа.

Кимериджские отложения в Московской области сохранились на сравнительно небольшой территории, преимущественно в ее северной части, где были вскрыты в немногих местах буровыми скважинами последних лет на довольно большой (более 150 м) глубине. Судя по керну буровых скважин, пробуренных в Дмитровском (д. Филимоново и др.), Загорском (деревни Еремино, Лобково и др.) и в Константиновском (д. Торгошино) районах, строение кимериджа здесь довольно однообразно. Это темно-серые плотные сланцеватые глины (до 14 м) нижнего подъяруса с *Amoeboceras kitchini* Salf., *A. capffi* Opp., *Rasenia stephanoides* Opp., *Desmosphinctes pralairi* Favre, *Cylindroteuthis (Lagonibelus) kostromensis* Geras., *Pachyteuthis explanata* Phill., *Loripes kostromensis* Geras., *Meleagrinnella subtilis* Geras., *Amberleya pulchra* Geras. и др. и серые, обычно с зеленоватым оттенком от обилия глауконита глины верхнего подъяруса мощностью до 2—4 м с *Aulacostephanus pseudomutabilis* Log., *A. eudoxus* Orb., *Amoeboceras volgae* Pavl., *Meleagrinnella subtilis* Geras. и др. В южной половине области осадки кимериджа сохранились лишь в единичных местах. Пока они известны по буровой скважине в Наро-Фоминском районе у д. Нефедово (см. рис. 72, разрез 8) и в Рузском районе,

в обнажении на правом берегу р. Москвы против д. Игнатьево). Это обнажение обнаружено П. А. Герасимовым в 1933 г. и позднее много раз им изучалось. В отличие от северной половины области нижний кимеридж имеет здесь очень небольшую (до 0,2 м) мощность. Здесь под мореной наблюдаются (рис. 77):

$J_3v_2(p)$	1. Песок зеленовато-бурый, глинистый, глауконитовый, местами сцементированный в песчаник	0,30—0,35 м
	2. Фосфоритовый слой из конкреций буровато-серого фосфорита, в глауконитовом песке, в большинстве случаев спаивающихся в плиту. Встречены: <i>Zaraiskites scythicus</i> Visch., <i>Z. apertus</i> Vissch., <i>Z. quenstedti</i> Rouil. et Vos., <i>Pavlovia pavlovi</i> Mich., <i>Aucella rugosa</i> Fisch. и др.	0,10—0,15 „
	3. Песок зеленовато-серый, неравномерно глинистый, со многими окатанными и источенными сверлящими моллюсками, переотложенными конкрециями темного крепкого фосфорита с <i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i> Lог., <i>Physodoceras</i> cf. <i>deaki</i> Her b., <i>P. acanthicum</i> Orp., <i>Thracia depressa</i> Sow. и др.	0,05—0,1 „
J_3km_2	4. Глина серовато-черная, с синеватым оттенком, богатая глауконитом (около 55% по данным анализа) с <i>Aulacostephanus eudoxus</i> Orb., <i>A. pseudomutabilis</i> Lог., <i>Aulacostephanus</i> sp., <i>Exogyra virgula</i> Defr.	0,60 „
J_3km_1	5. Песок зеленовато-бурый, глауконитовый, глинистый, с неокатанными и неисточенными конкрециями темного фосфорита. В конкрециях обнаружены: <i>Rasenia stephanoides</i> Orp., <i>Desmosphinctes pralairi</i> Favre, <i>Divisosphinctes magistri</i> Illov., <i>Ringsteadia cuneata</i> Traut., <i>Amberleya pulchra</i> Geras., многочисленные спикулы губок и радиоларии	0,04—0,08 „
J_3ox_2	6. Глина черная, слюдистая, сланцеватая, с очень редкими отпечатками <i>Amoeboceras alternans</i> Buch., <i>A. tuberculatoalternans</i> Nik.	2,8 „
	7. Глина буровато-желтая, мергелистая, неравномерно ожелезненная, частью расслаивающаяся на плитки, с плохо сохранившимися кусочками древесины. Граница с нижележащей породой резкая, неровная (размыв)	0,05—0,12 „

Ниже залегают глины нижнего оксфорда и среднего келловея и известняки подольского горизонта среднего карбона.

Залегающий на размытой поверхности верхнекимериджской глины глинистый песок с окатанными и источенными фосфоритовыми конкрециями и с обломками ядер верхнекимериджских форм (слой 3 приведенного разреза), несомненно, является галечником в основании трансгрессивно залегающей зоны *Dorsoplanites panderi* волжского яруса и, следовательно, только заключающийся в этом слое фосфоритовые гальки указывают на существовавший более высокий и пока еще неизвестный неперекрытый горизонт верхнего кимериджа. Именно подобный, нередко наблюдаемый в основании волжского яруса Подмосковья слой глауконитового песка с окатанными фосфоритовыми ядрами кимериджских ископаемых давно известен в геологической литературе и ошибочно был причислен некоторыми исследователями к непереотложенным кимериджским осадкам. Наиболее обогащен обломками верхнекимериджских ископаемых данный прослой в урочище Можжинку близ Звенигорода, по берегу р. Рузы близ д. Федотово, по берегу р. Лопенки близ д. Борисовка Подольского района, по р. Наре между селениями Романово и Папино, на границе с Калужской областью, в районе селений Дьяково и Чагино на р. Москве. Чаше других здесь встречаются переотложенные ядра верхнекимериджских *Physodoceras longispinum* Sow., *P. acanthicum* Orp., *P. deaki* Her b., *Aulacostephanus subundorae* Pavl., *A. pseudomutabilis* Lог., иногда совместно с переотложенными нижнекимериджскими формами. Химический анализ фосфоритового ядра *Physodoceras* sp. из обнажения между селениями Папино и Романово дал следующие результаты (в %): SiO_2 — 3,0; Al_2O_3 — 1,38;

Fe_2O_3 — 1,42; TiO_2 — 0,05; MnO — 0,11; CaO — 48,38; MgO — 0,39; N_2O — 0,66; K_2O — 0,24; S — 0,56; SO_3 — 0,66; п. п. п. — 10,63; P_2O_5 — 29,76; сумма — 97,24.

В Ивановской области известен только нижний кимеридж, представленный серой плотной глиной мощностью до 5 м, местами с конкрециями серого мергеля, с *Rasenia stephanoides* О рр., *Amoeboceras kitchini* Salf., *Cylindroteuthis (Lagonibelus) kostromensis* Geras., *Meleagrinnella subtilis* Geras. и др. Эти глины до подъема уровня воды р. Волги обнажались в окрестностях Кинешмы. В настоящее время они видны по правобережью нижнего течения р. Унжи между селениями Ефимово и Огарково в Юрьевецком районе.

Похожие глины нижнего кимериджа мощностью до 10—13 м вскрыты буровыми скважинами во Владимирской области, преимущественно в западных ее районах (селения Кесарево, Бабаево, Старый Двор, Жари, Неумойка, Бакино и др., см. рис. 72, разрезы 15, 16).

Нижнекимериджские глинистые отложения (мощностью до 10—15 м), чрезвычайно близкие к описанным, распространены на довольно большой территории Костромской области; в Галичском, Палкинском, Буйском, Сусанинском, Расловском, Парфеновском и других ее районах (см. рис. 72, разрез 13). Они обычно залегают с размывом на верхнем оксфорде.

Естественные обнажения нижнекимериджских глин наблюдаются по правобережью р. Унжи выше и ниже г. Макарьева. В глинах здесь местами встречаются крупные конкреции серого мергеля, иногда с трещинами, заполненными кристаллами кальцита и, реже, барита.

В Ярославской области глины нижнего кимериджа (мощностью до 15 м), подобные распространенным во Владимирской и Костромской областях, обнаружены буровыми скважинами в Переславском, Ростовском, Угличском и Даниловском районах (см. рис. 72, разрезы 10, 11). В Рыбинском районе, как и в южной половине Московской области, нижний кимеридж представлен темным глауконитовым глинистым песком мощностью около 0,6 м, с конкрециями крепкого фосфорита, богатого радиоляриями и спикулами губок. Эти фосфоритоносные пески до сооружения Рыбинской плотины (1941 г.) хорошо обнажались в правом берегу Волги у с. Коприно. В них были найдены: *Desmosphinctes pralairi* Favre, *Rasenia stephanoides* О рр., *R. mniovnikensis* Nik., *Ringsteadia cuneata* Traut., *Amoeboceras kitchini* Salf.,

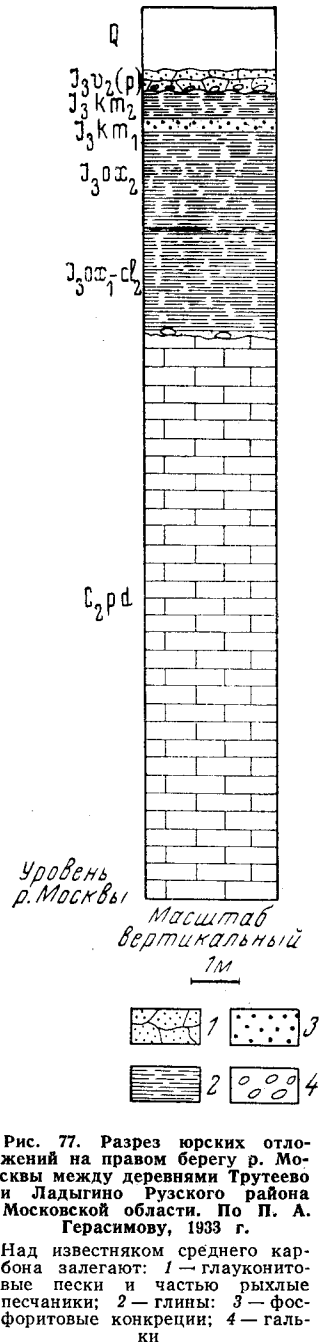


Рис. 77. Разрез юрских отложений на правом берегу р. Москвы между деревнями Трутеево и Ладыгино Рузского района Московской области. По П. А. Герасимову, 1933 г.

Над известняком среднего карбона залегают: 1 — глауконитовые пески и частью рыхлые песчаники; 2 — глины; 3 — фосфоритовые конкреции; 4 — гальки.

A. kapffi Orp., *A. cf. bauhini* Orp., *Cylindroteuthis (Lagonibelus) kostromensis* Geras., *Amberleya pulchra* Geras. и др. Совершенно такие же глауконитовые пески с фосфоритами и с хорошо сохранившимися перечисленными ископаемыми наблюдались и по левобережью Волги в бассейне р. Сить (у с. Панкратово) в полосе бечевника на Волге в 3 км ниже г. Кимры, уже в пределах Калининской области.

Небольшой мощности (до 2—3 м) глины верхнего кимериджа обнаружены буровыми скважинами в Даниловском (д. Серeda), Ростовском (д. Мычково) и Угличском (д. Ворошилово) районах Ярославской области, кое-где в Сусанинском и Буйском районах Костромской области. В этих глинах, залегающих без следов размыва на нижнем кимеридже, были встречены: *Aulacostephanus eudoxus* Orb., *A. pseudomutabilis* Loh., *Amoeboceras volgae* Pavl., *Loripes kostromensis* Geras. и др.

На очень большой площади Костромской, Ярославской и Калининской областей верхний кимеридж был размыт еще в юрское время. О былом его распространении свидетельствует присутствие переотложенных окатанных фосфоритовых конкреций, иногда с ядрами верхнекимериджских ископаемых в основании волжского яруса.

Кимериджские отложения в Калужской области известны в Медынском, Перемышльском, Бабынинском и Лев-Толстовском районах. В первом из них они распространены в бассейне р. Лужи, в окрестностях с. Кременское. Над верхним оксфордом некоторые буровые скважины здесь вскрыли темные сильно песчаные нижнекимериджские глины (менее 1 м) с довольно крепкими песчано-глауконитовыми фосфоритовыми конкрециями, с *Rasenia stephanoides* Orp., *Amberleya pulchra* Geras. и др.

В остальных трех районах кимериджу принадлежит своеобразная светлая кремнистая довольно легкая порода — спонголит, или гез, образованная спикулами губок и мельчайшими опаловыми глобулами, обычно выполняющими полости от частично или полностью растворившихся спикул. В некоторых шлифах этой породы наблюдалось включение ромбоздров доломита (Герасимов, 1957). Нижняя часть этой толщи (до 2 м) принадлежит нижнему подъярису кимериджа и содержит *Desmosphinctes pralairi* Favre, *Rasenia stephanoides* Orp., *Divisosphinctes magistri* Illov., *Pleuromya cf. tellina* Ag., *Dicroloma* sp., *Zeilleria* sp., а верхняя (до 10 м) относится к верхнему подъярису; в ней встречены *Aulacostephanus eudoxus* Orb., *A. pseudomutabilis* Loh., *Physodoceras acanthicum* Orp., *P. longispinum* Sow., *Exogyra virgula* Defr., *Loripes kostromensis* Geras. и др. Под спонголитом (гезом), местами переслаиваясь с ним, в этих трех районах распространены, судя по керну из буровых скважин, темные глауконитовые глины с *Aulacostephanus pseudomutabilis* Loh., *Amoeboceras volgae* Pavl., похожие на одновозрастные глины, открытые П. А. Герасимовым в 1933 г. в Рузском районе Московской области¹.

Непереотложенные отложения кимериджа в Смоленской области неизвестны. Следами их являются хорошо окатанные и источенные сверлящими моллюсками гальки темного крепкого фосфорита, присутствующие в основании нижнемеловых или четвертичных отложений, покрывающих келловейский ярус.

¹ Верхнекимериджский возраст верхней части толщи спонголита и переслаивающейся местами с ним глины установлен нами на основании фауны, обнаруженной в 1956 г. при просмотре керна скважин, пробуренных трестом «Калугауглегеология».

ВОЛЖСКИЙ ЯРУС

Волжский ярус подразделяется на три подъяруса — нижний, средний и верхний. В пределах описываемой территории нижний подъярус отсутствует¹.

Средневожский подъярус

В среднем подъярусе волжского яруса выделяются зоны: *Dorsoplanites panderi*, *Virgatites virgatus*, *Epivirgatites nikitini*. Он распространен с большей или меньшей полнотой в большинстве рассматриваемых областей, исключая Смоленскую и Владимирскую, и всегда залегает с разрывом на подстилающих отложениях.

Зона *Dorsoplanites panderi*. Средний подъярус волжского яруса в Центральных областях обычно начинается тонким слоем глауконитового глинистого песка с гальками фосфоритов из размытых кимериджских отложений. Очень редко в основной породе этого слоя встречаются ископаемые зоны *Dorsoplanites panderi*.

Выше следуют неповсеместно развитые темные плотные, часто микрослоистые и более или менее битумизонные глины, обыкновенно именуемые «сланцами»². В местах, где эти отложения имеют значительную мощность (до 10—12 м, Костромская область), они петрографически расчленяются на ряд чередующихся между собой, обычно не выдержанных по простиранию разностей, среди которых можно выделить: глинистые горючие битуминозные сланцы, слоистые и неслоистые глины, прослой глинистых мергелей. В сланцах встречаются обильные, но в большинстве случаев сдавленные остатки организмов, из которых наиболее обыкновенны: *Zaraiskites scythicus* Visch., *Z. quenstedti* Rouil. et Vos., *Z. apertus* Visch., *Dorsoplanites panderi* Orb., *Pavlovia pavlovi* Mich., *Aucella mosquensis* Buch, *A. rugosa* Fisch., *Loripes fischerianus* Orb., *Inoceramus pseudoretrorsus* Geras., *Scurgia maeotis* (Eichw.), *Lingula demissa* Geras. и др. Довольно редки здесь остатки водорослей. Сланцы рассматриваемой территории в литологическом отношении еще недостаточно изучены. Комплекс содержащихся в них ископаемых, условия залегания и стратиграфическое положение позволяют принять их за образования, одновозрастные со сланцами Среднего Поволжья, где они более мощно развиты.

Распространение сланцев неповсеместное. В Московской области они встречаются в окрестностях селений Дьяково и Чагино и в юго-западной части Егорьевского района, где их мощность редко достигает 0,3—0,5 м и они очень глинистые. В Ивановской области они известны в районе г. Кинешмы и по рекам Унже и Нее. Замечается увеличение мощности глинисто-сланцевой толщи при движении снизу вверх по течению указанных рек. В Костромской области этот глинистый комплекс зоны *Dorsoplanites panderi* иногда достигает мощности 10—12 м и распространен в большинстве районов.

Стратиграфически выше глин и сланцев залегает фосфоритовый слой зоны *Dorsoplanites panderi* (0,15—0,30 м), в виде буровато-серых фосфоритовых конкреций в глауконитовом глинистом, иногда алевроитовом песке. В ряде случаев конкреции спаиваются между собой, обра-

¹ До недавнего времени в практике работ отечественных геологов обыкновенно применялись для рассматриваемых отложений обозначения нижний волжский и верхний волжский ярусы. Учитывая, что наименование «волжский ярус» имеет приоритет и что этому стратиграфическому интервалу отвечает один этап в развитии важнейших руководящих ископаемых — аммонитов, очевидна целесообразность выделения единого волжского яруса, утвержденного Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1964 г. Подробнее об этом см. Герасимов, Михайлов, 1966; Герасимов, 1969.

² В дальнейшем термин «сланцы» сохраняется как укоренившийся для Русской платформы в геологической литературе.

зую плиту. На очень большой площади, преимущественно в южной половине Центральных областей, описанная нижняя глинистая толща развита слабо или вовсе отсутствует, и встречается единый фосфоритовый слой, над которым только местами залегают темные глауконитовые глинистые пески или песчаные глины того же возраста мощностью до 2, очень редко до 20 м. Эти пески и глины пройдены буровыми скважинами в Рузском, Истринском, Наро-Фоминском (см. рис. 72, разрез 8), Дмитровском (д. Тимошкино), Загорском (д. Еремино) районах Московской области; в Калязинском (д. Лом), Кашинском (д. Барыково) и Кимрском (д. Ладыгино) районах Калининской области, а также в Переславском (д. Петухово) районе Ярославской области.

В тех очень частых случаях, когда в разрезах нет глинистых отложений зоны *Dorsoplanites panderi*, подстилающих фосфоритовый слой, в последнем обычны гальки фосфоритов из размытых кимериджских, а местами и из оксфордских осадков.

В фосфоритовом слое зоны *Dorsoplanites panderi* встречаются: *Dorsoplanites panderi* Orb., *D. dorsoplanus* Visch., *Pavlovia pavlovi* Mich., *P. menneri* Michlv., *Zaraiskites scythicus* Visch., *Z. quenstedti* Rouil. et Vos., *Z. zarajskensis* Mich., *Z. apertus* Visch., *Z. stschukinensis* Mich., *Z. tscherhyschovi* Mich., *Cylindroteuthis volgensis* Orb., *C. magnifica* Orb., *Hibolites mniounikensis* Geras. (in litt.), *Aucella mosquensis* Buch., *A. rugosa* Fisch., *A. gracilis* Pavl., *Loripes fischerianus* Orb., *Liostrea plastica* Traut., *Scurria maeotis* Eichw. и др. Из фораминифер в зоне распространены¹: *Lenticulina infravolgensis* Furss. et Pol., *L. ornatissima* Furss. et Pol., *L. aff. humilis* Reuss, *L. strombecki* Reuss, *L. biexcavata* Mjatl., *Saracenaria pravoslavlevi* Furss. et Pol., *S. mirabilissima* Furss. et Pol., *Nodosaria osynkiensis* Mjatl., *Lingulina nodosaria* Reuss.

В пределах большей части Центральных областей фосфоритовый слой зоны *Dorsoplanites panderi* не претерпевает фациальных изменений. Лишь к югу от Тулы (Щекинский и Воловский районы), где отложения зоны *Dorsoplanites panderi* сохранились на очень небольшой территории, они представлены более мелководными, но еще не прибрежными образованиями — оруденелым глауконитовым песчанником.

Зона *Virgatites virgatus*. По сравнению с зоной *Dorsoplanites panderi* зона *Virgatites virgatus* распространена на меньшей площади. Она неизвестна в северо-восточной и юго-западной частях Центральных областей. Повсюду она залегает на подстилающих породах зоны *Dorsoplanites panderi* или нижележащих горизонтов юры с очень резко выраженным размывом.

Основание зоны обыкновенно сложено небольшой мощности (до 0,3—0,4 м) зеленовато-серым и темно-зеленым глауконитовым песком, иногда сцементированным в известковый песчанник. В породе обычны мелкие серовато-бурые фосфоритовые конкреции. Помимо них, во многих случаях встречаются гальки фосфоритов более древних генераций (результат размывания зоны *Dorsoplanites panderi* и кимериджа). Фаунистически этот слой бывает довольно хорошо охарактеризован. Здесь впервые появляются аммониты группы *Virgatites virgatus* Buch и многие другие беспозвоночные, свойственные рассматриваемой зоне.

Выше следует основной фосфоритовый слой зоны *Virgatites virgatus* (до 0,15—0,30 м), представленный темно-зеленым или зеленовато-серым глауконитовым глинистым песком, часто сцементированным в рыхлый или довольно крепкий и богатый фосфоритовыми гальками

¹ Все фораминиферы для волжского яруса указываются по данным К. И. Кузнецовой (1965).

(особенно при отсутствии нижележащего песка) фосфатизированный глауконитовый песчаник — конгломерат. В породе почти всегда многочисленны стяжения фосфорита. Среди них встречаются то очень рыхлые, почти не отделимые от основной породы слои, то резко от нее обособленные, более богатые фосфатом. Самой верхней части слоя нередко свойственна значительная известковистость.

В фосфоритовом слое зоны *Virgatites virgatus* иногда встречается много окаменелостей: *Virgatites virgatus* Buch, *V. pusillus* Mich., *V. sosia* Visch., *V. pallasianus* Orb., *Acuticostites acuticostatus* Mich., *Lomonossovella lomonosovi* Visch., *L. blakei* Pavl., *Laugeites stschurovskii* Nik., *Dorsoplanites serus* Geras. (in litt.) — последний представитель распространенного в зоне *Dorsoplanites panderi* рода *Dorsoplanites*, *Cylindroteuthis volgensis* Orb., *Parallelodon schourovski* Rouil. et Vos., *Dicranodonta siberica* Orb., *Astarte duboisiana* Orb., *A. panderi* Rouil., *A. rouillieri* Geras., *Loripes fischerianus* Orb., *Cyprina cancriniana* Orb., *Aucella piochii* Gabb, *A. fischeriana* Orb., *Gresslya alduini* Fisch., *Pleuromya tellina* Ag., *P. egregia* Geras., *Panope orbignyana* Rouil., *Myopholas mutabilis* Geras., *Isognomon gibbum* Eichw., *Lima phillipsi* Orb., *Ctenostreon distans* Eichw., *Entolium erraticum* Fieb., *Camptonectes zonarius* Eichw., *Liostrea khaschovensis* Rouil., *L. expansa* Sow., *Amphidonta nana* Sow., *Pleurotomaria bloedeana* Orb., *P. mosquensis* Geras., *Metriomphalus jaskofjanus* Orb., *Brachytrema incerta* Orb., *Russirhynchia fischeri* Rouil., *Russiella bullata* Rouil. и многие другие. Обращает внимание наличие местами в фосфоритовом слое, особенно в верхней его части, губок, иногда в значительном количестве: *Pachyascus lopatinensis* Geras., *Sphenaulax argillaceus* Traut., *S. subargillaceus* Geras., *S. infundibuliformis* Eichw., *S. piriformis* Geras., *Verrucocoelia patella* Geras. и др. Для зоны обычны фораминиферы: *Lenticulina infra-volgensis* Furss. et Pol., *L. münsteri* Roem., *L. ex gr. embaensis* Furss. et Pol., *Saracenaria pravoslavlevi* Furss. et Pol., *S. kasanzevi* Furss. et Pol., *Marginulina robusta* Reuss, *M. striatocostata* Reuss, *Nodosaria* aff. *raphanus* L.

Фосфоритовый слой лучше известен в Московской области. Севернее Москвы, в западной части Рыбинского района Ярославской области, он замещается известковым песчаником мощностью до 0,30—0,60 м с включенными в него конкрециями фосфоритов, а местами и галек темных крепких переотложенных кимериджских фосфоритов, особенно обильных в низах слоя. Очень характерно для этого слоя наличие, помимо *Virgatites virgatus* Buch, *V. sosia* Visch. и других аммонитов группы *V. virgatus*, многочисленных особей наиболее ранних представителей рода *Craspedites* (*Craspedites ivanovi* Geras., *C. pseudofragilis* Geras.), очень редких в Подмосковье.

Непосредственно выше фосфоритового слоя зоны *Virgatites virgatus* залегают темные песчано-глинистые и алевроитовые глауконитовые породы (Московская область) и соответствующие им более мелководные песчаные, часто ожелезненные, с выветрелым глауконитом отложения (запад Ярославской области). Фауна большей нижней части этой толщи не отличается от таковой нижележащего фосфоритового слоя, верхняя же часть, которую Н. П. Михайлов предлагает выделить в подзону *Virgatites rosanovi*, содержит, наряду с *Virgatites virgatus* Buch и другими, несколько аммонитовых форм, не известных ниже: *Virgatites rosanovi* Michlv., *Crenonites kunczevi* Michlv. и некоторые другие, еще недостаточно хорошо изученные.

Мощность описываемой зоны очень непостоянна. В одних местах она едва достигает 0,2—0,5 м, в других же, обычно в небольших де-

прессиях, увеличивается до 6—8 м (Москва и ее ближайшие окрестности) или 10—15 м (правобережье Волги в западной части Рыбинского района Ярославской области).

Зона *Epivirgatites nikitini*. Зона *Virgatites virgatus* с размывом (особенно отчетливо видимом в Ярославской области) или без заметного размыва сменяется зоной *Epivirgatites nikitini*.

Эта зона, хорошо выделяемая в Среднем Поволжье, в пределах изучаемой территории лишь в немногих местах Московской и Ярославской областей достаточно хорошо палеонтологически охарактеризована и может быть четко отделена от предшествующей зоны.

В пределах Московской области зона *Epivirgatites nikitini* часто обозначалась в литературе как «слои с *Rhynchonella (Mosquilla) oxyptycha* Fisch.» по нередкому обилию этой формы в рассматриваемых осадках при наличии сравнительно редких *Epivirgatites nikitini* Mich.

В Москве и ее окрестностях эти отложения представлены зеленовато-бурыми или темно-зелеными мелкозернистыми, часто алевроитовыми глауконитовыми песками мощностью до 0,5—1,5 м, местами довольно сильно глинистыми, иногда со сростками рыхлого фосфатизированного или известковистого песчаника. Ископаемые зона местами очень богата: *Epivirgatites nikitini* Mich., *E. bipliciformis* Nik., *E. lahuseni* Nik., *Laugeites stschurowskii* Nik., *Lomonossovella lomonossovi* Visch., *L. blakei* Pavl., *Astarte* aff. *veneris* Orb., *Entolium erraticum* Fieb., *Rhynchonella rouillieri* Eichw., *Mosquilla oxyptycha* Fisch., *Russiella royeriana* Orb., *R. truncata* Geras., *R. clemenci* Lehm., иглы *Rhabdocidaris spinigera* Rouil., *R. spathulata* Auerb. и др., а также фораминиферы: *Lenticulina mosquensis* Kusn., *L. aff. media* Furss. et Pol., *L. wega* Kusn., *Marginulina robusta* Reuss, *M. striatocostata* Reuss, *M. gracilissima* Reuss, *Saracenaris alfa* Kusn., *Citharina* aff. *brevis* Furss. et Pol., *C. raricostata* Furss. et Pol., *Tristix temirica* Dain., *T. suprajurassica* Paal., *Lagena* aff. *sulcata* Walk. et Juc., *Spirofrondicularia rhabdogonioides* Charn.

Другим районом, изолированным от подмосковного, где хорошо обнажается зона *Epivirgatites nikitini*, является правобережье Волги между г. Мышкиным и с. Коприно Рыбинского района. В отличие от Подмосковья зона *Epivirgatites nikitini* здесь представлена более мелководными осадками — серыми и желтовато-серыми, иногда довольно сильно ожелезненными неоднороднозернистыми, часто грубозернистыми песками, с выветрелыми зернами глауконита. В отдельных местах песок слабо цементирован. В толще песка, достигающей мощности 3—5 м (селения Глебово, Мостово и др.), редко рассеяны конкреции песчаного фосфорита, довольно бедного P_2O_5 ¹, напоминающие конкреции из зоны *Virgatites virgatus*, но обыкновенно отличающиеся, как и вмещающая их порода, большей грубозернистостью. В породе обычны: *Epivirgatites nikitini* Mich., *E. bipliciformis* Nik., *E. lahuseni* Nik., *Lomonossovella lomonossovi* Visch., *Laugeites stschurowskii* Nik. (отдельные особи этих видов иногда достигают, как и в Подмосковье, огромной величины, до 0,5—0,8 м диаметром); *Craspedites pseudofragilis* Geras., *C. ivanovi* Geras., *Entolium erraticum* Fieb., *Lingula demissa* Geras., *Serpula [Tetraserpula] tetragona* Sow. и др.

В пределах Московской области известны все три зоны среднего подъяруса волжского яруса. Более полно они представлены в цен-

¹ Химический состав конкреции из обнажения у с. Глебово следующий (в %): SiO_2 — 60,37; Al_2O_3 — 0,99; Fe_2O_3 — 2,31; TiO_2 — 0,06; MnO — 0,02; CaO — 18,35; MgO — 0,20; Na_2O — 0,22; K_2O — 0,13; S — 0,07; SO_3 — 0,26; п. п. п. — 4,06; P_2O_5 — 11,52; сумма — 98,56.

тральной части области, преимущественно в Москве и ее ближайших окрестностях. Наиболее ясное понятие о порядке наложения среднего подъяруса дает известное обнажение на левом берегу р. Москвы между с. Мневники и устьем р. Ходынки (около устья ныне засыпанного Студеного оврага). До недавнего времени здесь можно было (в связи с застройкой территории большая, нижняя, часть обнажения в настоящее время недоступна для наблюдения) видеть под древнеаллювиальными песками:

- J_{3v3}(f) 1. Песок темно-зеленый, частью зеленовато-бурый, с редкими мелкими конкрециями песчаного фосфорита, с *Kachpurites fulgens* Traut., *K. subfulgens* Nik., *Craspedites fragilis* Traut., *C. nehrasovi* Prig., *C. okensis* Orb. и др. 0,7 м
- J_{3v2}(пк) 2. Песок темно-зеленый и зеленовато-бурый, глауконитовый, мелкозернистый, с *Epivirgatites bipliciformis* Nik., *E. nikitini* Mich., *E. lahusei* Nik., *Lomonossovella lomonossovi* Visch., *L. blakei* Pavl., *Lauegites stschurovskii* Nik., *Acroteuthis mosquensis* Pavl., *A. russiensis* Orb., *Pachyteuthis rouillieri* Pavl., *Entolium erraticum* Fieb., *Astarte* aff. *veneris* Orb., *Rhynchonella rouillieri* Eichw., *Mosquilla oxyoptycha* Fisch., *Russiella royeriana* Orb., *R. truncata* Geras., *R. clemenci* Lehm., *R. eichwaldi* Lehm., обилие игл *Rhabdocidaris spathulata* Auerb., *R. spinigera* Rouill. и др. 0,6—0,8 „
- J_{3v2}(v) 3. Песок черный, мелкозернистый, глауконитовый глинистый, кнззу все более и более глинистый, постепенно переходит в черную слюдистую песчанистую глину. В верхней части толщи (подзона *Virgatites rosanovi*) встречаются редкие хрупкие раковины *Virgatites virgatus* Buch., *V. rosanovi* Michlv., *Lomonossovella lomonossovi* Visch., и др. Нижняя часть толщи (приблизительно нижняя треть ее) очень богата хорошо сохранившимися ископаемыми: *Virgatites virgatus* Buch., *V. pusillus* Mich., *V. sosia* Visch., *V. pallasianus* Orb., *Acuticostites acuticostatus* Mich., *Lauegites stschurovskii* Nik., *Lomonossovella blakei* Pavl., *L. lomonossovi* Visch., *Dorsoplanites serus* Geras. (in litt.), *Cylindroteuthis volgensis* Orb., *Pachyteuthis rouillieri* Pavl., *Parallelodon productum* Rouil., *Dicranodonta siberica* Orb., *Astarte duboisiana* Orb., *A. panderi* Rouil., *A. rouillieri* Geras., *Loripes fischerianus* Orb., *Mactromya heteroclitia* Orb., *Camptonectes zonarius* Eichw., *Entolium erraticum* Fieb., *Miophorella intermedia* Fahr., *Cyprina cancriniana* Orb., *C. kharaschovensis* Rouil., *Ctanostreon distans* Eichw., *Liotstrea kharaschovensis* Rouil., *L. expansa* Sow., *Ambidonta nana* Sow., *Pleuromya tellina* Ag., *Panope orbignyana* Rouil., *Gresslya alduini* Fisch., *Russirhynchia fischeri* Rouil., *Russiella bullata* Rouil. и многие другие формы, составляющие характерный комплекс зоны *Virgatites virgatus* до 7 м
4. Фосфоритовый слой из конкреций черновато-серого, довольно крепкого фосфорита песчано-глауконитового типа, иногда облекаемых более светлым песчанистым фосфоритом другой генерации. Фосфоритовые конкреции залегают в глауконитовом песке, часто спаяны и образуют более или менее сплошной фосфоритовый пласт, изобилующий ископаемыми, которые были указаны для покрывающей этот слой песчанистой глины 0,15—0,25 „
5. Песок зеленовато-серый, местами цементированный в мергелистый песчаник. В породе рассеяны фосфориты двух-трех генераций. Одни из них — темно-серые песчано-глауконитового типа, несомненно синхронны вмещающей их породе, другие — обыкновенно в виде обломков более крепких; менее песчанистых темно-серых и буроватых фосфоритов — гальки перемытых фосфоритов нижележащего горизонта. В основной породе слоя присутствуют: *Virgatites virgatus* Buch., *V. pusillus* Mich., *V. pallasianus* Orb., *Acuticostites acuticostatus* Mich., *Cylindroteuthis volgensis* Orb. и другие ископаемые, среди которых можно отметить остатки панцирей десятиногих раков (*Glypheopsis vosinskyi* Lah., *Eryma mosquensis* Lah.) и зубы селяхий (*Sphenodus stschurovskii* Kirp., *Notidanus nikitini* Chab.), частично, возможно, вымытые из нижележащего слоя 0,15—0,20 „

- $J_3V_2(p)$ 6. Фосфоритовый слой из конкреций темно-серого или буровато-серого довольно крепкого фосфорита песчано-глинисто-глауконитового типа (по данным химического анализа с содержанием 23—24% P_2O_5), нередко цементирующего гальки темного крепкого фосфорита глинистого типа, происходящие из перемытых кимериджских отложений. Конкреции и гальки часто спаяны между собой. В конкрециях встречаются: *Dorsoplanites panderi* Orb., *D. dorsoplanus* Visch., *Pavlovia pavlovi* Mich., *P. menneri* Michlv., *Zaraiskites scythicus* Visch., *Z. questedti* Rouil. et Vos., *Z. zarajskensis* Mich., *Z. stschukinensis* Mich., *Z. tschernyschovi* Mich., *Z. apertus* Visch., *Acuticostites acuticostatus* Mich., *Cylindroteuthis volgensis* Orb., *Aucella mosquensis* Buch., *A. rugosa* Fisch., *A. gracilis* Pavl., *Liostraea plastica* Traut., *Scurria maeotis* Eichw. и др. 0,10—0,20 м
7. Песок темно-зеленый, глауконитовый, глинистый со спорадически встречающимися окатанными обломками конкреций темного не песчаного фосфорита нижнего и верхнего кимериджа, иногда с глянцевиной поверхностью. Среди них встречаются обломки фосфоритовых ядер *Ringsteadia cuneata* Traut., *Desmosphinctes pralairi* Favre, *Physodoceras* sp. и др. 0,0—0,10 „
- J_2Ox_2 8. Глина серовато-черная, слюдистая, сланцеватая, с *Amoeboceras alternans* Buch., *A. tuberculato-alternans* Nik., *A. zieteni* Rouil., *Desmosphinctes mniounikensis* Nik., *Astarte cordata* Traut., *Brachytrema keyserlingiana* Rouil., *Procerithium reynardi* Rouil. et Vos., *Laevidentalium gladiolus* Eichw. и др. Видимая мощность (до уровня воды р. Москвы) 1,5 „

В отличие от приведенного разреза, подавляющее большинство других разрезов среднего подъяруса волжского яруса, главным образом к юго-востоку от Москвы, имеют значительно меньшую мощность отдельных горизонтов, а некоторые из них выпадают в результате размытия. Часто отсутствует фосфоритовый слой зоны *Dorsoplanites panderi*, в связи с перемывом его в начале века *Virgatites virgatus*, сокращается мощность верхней песчано-глинистой толщи зоны *Virgatites virgatus*, уменьшается мощность или отсутствует зона *Epivirgatites nikitini*, а ниже фосфоритового слоя зоны *Dorsoplanites panderi* появляется тонкий прослой (до 0,2—0,6 м) глинистого, иногда слабо битуминозного сланца (селения Дьяково и Чагино в Москве, фосфоритные разработки между г. Егорьевском и с. Хорлово).

В некоторых частях области, например местами в Коломенском и Ногинском районах, а также в бассейне р. Осетра, были обнаружены лишь окатанные фосфоритовые конкреции среднего подъяруса волжского яруса в основании верхнего подъяруса или готерива (Ногинский район). Довольно обычную последовательность и состав слоев среднего подъяруса юго-восточных районов области иллюстрируют разрезы в бассейне левых притоков р. Москвы, в пределах обширных фосфоритовых разработок между г. Воскресенском и селениями Лопатино, Осташево и Хорлово. Под верхним подъярусом волжского яруса, описанным ниже, здесь вскрываются (см. рис. 72, разрез 7):

- $J_3V_2(pk)$ 1. Песок темно-зеленый, глауконитовый, местами цементированный в очень рыхлый, частично известковый песчаник, с *Epivirgatites bipliciformis* Nik., *Lomonossovella lomonosovi* Visch., *Laugeites stschurovskii* Nik., *Acroteuthis mosquensis* Pavl., *A. russiensis* Orb., *Pachyteuthis rouillieri* Pavl., *P. praecorpulenta* Geras., *Entolium erraticum* Fieb., *Astarte aff. veneris* Orb., *Rhynchonella rouillieri* Eichw., *Mosquella oxyoptycha* Fisch., обильными иглами *Rhabdocidaris spathulata* Auerb., *R. spinigera* Rouil. и др. 0,0—0,30 м
- $J_3V_2(v)$ 2. Песок глауконитовый, напоминающий вышележащий, но более глинистый, в нижней части с однорядным прослоем конкреций фосфорита песчано-глауконитового типа. Ископаемые нередко и хорошей сохранности: *Virgatites virgatus* Buch., *V. pusillus* Mich., *V. sosia* Visch., *V. pallasianus* Orb., *Lomonossovella lomonosovi* Visch., *L. blakei* Pavl., *Laugeites stschurovskii*

Nik., *Dorsoplanites serus* Geras. (in litt.), *Cylindroteuthis volgensis* Orb., *Pachyteuthis rouillieri* Pavl., *Hibolites mniouvikensis* Geras. (in litt.), *Parallelodon productum* Rouil., *P. schourovskii* Rouil. et Vos., *Astarte duboisiana* Orb., *Loripes fischerianus* Orb., *Mactromya heteroclitia* Orb., *Myophorella intermedia* Fahr., *Pleuromya tellina* Ag., *P. egregia* Geras., *Panore orbignyana* Rouil., *Gresslya alduini* Fisch., *Ctenostreon distans* Eichw., *Camptonectes zonarius* Eichw., *Entolium erraticum* Fieb., *Liostrea expansa* Sow., кости рептилий и др.

0,5 м

3. Глина темная, неравномерно песчаная, слюдистая, со многими тонкими прослоечками темно-зеленого глауконитового песка. Ископаемые те же, что в слое 2, но встречаются более редко

до 0,3 ..

4. Фосфоритовый слой, частью плитообразный, из фосфоритов не менее четырех генераций: окатанных и источенных сверлящими моллюсками обломков буровато-черного крепкого фосфорита глинистого типа (перемытые и переотложенные фосфориты верхнего и нижнего кимериджа), окатанных, нередко также источенных конкреций буровато-серого фосфорита с ядрами ископаемых зоны *Dorsoplanites panderi* (переотложенные фосфориты этой последней зоны), основного, цементирующего перечисленные гальки черно-серого фосфорита (по данным химического анализа с содержанием P_2O_5 16 и 31%) и, наконец, светло-серого фосфатизированного глауконитового мергеля, местами плотно облегающего тонкой (до 1,5 см) коркой верхнюю часть фосфоритового пласта. Две последние генерации заключают обильные ископаемые, в основном подобные указанным для слоя 2, но здесь к ним прибавляется довольно много губок (*Pachyascus lopatinensis* Geras., *Sphenaulax argillaceus* Traut.), *S. subargillaceus* Geras., *S. infundibuliformis* Eichw., *S. piriformis* Geras., *Verrucocoelia patella* Geras. и др.). В фосфоритовом слое, в местах наибольшего скопления губок, редко встречаются буровато- и оранжево-красные похожие на яшму полосчатые кремни, несомненно образовавшиеся в результате концентрации кремнезема растворившихся спикул губок. В шлифе обнаруживается строение этой породы из халцедона, опала и кварца, пронизанных окислами железа

до 0,25 ..

J_{30x2}

5. Глина серовато-черная, слюдистая, сланцеватая, с *Amoeboceras alternans* Buch., *Pachyteuthis panderiana* Orb., *P. excen-tralis* Y. et V., *Parallelodon pictum* Mil., *Astarte cordata* Traut., *Laevidentalium gladiolus* Eichw. и др. Видимая мощность (до дна карьера)

0,40—0,5 м

Очень близкое к описанному строение среднего подъяруса сохраняется и к юго-западу от Москвы, на границе Московской и Калужской областей, где лучшие разрезы прослеживаются по правому берегу р. Нары между селениями Романово и Папино. В западной части Московской области, в пределах Рузского района, в обнажениях по р. Москве (близ ст. Тучково) и по нижнему течению р. Рузы (д. Федотово) наблюдается только фосфоритовый слой зоны *Dorsoplanites panderi*, подстилаемый глинистым глауконитовым песком с окатанными фосфоритами кимериджа. К северо-востоку отсюда, в окрестностях с. Аносино в нижнем течении р. Истры, в плохих обнажениях наблюдались глауконитовые пески с ископаемыми, указывающими на наличие здесь зоны *Epirvirgatites nikitini*.

В Дмитровском, Клинском и Загорском районах средний подъярус волжского яруса известен только по нескольким буровым скважинам. По общему облику и по остаткам ископаемых организмов он близок к распространенному в ближайших окрестностях Москвы. Его мощность здесь местами достигает 6—32 м (деревни Тимошкино, Фофаново и Раково Дмитровского района). Это темные глауконитовые глинистые пески и песчаные глины и алевроиты с фосфоритами (зона *Virgatites virgatus*) и подстилающие их темные песчаные глины зоны *Dorsoplanites panderi*. Последние здесь, как в Москве и ближайших ее окре-

стностях, иногда выпадают из разреза в связи с размывом во время образования отложений с *Virgatites virgatus* Buch.

В пределах Рязанской и Тульской областей средний подъярус волжского яруса занимает очень небольшие площади в бассейне р. Оки выше и ниже г. Рязани и к югу от г. Тулы.

В Рязанской области лучшее обнажение известно у с. Кузминского на правом берегу р. Оки, где под верхним подъярусом залегает зеленовато-бурый глауконитовый песок, частично сцементированный в рыхлый песчаник, с редкими сростками песчано-глауконитового фосфорита с *Virgatites virgatus* Buch., *V. pallasianus* Orb., *V. sosia* Visch. и др. В основании слоя встречаются выветрелые гальки фосфоритов кимериджа и зоны *Dorsoplanites panderi*. Мощность слоя 0,18—0,30 м.

Существенно отличается от описанного средний подъярус в бассейне р. Упы, к югу от г. Тулы (к западу от ст. Шекино), впервые обнаруженный Я. В. Самойловым в 1899 г. Здесь, на водоразделе близ с. Маляхово, в небольших обнажениях прослеживается маломощная (до 0,35 м) бурая песчано-глинистая порода с выветрелыми зернами глауконита, частью сильно ожелезненная, с плохо сохранившимися *Zaraiskites quenstedti* Rouil. et Vos., *Z. zarajskensis* Mich. — ископаемыми зоны *Dorsoplanites panderi*. К отложениям того же возраста должен быть отнесен и обнаруженный нами в 1944 г. еще южнее, на левом берегу р. Непрядвы у с. Волово, оруденелый песчаник с остатками древесины и с очень редкими ядрами двустворок, залегающий тонким слоем под берриасом над светлыми песками тульского горизонта нижнего карбона.

В пределах Ивановской и Владимирской областей средний подъярус встречается на небольших площадях. Лучше он известен по Волге выше г. Кинешмы в Ивановской области, где сложен маломощной темной слюистой глиной, иногда слоистой, в верхней части с фосфоритовыми желваками и ископаемыми зоны *Dorsoplanites panderi*. Темные глины этой зоны и фосфоритовый слой зоны *Virgatites virgatus* вскрыты буровыми скважинами в Александровском (д. Бакино) и Коробановском (д. Жари) районах Владимирской области. Во многих местах Владимирской и Ивановской областей средний подъярус был полностью размыт во время образования осадков верхнего подъяруса волжского яруса (между г. Кинешма и с. Решма по правому берегу Волги) или позднее — в берриасское, валанжинское, а местами в готеривское время.

В Костромской, Ярославской и Калининской областях разрез среднего подъяруса волжского яруса в основном сохраняет тот же характер, что и в Московской области. Так, в бассейне рек Унжи, Неи и на территории к западу от этих рек в пределах Костромской области многими буровыми скважинами пройдены темные глины зоны *Dorsoplanites panderi* (до 11 м), в верхней части обычно песчанистые (иногда глинистые пески), часто с фосфоритами. В отдельных местах глины очень плотные, битуминозные, расслаивающиеся на тонкие пластины. В них обычны *Zaraiskites scythicus* Visch., *Z. quenstedti* Rouil., *Dorsoplanites panderi* Orb., *Cylindroteuthis magnifica* Orb., *C. volgensis* Orb., *Aucella mosquensis* Buch., *A. rugosa* Fisch., *Loripes fisherianus* Orb., *Inoceramus pseudoretrorsus* Geras., *Scurria maetis* Eichw. и др.

Довольно хорошо характеризует строение рассматриваемого подъяруса в Костромской области разрез у г. Унжа, в овраге «Стрелка», где под нижнемеловыми осадками залегают:

J _{3v3}	1. Песок зеленовато-серый, глауконитовый глинистый . . .	0,35—0,40 м
J _{3v3} (sb)	2. Фосфоритовый слой из очень крупных желваков темно-серого песчанистого фосфорита с <i>Craspedites</i> cf. <i>subditoides</i> Nik.	0,20—0,25

J₃v₂(p)

3. Песок черно-зеленый, глауконитовый, глинистый, с конкрециями темного буровато-серого фосфорита, с *Cylindroteuthis volgensis* Orb., *Pachyteuthis* sp., *Aucella mosquensis* Buch, *Loripes fischerianus* Orb.

0,10—0,15 „

4. Глина черная, слюдяная, песчаная, с редкими конкрециями серого фосфорита (в верхней части слоя). В нижней части глина тонкослоистая. Во всей толще: *Zaraiskites scythicus* Visch., *Cylindroteuthis volgensis* Orb., *C. magnifica* Orb., *Aucella mosquensis* Buch. и др. В основании глины — гальки черных крепких фосфоритов и окатанные обломки фосфоритовых ядер *Aulacostephanus* sp.

около 4,5 „

Ниже залегает серая глина нижнего кимериджа.

Очень хорошие обнажения зоны *Dorsoplanites panderi* прослеживаются по правому берегу р. Унжи и у д. Ивкино Мантуровского района, где она представлена темной песчаной глиной с прослоем битуминозного сланца (0,35—0,40 м) и серого мергеля. Мощность сланценостой серии в более северных участках местами достигает 2,5—5 м. Число прослоев сланцев в глинах обычно от 1 до 3.

Залегает средний подъярус в большей части Костромской области на осадках кимериджского возраста, а покрывается верхним подъярусом волжского яруса или берриасом, а иногда валанжином (см. рис. 72, разрезы 12, 13).

В Ярославской области средний подъярус волжского яруса распространен преимущественно на западе и юго-востоке. Выше г. Рыбинска, почти до Мышкина, по Волге и ее левобережным притокам средний подъярус выходит кое-где на дневную поверхность. Здесь нет зоны *Dorsoplanites panderi*. На размытой поверхности кимериджа залегают изменчивой мощности песчаные фосфоритоносные отложения, принадлежащие зоне *Virgatites virgatus*. Они покрываются зоной *Epivirgatites nikitini*. Очень типичен для западной части Рыбинского района разрез правого берега Волги у с. Глебово. В подмываемом рекой обрыве (около бывшей церкви) ниже морены, флювиогляциальных песков, аллювиальных песков неогенового возраста и нижнемеловых (нижний готерив) песков нами наблюдались (рис. 78) ¹:

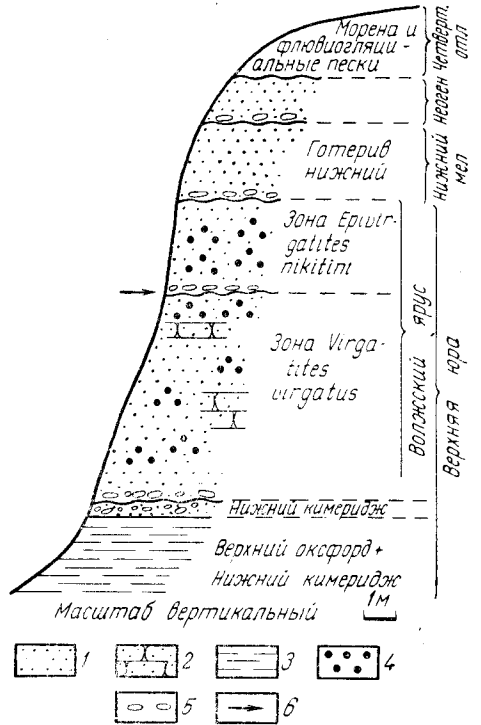


Рис. 78. Разрез мезозойских отложений на правом берегу Волги у с. Глебово

1 — песок; 2 — песчаник; 3 — глина; 4 — фосфориты; 5 — гальки; 6 — стрелка указывает современный уровень воды в Волге

J₃v₂(nk)

1. Песок серовато-бурый, частью желтовато-серый, неоднороднозернистый (много крупных зерен кварца и выветрелых зерен глауконита), местами сцементированный в рыхлый железистый песчаник. Во всей толще (более часто сверху ее) рассеяны песчаные фосфоритовые конкреции. В песке и в конкрециях содержатся: *Epivirgatites nikitini* Mich., *E. biplici-*

¹ В настоящее время нижняя часть этого исключительно интересного разреза (до верхов зоны *Virgatites virgatus*) находится ниже уровня воды р. Волги.

formis Nik., *E. lahuseni* Nik., *Laugeites stschurovskii* Nik., *Lomonossovella lomonossovi* Visch., *Craspedites pseudofragilis* Geras., *Aucella fischeriana* Orb., *A. cf. piochii* Gabb, *Oxytoma interstriata* Eichw., *O. semiradiata* Fisch. et Orb., *Russiella royeriana* Orb., *Lingula demissa* Geras., *Serpula tetragona* Sow., остатки губок (*Stramentella helminthophora* Geras.) и др.

- Залегает с разрывом на нижележащем слое 4,7—5 м
- J_{3v2}(v) 2. Фосфоритовый слой из конкреций довольно крепкого темно-бурого на расколе песчанистого фосфорита, иногда спаянных между собой. В них найдены: *Virgatites virgatus* Buch, *Dorsoplanites serus* Geras. (in litt.), *Craspedites ivanovi* Geras., *C. pseudofragilis* Geras., *Dicranodonta siberica* Orb., *Ctenostreon distans* Eichw., *Entolium erraticum* Fieb., *Pinna constantini* Lог. 0,25—0,30 ..
3. Песок серовато-желтый, средне- и крупнозернистый, с довольно многочисленными выветрелыми зёрнами глауконита и с редко рассеянными конкрециями песчанистого фосфорита. Местами песок ожелезнен и сцементирован в песчаник, нередко переполнен остатками ископаемых, главным образом в виде внутренних ядер и отпечатков: *Virgatites virgatus* Buch, *Craspedites ivanovi* Geras., *C. pseudofragilis* Geras., *Dicranodonta siberica* Orb., *Metriomphalus yasikofianus* Orb., *Russiella bullata* Rouil., *Lingula demissa* Geras., *Echinobrissus volgensis* Geras., *Pentacrinus cf. crista-galli* Quenst., *Serpula tetragona* Sow. и др. 5,7—8 ..
4. Песчаник (конгломерат) зеленовато-серый, известковый, с небольшими конкрециями темного зеленовато-серого фосфорита песчано-глауконитового типа и с гальками темного крепкого не песчанистого фосфорита кимериджа. Они более многочисленны в основании слоя. В основной породе слоя нередки: *Virgatites virgatus* Buch, *V. sosia* Visch., *Craspedites ivanovi* Geras., *C. pseudofragilis* Geras., *Astarte mnevnikensis* Mil. и др. Залегает с разрывом на подстилающей породе 0,25—0,30 м
- J_{3km1} 5. Песок черно-зеленый, глауконитовый, глинистый, с конкрециями темного крепкого фосфорита с *Amoeboceras kitchini* Salf., *A. kapfji* Opp., *Desmosphinctes pralairi* Favre, *Rasenia stephanoides* Opp., *Ringsteadia cuneata* Traut., *Cylindroteuthis (Lagonibelus) kostromensis* Geras. и др. 0,2—0,4 ..

Ниже следует темная слюдистая сланцеватая глина нижнего кимериджа и верхнего оксфорда.

При движении вверх по Волге зона *Epirvirgatites nikitini* местами выклинивается, замещаясь верхним подъярусом (зоной *Kachpurites fulgens*), в основании которого встречаются лишь гальки зоны *Epirvirgatites nikitini* (см. рис. 72, разрез 10). Зона *Virgatites virgatus* представлена здесь в основном нижней своей частью — известковым песчаником (селения Городок и Крутец). Ныне эти отложения здесь скрыты под водой.

Небольшой (до 1,3 м) мощности фосфоритовый слой зоны *Dorsoplanites panderi* обнаружен бурением в северо-западной части Переславского района (д. Петухово), близ границы с Калининской областью. В этой последней средний подъярус волжского яруса — песчаные глины и фосфоритоносные глинистые глауконитовые пески — сохранился, судя по буровым скважинам, в отдельных точках Калязинского, Кашинского и Кимрского районов (деревни Лом, Барыково и Ладыгино).

Фосфоритовые конкреции зоны *Dorsoplanites panderi* в основании глауконитового песка мы наблюдали еще западнее, у с. Городня на правом берегу Волги. Однако отсутствие ископаемых в песке, вмещающем фосфориты, и слабая окатанность последних дают основание считать их переотложенными.

Средний подъярус в Калужской области распространен на небольшой площади в немногих местах и еще почти не изучен, если не

считать упоминавшегося выше обнажения по р. Наре, на границе с Московской областью. По-видимому, он сохранился еще кое-где на водоразделах в Угодском и в Медынском районах.

Верхневолжский подъярус

Верхний подъярус волжского яруса подразделяется на три зоны (снизу вверх): *Kachpurites fulgens*, *Craspedites subditus* и *Craspedites podiger*.

Две верхние зоны при небольшой мощности слагающих их осадков и в случае скудости ископаемых организмов иногда трудно расчлениить, а нижняя зона нередко бывает похожа по литологическому составу на зону *Epirvirgates nikitini* среднего подъяруса.

Зона *Kachpurites fulgens* распространена на довольно большом пространстве в Ярославской и Московской областях и более ограничено в северо-западных частях Рязанской (Рыбновский, Рязанский и Солотченский районы) и Владимирской (Александровский и Коробановский районы) областей. В Московской, Рязанской и частично Ярославской (Переславский район) областях зона представлена сравнительно однообразного облика темно-зелеными и буровато-зелеными, мелкозернистыми, глауконитовыми, более или менее глинистыми песками, нередко с небольшими сростками песчаного фосфорита. Мощность зоны до 15 м (Ярославская область), обычно же она менее 2 м. Фациальное изменение зоны *Kachpurites fulgens* прослеживается в Рыбинском и Угличском районах Ярославской области и в упомянутых выше районах Владимирской области. Эта зона здесь сложена преимущественно желтовато-серыми, иногда слабо известковистыми или ожелезненными неоднороднозернистыми глауконитовыми песками и песчаниками, иногда с фосфоритовыми конкрециями. В пределах этой территории в отдельных местных депрессиях лежат юрских отложений мощность зоны достигает 5—7 м. Прекрасно палеонтологически охарактеризованные разрезы данной зоны в Ярославской области (ныне затопленные) можно было до 1941 г. наблюдать в береговых обрывах Волги у селений Крутец, Городок, Бабурино и Каменник (см. рис. 72, разрез 9) в Рыбинском районе. Менее ясные разрезы зоны в настоящее время встречены в том же районе около д. Селихово по Волге и у д. Ивановское по р. Черемхе.

В зоне *Kachpurites fulgens* местами довольно много ископаемых, приуроченных наиболее часто к фосфоритовым сросткам. Помимо *Kachpurites fulgens* Traut. здесь обычны: *Kachpurites subfulgens* Nik., *Craspedites nekrassovi* Prig., *C. fragilis* Traut., *C. okensis* Orb., *Garniericeras catenulatum* Fisch., *G. interjectum* Nik., *Acroteuthis mosquensis* Pavl., *A. russiensis* Orb., *Protocardia concinna* Buch., *Aucella ficheriana* Orb., *A. piochii* Gabb, *Anopaea sphenoides* Geras., *Pleuromya tellina* Ag., *Rhynchonella loxiae* Fisch., *Russiella royeriana* Orb., губки (*Polygonatium globulus* Geras.), фораминиферы: *Lagena hispida* Reuss, *Lenticulina* ex gr. *embaensis* Furss. et Pol., *L. aquilonica* Mjatl., *L. münsteri* Roem., *Vaginulina raricostata* Furss. et Pol., *Placopsilina* sp., *Marginulina robusta* Reuss, *Citharina* sp.

Во многих местах наблюдается трансгрессивное залегание зоны *Kachpurites fulgens* на разных горизонтах юры (южная часть Московской области, Рыбинский район Ярославской области и др.).

Абсолютный возраст зоны *Kachpurites fulgens*, определенный в отделе геохронологии ВСЕГЕИ по глаукониту (глауконитовый песок из Кунцева в Москве, взятый из средней части зоны) оказался (по устному сообщению Т. В. Стасюкевич) равным 152 млн. лет.

Зона *Craspedites subditus*. Эта зона довольно близка по своим фаціальным особенностям к зоне *Kachpurites fulgens*. Она распространена в Костромской, Ярославской, Московской, Ивановской, Рязанской и Калужской областях, где сохранилась сравнительно на небольших площадях.

Наибольшая мощность зоны (до 7 м) в Ярославской области. В других местах мощность ее до 1 или до 0,5 м. Довольно часто она залегают с размывом на подстилающих породах (Костромская, Ивановская области).

В пределах зоны различаются две основные литологические группы отложений. К одной из них, более широко распространенной, принадлежат преимущественно мелкозернистые глауконитовые пески с конкрециями песчаных фосфоритов и фосфатизированные, иногда известковистые песчаники, обычно встречающиеся в виде крупных конкреционных образований в глауконитовом песке (Хорошово, Кунцево в Москве и др.). Химический анализ такого песчаника из Кунцева показал следующее содержание (в %): SiO_2 —44,59; Al_2O_3 —3,18; Fe_2O_3 —5,02; TiO_2 —0,22; P_2O_5 —1,20; FeO —2,04; CaO —22,25; MgO —0,98; K_2O —1,35; Na_2O —0,12; п. п. п.—28,51; сумма—99,45; $\text{H}_2\text{O}_{\text{гипр}}$ —1,57. В шлифах фосфоритов и песчаников под микроскопом обычно наблюдаются мелкие округленные и угловато-округленные зерна кварца, довольно большое количество зерен глауконита, иногда размером до 1 мм. Большинство зерен кварца и глауконита покрыто тонкой оболочкой кристаллического фосфата. Аморфный фосфат и кальцит распределены очень неравномерно между зернами. Сравнительно часто встречаются в породе раковины маргинулин (*Marginulina* spp.), заполненные кальцитом.

В зоне *Craspedites subditus* нередко находим обильные и хорошей сохранности ископаемые, частью общие с распространенными в ниже лежащей зоне: *Craspedites subditus* Traut., *C. subditoideus* Nik., *C. okensis* Orb., *Garniericeras catenulatum* Fisch., *G. interjectum* Nik., *Acroteuthis russiensis* Orb., *A. mosquensis* Pavl., *Pachyteuthis praecorpulenta* Geras., *Parallelodon lutugini* Bor., *Aucella fischeriana* Orb., *A. piochii* Gabb., *A. lahusei* Pavl., *A. tenuicollis* Pavl., *A. crotovi* Pavl., *Trigonia suevi* Strem., *Pleuromya tellina* Ag., *Thracia incerta* Thurm. em. Roem., *Protocardia concinna* Buch., *Anopaea sphenoides* Geras., *Lima (Limatula) consobrina* Orb., *Entolium numulare* Fisch., *Rhynchonella loxiae* Fisch., *Russiella luna* Fisch., *R. royeriana* Orb., *R. choroschovensis* Geras. и др. Из фораминифер указываются: *Lenticulina dofleini* Kasanz., *L. münsteri* Roem., *L. embaensis* Furss. et Pol., *L. hoplites* Wisn., *L. kasanzevi* Furss. et Pol., *L. ornatissima* Furss. et Pol., *L. aquilonica* Mjatl., *L. magna* Mjatl., *Marginulina robusta* Reuss., *M. striatocostata* Reuss., *M. pseudolinearis* Kusn., *Saracenaria alfa* Kusn., *Dentalina deflexa* Reuss., *Ramulina nodosarioides* Dain.

Более мелководная фация зоны *Craspedites subditus* известна лишь в Рыбинском районе Ярославской области (с. Каменник) (см. рис. 72, разрез 9). Это неоднороднозернистые пески, частью грубозернистые, с отдельными кварцевыми зернами размером до 1,5—2 мм, довольно богатые крупными почковидными зернами глауконита. Частично эти пески бывают сцементированными в известковый песчаник, иногда более или менее ожеженный (вплоть до полного замещения кальцитового цемента лимонитом).

Наибольшее разнообразие петрографического состава в верхнем подъярусе волжского яруса свойственны его верхней зоне ***Craspedites nodiger***. Распространение этой зоны почти совпадает с площадью рас-

пространения зоны *Craspedites subditus*. В Московской области зона достигает относительно большой (до 33 м) мощности, в Ярославской мощность составляет до 10—15 м, в остальных областях она меньше 5 м. В основании зоны почти всюду отчетливо прослеживаются следы размывания подстилающих пород.

По своим литологическим и палеонтологическим особенностям зона подразделяется на две хорошо выраженные части, которые мы рассматриваем, как подзоны: нижнюю (подзона *Craspedites mosquensis*) и верхнюю (подзона *Craspedites nodiger*), сохранившуюся в окрестностях Москвы и может быть только частично в Ярославской области, в бассейне р. Черемхи.

Подзона *Craspedites mosquensis* мощностью до 10—15 м представлена песками, песчаниками и фосфоритами. Пески распространены главным образом в Московской и Ярославской областях. Они преимущественно мелко- и среднезернистые, но местами в нижней части неоднороднозернистые, с примесью крупных зерен кварца. Почти всегда пески сильно слюдястые, глауконитовые. В основании они иногда ожелезнены и сцементированы в рыхлый песчаник, часто содержат конкреции песчаных фосфоритов (Татарово, Кунцево, Ленинские горы, Дьяково в Москве, Мильково, Мамоново, Сапроново и другие места в окрестностях столицы). В Костромской, отчасти в Ярославской, Московской, Ивановской, Владимирской и Рязанской областях пески замещаются маломощными фосфатизированными песчаниками, напоминающими в шлифах некоторые разности песчаников зоны *Craspedites subditus* и зоны *Kaschpurites fulgens*. Интересны ранее не отмечавшиеся в литературе, очень богатые глауконитом, иногда почти не содержащие зерен кварца крепкие темные фосфориты, обыкновенно залегающие плитообразно на довольно большой глубине в северной и северо-западной частях Костромской области (Галичский, Чухломский, Судайский и другие районы). Они нередко содержат остатки слоевищ *Microcodium* sp. В кальците, заполняющем мелкие трещины в этих фосфоритах, обычны кристаллы доломита.

В подзоне *Craspedites mosquensis* распространены: *Craspedites mosquensis* Geras., *C. nodiger* Eichw., *C. milkovensis* Strem., *C. kaschpuricus* Traut., *C. parakaschpuricus* Geras., *C. kuznetzovi* Sok., *Garniericeras subclypeiforme* Mil., *Acroteuthis russiensis* Orb., *A. mosquensis* Pavl., *Pachyuteuthis corpulenta* Nik. (редко в верхней части подзоны), *Anopaea brachovi* Rouil. и многие другие формы, преимущественно пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков, частью известных и из нижележащей зоны. Фораминиферы обычно немногочисленны: *Lenticulina münsteri* Roem., *L. aff. oligostegia* Reuss, *Marginulina robusta* Reuss.

Подзона *Craspedites nodiger*. Глауконитовые слюдястые пески подзоны *Craspedites mosquensis* Подмосковья кверху постепенно сменяются сначала бедными глауконитом и слюдой, а затем чистыми кварцевыми песками с конкрециями песчаника, распространенными главным образом в Люберецком районе. Пески мелко-среднезернистые, частично неправильно-косослоистые, частично горизонтальнослоистые. Это, несомненно, очень мелководные прибрежные осадки, отлагавшиеся в области равнинных дюнных побережий, с которых временами сносился перевеваемый ветром песком и обрывки наземных растений, преимущественно хвойных (совместное быстрое захоронение раковин моллюсков с растительными остатками, иногда сохранившими нежные детали своего строения).

Фауна в основном представлена разнообразными двустворками, гастроподами и аммонитами. Редчайшие остатки белемнитов (ядра

фрагмоконов) свидетельствуют о случайном заносе этих головоногих волнами или приливами. Брахиопод нет. Местами наблюдаются следы жизнедеятельности (ходы-норы) роющих донных организмов, вероятно, червей и ракообразных.

Помимо растительных остатков, в песках и песчаниках наиболее часто встречаются: *Craspedites nodiger* Eichw., *C. parakaschpuricus* Geras., *C. kaschpuricus* Traut., *C. milkovensis* Strem., *Garniericeras subclypeiforme* Mil., *Cucullaea angularis* Eichw., *Iotrigonia falcki* Rouil., *Anopaea brachovi* Rouil., *Camptonectes lamellosus* Sow., *Isognomon rarum* Geras., *Ctenostreon decemcostatum* Traut., *Pictavia congrua* Eichw., *Ampullospira brevis* Geras., *Neritopsis auerbachii* Traut., *Pleurotomaria torosa* Traut., *Vanicoro psammobia* Geras., *Scurria impressa* Geras. и др.

В верхнем подъярусе волжского яруса среди прозрачных минералов тяжелой фракции обращает внимание довольно большое содержание листена (до 32% в зоне *Craspedites nodiger* Ярославской области), при относительном обилии, как и в среднем подъярусе, граната (см. рис. 70).

В Московской области наиболее полно верхний подъярус волжского яруса представлен в бассейне рек Москвы и Пахры, в пределах Ленинского, Бронницкого, Раменского, Люберецкого, Подольского и Воскресенского районов, а также в современных границах Москвы (Татарово, Кунцево, Хорошово, Ленинские горы, Дьяково).

Одними из наиболее типичных являются разрезы у с. Мильково в Ленинском районе и на территории Лопатинского фосфоритного рудника в Воскресенском районе.

В правом берегу р. Москвы у восточной окраины Мильково под четвертичным покровом обнажаются:

J _{3v3} (nd ₁)	1. Песок желтый, с ожелезненными прослоями, слюdistый, с <i>Craspedites nodiger</i> Eichw., <i>C. mosquensis</i> Geras., <i>C. milkovensis</i> Strem., <i>C. parakaschpuricus</i> Geras.	1,5—2 ..
	2. Песок зеленовато-желтый, богатый глауконитом, слабо глинистый, частью сцементированный в очень рыхлый песчаник	1 ..
	3. Песок темно-зеленый, глауконитовый, со многими некрупными конкрециями песчанистого фосфорита, с <i>Garniericeras subclypeiforme</i> Mil., <i>Craspedites mosquensis</i> Geras., <i>C. nodiger</i> Eichw., <i>C. kaschpuricus</i> Traut., <i>C. milkovensis</i> Strem., <i>C. kuznetzowi</i> Sok., <i>C. parakaschpuricus</i> Geras., <i>Anopaea brachovi</i> Rouil. и др.	0,15—0,20 ..
	4. Песок зеленовато-бурый, частью сероватый, местами слабо сцементированный в рыхлый песчаник, с конкрециями песчанистого фосфорита. Ископаемые редки (<i>Craspedites mosquensis</i> Geras., <i>C. kaschpuricus</i> Traut., <i>C. parakaschpuricus</i> Geras., <i>C. milkovensis</i> Strem., <i>Anopaea brachovi</i> Rouil.)	
J _{3v3} (sb)	5. Песчаник темно-зеленый, частью зеленовато-бурый, фосфатизированный, со многими ископаемыми: <i>Craspedites subditus</i> Traut., <i>C. okensis</i> Orb., <i>Garniericeras catenulatum</i> Fisch., <i>Acroteuthis russiensis</i> Orb., <i>A. mosquensis</i> Pavl., <i>Aucella fischeriana</i> Orb., <i>Pleuromya tellina</i> Ag., <i>Anopaea sphenoida</i> Geras., <i>Entolium numulare</i> Fisch., <i>Rhynchonella loxiae</i> Fisch. и др.	0,30 ..
J _{3v3} (f)	6. Песок темно-зеленый, слабо глинистый, с редкими рыхлыми конкрециями песчанистого фосфорита, с <i>Kachpurites fulgens</i> Traut., <i>K. subfulgens</i> Nik., <i>Craspedites nekrassovi</i> Prig., <i>C. okensis</i> Orb., <i>Pleuromya tellina</i> Ag., <i>Anopaea sphenoida</i> Geras. и др.	0,15—0,20 ..
J _{3v2} (v)	7. Глина черная, сильно песчанистая, слюdistая, с редкими <i>Cylindroteuthis volgensis</i> Orb. Видимая мощность	2,5 ..

В настоящее время этот разрез недоступен для наблюдения. Только в овраге около западной части села кое-где можно встретить желтые и

серовато-белые слюдитые пески, соответствующие самой верхней части только что описанного разреза. Очень близок к последнему разрез близ д. Мамоново, находящейся в нескольких километрах от с. Мильково (см. рис. 72, разрез 3), а также разрез в Кунцевском парке (овраг около городища) в Москве (рис. 79).

В карьере для добычи фосфоритов между селениями Лопатино и Осташево Воскресенского района вскрываются (Герасимов и др., 1962, стр. 69; Герасимов, Михайлов, 1966, стр. 128) или под маломощны-

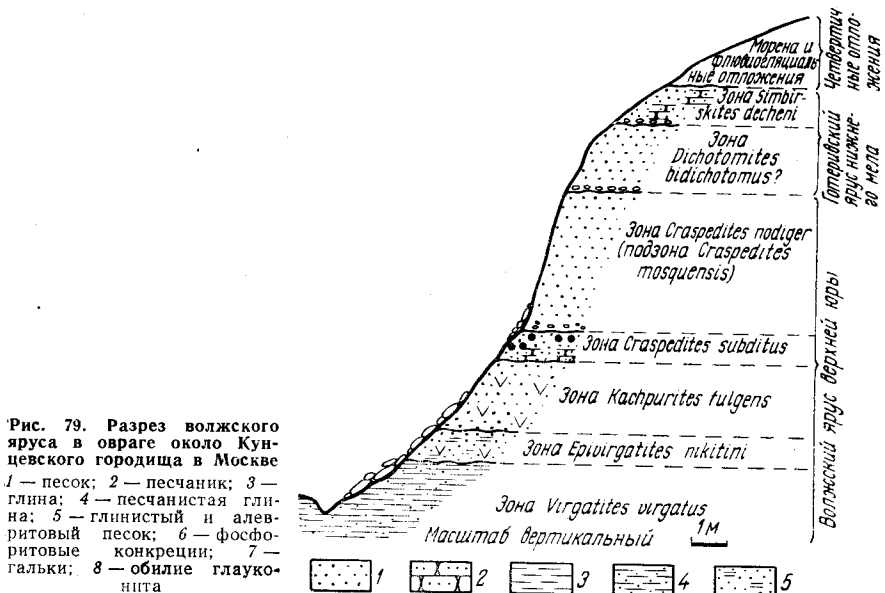


Рис. 79. Разрез волжского яруса в овраге около Кунцевского городища в Москве
1 — песок; 2 — песчаник; 3 — глина; 4 — песчаная глина; 5 — глинистый и алевритовый песок; 6 — фосфоритовые конкреции; 7 — гальки; 8 — обилие глауконита

ми флювиогляциальными песками, или местами под аллювиальными песками неогенового возраста и нижнемеловыми отложениями (см. рис. 72, разрез 7):

J_{3v3}(nd₁) 1. Песчаник серовато-бурый, фосфатизированный, довольно рыхлый, с пустотами от растворившихся ростров белемнитов и ядрами и отпечатками *Craspedites mosquensis* Geras., *C. nodiger* Eichw., *C. parakaschpuricus* Geras., *Cucullaea alana* Rouil., *Entolium numulare* Fisch., *Camptonectes lamellosus* Sow., *Isognomon* cf. *rarum* Geras., *Lima (Limatula) consobrina* Orb., *Protocardia concinna* Buch., *Pleuromya tellina* Ag. и др. (слой сохранился от размывания в раннемеловое время только местами, преимущественно в ближайших к селениям Лопатино и Осташево частях карьера, ныне уже выработанных)

0,0—0,35 м

J_{3v3}(sb) 2. Песчаник темный зеленовато-бурый и зеленовато-серый, глауконитовый, фосфатизированный (с содержанием P₂O₅ 24,72%), с *Craspedites subditus* Traut., *C. subditoides* Nik., *C. okensis* Orb., *Garniericeras catenulatum* Fisch., *G. interjectum* Nik., пустоты от растворившихся ростров *Acroteuthis russiensis* Orb., *A. mosquensis* Pavl., *Pachyteuthis praecorruptula* Geras., *Parallelodon lutugini* Bor., *Cucullaea alana* Rouil., *Aucella fischeriana* Orb., *A. lahusei* Pavl., *A. tenuicollis* Pavl., *A. piochii* Gabb., *A. surensis* Pavl., *Trigonia suevi* Strem. em. Geras., *Pleuromya tellina* Ag., *P. peregrina* Orb., *Protocardia concinna* Buch., *Thracia incerta* Thurm. em. Roem., *Mactromya* cf. *excentrica* Orb. em. Lor., *Lima (Limatula) consobrina* Orb., *Entolium numulare* Fisch., *Ano-*

paea sphenoides Geras., *Rhynchonella loxiae* Fisch., *Rouilliera michalkovii* Fahr., *Russiella luna* Fisch., *R. royeriana* Orb., *R. choroschovensis* Geras., *Polygonatum globulus* Geras. и др. 0,40—0,45 м

J_{3v3}(f) 3. Песок темно-зеленый, мелкозернистый, глауконитовый, глинистый, с мелкими рыхлыми конкрециями песчаного фосфорита, залегающими преимущественно в виде двух однорядных прослоев. Найдены: *Kachpurites fulgens* Traut., *K. subfulgens* Nik., *Craspedites okensis* Orb., *C. nekrassovi* Prig., *C. fragilis* Traut., *Garniericeras catenulatum* Fisch., *G. interjectum* Nik., *Acroteuthis mosquensis* Pavl., *A. russiensis* Orb., *Pachyteuthis praecorpulenta* Geras., *Aucella fischeriana* Orb., *A. krotovi* Pavl., *A. surensis* Pavl., *A. piochii* Gabb, *Anopaea sphenoides* Geras., *Camptonectes lamellosus* Sow., *Entolium numulare* Fisch., *Astarte aff. veneris* Orb., *Rhynchonella loxiae* Fisch., *Russiella royeriana* Orb., *Polygonatum globulus* Geras. и др. 1,0—1,1 „

Ниже залегают зоны *Epivirgatites nikitini* и *Virgatites virgatus* среднего подъяруса волжского яруса, описанные выше.

Верхний подъярус в пределах Костромской области представлен зонами *Craspedites subditus* и *Craspedites nodiger*. Первая известна по немногим естественным разрезам по правобережью р. Унжи в Макарьевском районе. Это глауконитовые пески с песчаными фосфоритовыми сростками и фосфатизированные, иногда известковистые песчаники мощностью до 0,4 м, с *Craspedites subditoides* Nik., *C. subditus* Traut., *C. okensis* Orb. и обильными ауцеллами: *A. fischeriana* Orb., *A. tenuicollis* Pavl. и др. (селения Верхник и Усть-Нея). Зона *Craspedites nodiger* представлена то глауконитовым песчаником с железистыми оолитами, с размывом налегающим на зону *Craspedites subditus*, то темным фосфоритом, очень богатым глауконитом, с *Craspedites nodiger* Eichw., *C. mosquensis* Geras., *C. parakaschpuricus* Geras. и с остатками слоевищ *Microcodium* sp.

Химический состав фосфорита из керн одной из буровых скважин в Галичском районе такой (в %): SiO₂ — 15,37; Al₂O₃ — 4,0; Fe₂O₃ — 5,33; TiO₂ — 0,06; MnO — 0,10; CaO — 37,58; MgO — 0,76; S — 0,29; SO₃ — 0,51; Na₂O — 0,30; K₂O — 0,35; P₂O₅ — 20,33; п. п. п. — 12,67; сумма — 97,65.

В Ивановской области по правому берегу Волги между Кинешмой и Решмой (близ д. Иваниха) известен зеленовато-бурый или сероватый глауконитовый фосфатизированный песчаник (до 0,4 м) с железистыми оолитами и с крупными песчанистыми фосфоритовыми конкрециями, с *Craspedites nodiger* Eichw., *C. mosquensis* Geras. и другими формами, залегающий на нижнем кимеридже и в своем основании содержащий гальки фосфоритов из размытых осадков волжского яруса и верхнего кимериджа. Совершенно такой же песчаник наблюдается по правому берегу нижнего течения р. Унжи между деревнями Ефимово и Огарково. Здесь он с размывом налегает на глауконитовый, местами известковистый, с фосфоритовыми стяжениями песчаник зоны *Craspedites subditus*, как и несколько выше по течению Унжи в Макарьевском районе Костромской области.

Верхний подъярус волжского яруса, как и средний подъярус, сохранился только в северо-западной части Рязанской области, в бассейне р. Оки. Лучшие из немногих естественных разрезов подъяруса известны по правому берегу Оки у с. Кузминское, выше г. Рязани, и у с. Новоселки, несколько ниже этого города. И в том и в другом месте вскрываются маломощные (до 1 м), обычно сильно выветрелые глауконитовые пески и частично рыхлые буроватые фосфатизированные песчаники зон *Kachpurites fulgens*, *Craspedites subditus*, *Craspedites nodiger*, залегающие под песками берриаса и подстилаемые зоной *Virgatites virgatus*.

Темный глауконитовый глинистый песок зоны *Kachpurites fulgens*, с обильными хорошо сохранившимися ископаемыми был вскрыт буровыми скважинами несколько лет назад на правом берегу Оки у д. Кораблино, ниже с. Новоселки и близ д. Федотьево по левобережью Оки.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

От эпохи длительного господства континентальных условий в позднем триасе и ранней юре в пределах рассматриваемой территории отложений не сохранилось¹. Вероятно, они были уничтожены во время накопления древнейших из известных здесь юрских образований батского возраста. Эти преимущественно аллювиальные и озерные образования с остатками наземных растений сохранились до наших дней в основном в пониженных участках ископаемого эрозионного рельефа поверхности карбона, выработанных в предшествующую континентальную эпоху.

Начало келловейского века на рассматриваемой территории ознаменовалось морской трансгрессией. Море проникало в Центральные области, очевидно, с юго-востока и с севера и покрыло площадь приблизительно в границах современных Костромской, Ивановской, Владимирской и Рязанской областей. На остальной территории, по-видимому, продолжали накапливаться песчаные и глинистые континентальные отложения.

В средне- и позднекелловейское, а также в оксфордское и кимериджское время море захватило наибольшие пространства и затопило, вероятно, всю или почти всю территорию Центральных областей. Накопление морских осадков происходило неравномерно: наиболее интенсивным оно было в пониженных частях доюрского рельефа, что, с одной стороны, повлекло увеличение их мощности, а с другой — способствовало сnivelированию неровностей дна бассейна. Таким образом, к волжскому веку поверхность юрских отложений представляла собой лишь слабое отображение рельефа поверхности палеозойских образований.

История движения земной коры в юрское время не может считаться вполне выясненной. Тем не менее каждое детальное наблюдение над юрскими отложениями рассматриваемой территории дает материал, подтверждающий существование в юрское время многократных очень слабых колебательных движений, являвшихся, быть может, отображением киммерийских орогенических фаз. Эти колебательные движения, по-видимому, далеко не всегда приводили к осушению территории, но всегда были связаны с временным обмелением водоема, способствовавшим размыванию ранее отложившихся осадков.

Следы колебательных движений дна юрского моря, проявляющиеся или местным выпадением из разрезов некоторых зон, или присутствием на контакте двух зон прослая галек, а местами лишь изменением петрографического состава пород и частичным или почти полным обновлением фауны, наблюдаются местами между нижним и средним келловеем, между средним и верхним келловеем, между последним и оксфордом, в отложениях оксфорда, а также на границах кимериджа и оксфорда, волжского яруса и кимериджа и в волжском ярусе.

С конца кимериджа начинается сокращение и обмеление морского бассейна. О поднятиях, имевших место в волжское время, свидетель-

¹ Если не считать упоминавшихся выше глыб бокситовой породы, обнаруженных под континентальными юрскими отложениями в карстовой полости близ с. Верхнее Мячково.

ствуют несогласное залегание среднего подъяруса волжского яруса на кимеридже или на более древних отложениях, а также повсеместное присутствие в основании этого подъяруса прослая галек, образовавшихся от размывания кимериджских отложений.

В волжский век в большей мере, чем в предшествующие времена, отлагались песчано-глинистые и песчаные фосфоритоносные осадки. Они нередко сопровождалась прослоями фосфоритных галек, образование которых можно связать или с значительным местным обмелением бассейна (источенность галек мелководными сверлящими организмами), или с сильными подводными течениями. Довольно большая пестрота литологического состава волжских осадков свидетельствует о неустойчивости береговой линии и непостоянстве глубин бассейна. Интересны в этом отношении осадки Рыбинского Поволжья, где зона *Virgatites virgatus* в нижней части сложена известковым песчанником, а в верхней верхней разнородными, несомненно, более мелководными песками. Почти тоже здесь наблюдается в зоне *Kachpurites fulgens*.

Наибольшее сокращение морского бассейна произошло в самом конце волжского века (в позднее время *Craspedites podiger*). Образования этого возраста сохранились лишь на небольшой площади в окрестностях Москвы. Это очень мелководные морские прибрежные песчаные отложения, пока не известные среди более ранних морских юрских сублиторальных отложений описываемой территории.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения на территории центральных областей Русской платформы распространены неравномерно. Более широко развит нижний отдел, который на северо-востоке — в бассейнах рек Волги, Оки и Москвы — слагает довольно обширные водораздельные пространства среди еще более обширного поля юрских отложений (рис. 80).

Верхнемеловые отложения известны лишь в юго-западной части рассматриваемой территории, тяготеющей к северному борту Днепровско-Донецкой впадины, где граница их современного распространения проходит по линии Смоленск — Вихоры — Мосальск — Сухиничи и на Клинско-Дмитровской гряде. Небольшие «островки» верхнего мела сохранились также в Рязанской области (к северо-западу от г. Шацка и к северу от г. Михайлова) и в районе Ярославля¹.

В 40—60-х годах прошлого столетия в результате наблюдений И. Ауербаха и Г. Фриерса (*Auerbach, Frears, 1846*), К. Рулье и А. Фаренколя (*Rouillier, 1847*), В. Каталы (*Catala, 1847*), А. Венецкого (1868), Г. Шуровского (1867) и Г. Траутшольда (*Trautschold, 1862*) в Московской, Рязанской и Калужской областях были определены основные черты строения меловых отложений (часть которых принималась некоторыми из названных исследователей за юрские).

Начиная с 80-х годов исследованиями С. Н. Никитина, Н. А. Богословского, А. П. Павлова, Н. И. Криштафовича, В. Д. Соколова, П. А. Земятченского и Н. Н. Боголюбова была установлена стратиграфическая последовательность меловых отложений Центральных областей. Особенно много для познания среднерусского мела как в отношении изучения ископаемой фауны, так и в отношении параллелизации его с соответствующими западноевропейскими отложениями было сде-

¹ Верхнемеловые отложения, выделявшиеся ранее на Теплостанской возвышенности (южная окраина г. Москвы), представляют собой ледниковые отторженцы (Герасимов, 1962).

лано первыми тремя геологами. С. Н. Никитиным (1888) в верхнем мелу были выделены сеноманский и «иноцерамовый» (туронский) ярусы; к последнему он отнес и опоковидные породы, развитые к северу от Москвы. А. П. Павлов (1900, 1907) подмосковные опоки считал туронскими и эмшерскими (коньякскими) образованиями (табл. 13).

Много данных о строении меловых отложений Центральных областей было получено в результате работ Комиссии по исследованию фос-

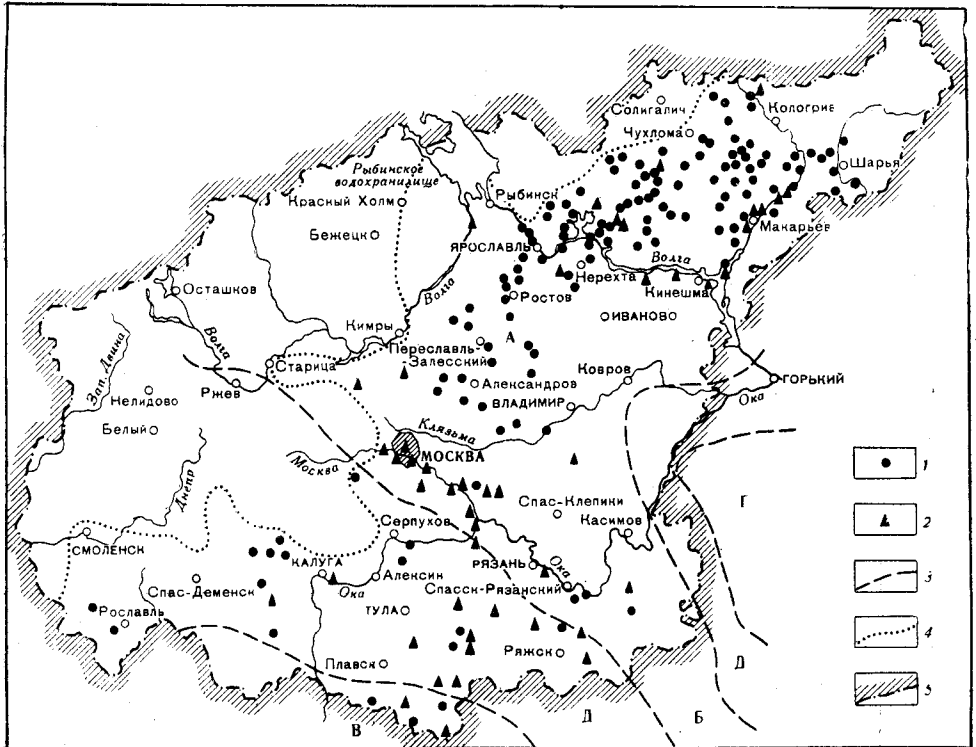


Рис. 80. Схема расположения главнейших разрезов нижнемеловых отложений в пределах центральных областей Европейской части СССР

1 — скважины; 2 — обнажения; 3 — границы структур первого порядка по С. К. Нечитайло и П. С. Хохлову, 1958 (А — Московская синеклиза; Б — Рязано-Саратовский прогиб; В — Воронежская антеклиза; Г — Токмовский свод; Д — склоны основных структур); 4 — западная граница современного распространения нижнемеловых отложений; 5 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

форитовых залежей (Самойлов, 1912—1914; Архангельский, 1909; Иванов, 1909—1915а, б; Пригоровский, 1911—1913; и др.), а позднее, в 20—30-е годы — Научного института по удобрениям (Казаков, 1925—1938; Бушинский, 1937; Зонов, 1929—1937в и др.), а также в результате десятиверстных геологических съемок (Швецов, 1932; Добров, Константинович, 1936; Жирмунский, 1932; Даньшин, 1937а; и др.). Однако представления о стратиграфии меловых отложений в этот период не претерпели сколько-нибудь существенных изменений.

Уточнение стратиграфических соотношений отдельных горизонтов нижнего мела и их распространения стало возможным только после изучения керна многочисленных скважин, которые были пробурены на данной территории в ходе геологосъемочных и поисковых работ за последние 30—35 лет. При этом были значительно изменены представления о возрасте опоковидных пород верхнего мела, в которых как на

Сопоставление стратиграфических схем нижнемеловых

С. Н. Никитин, 1888 г., 1897 г.		Н. А. Богословский, 1902 г.		
Нижний отдел меловой системы	Гольт (альбиенский ярус) с <i>Hoplites interruptus</i> и апт (?)		Альб	Пески с <i>Hoplites dentatus</i>
			Апт	Глины с <i>Hoplites deshayesi</i>
	Неоком (1897)	Зона с <i>Olcostephanus decheni</i> , <i>O. discofalcatus</i>	Готерив и баррем	Глины и песчаники с <i>Olcostephanus versicolor</i> , <i>O. umbonatus</i> , <i>O. discofalcatus</i> , <i>O. decheni</i>
Юра — нижний мел	Верхневолжский ярус (1888 г.)	Горизонт с <i>Olcostephanus hoplitoides</i>	Валанжин	Пески, песчаники и глины с <i>Olcostephanus keyserlingi</i> , <i>O. hoplitoides</i> , <i>O. cf. bidichotomus</i> , <i>Hoplites</i> aff. <i>arnoldi</i> , <i>Aucella piriformis</i> , <i>A. crassicollis</i> Песчаники с <i>Olcostephanus stenomphalus</i> , <i>O. marcoui</i>
		Следы зоны <i>Hoplites rjasanensis</i>	Берриас	Рязанский горизонт

Примечания. 1. Решением совместного пленума меловой и юрской комиссий Межве в унифицированную стратиграфическую схему 1962 г. Рекомендовано на Русской платформе верхнюю — зону *Surites spasskensis*. Верхнюю границу берриаса следует проводить между МСК в январе 1968 г. Зона *Simbirskites decheni* и *Craspedodiscus discofalcatus*, входившая (1965 г.) отнесена к верхнему готериву.

2. Знаком * отмечены подъярусы и зоны, вероятно, отсутствующие в центральных охарактеризованных фауной.

Таблица 13

отложений центральных областей Русской платформы

А. П. Павлов, 1907 г.		А. Д. Архангельский, 1922 г.	
Глины Парамонова (?верхний мел)		Верхний альб (вракон)	
Гольтский (альбский) ярус		Средний альб	
Аптский ярус		? Апт	
Нижний отдел меловой системы	Верхний неоком	Зона с <i>Simbirskites decheni</i> ? Зона с <i>Simbirskites versicolor</i>	Баррем — готерив (симбирскиговые слои)
	Средний неоком	Зона с <i>Polyptychites polyptychus</i> Зона с <i>Polyptychites keyserlingi</i>	Средний валанжин
	Нижний неоком	Зона с <i>Oxynoticeras gevrili</i> и с <i>Craspedites stenomphalus</i> Зона с <i>Craspedites spasskensis</i>	Зона <i>Polyptychites keyserlingi</i>
Зона с <i>Berriasella rjasanensis</i> и зона с <i>Craspedites kaschpuricus</i> аквилонского яруса верхней юры		? Берриас — нижний валанжин	Рязанский горизонт

домственного стратиграфического комитета (январь — февраль 1967 г.) было внесено изменение выделять берриасский ярус и подразделять его на две зоны: нижнюю — зону *Riasanites rjasanensis* и зоной *Surites spasskensis* и зоной *Tollia stenomphala*. Это решение подтверждено пленумом по унифицированной схеме 1962 г. в состав баррема, в соответствии с решением МСК

областях, знаком ** обозначены зоны, возможно, распространенные на этой территории, но не

А. Н. Розанов, 1927 г.		Н. Т. Сазонов, 1953 г.		
Альбские отложения	?Верхний альб	Альбский ярус	Верхний подъярус	Зона <i>Pervinguieria inflata</i> Отсутствует
	Средний альб с <i>Hoplites dentatus</i> Sow., <i>H. jachromensis</i> Nik. и др.		Средний подъярус	Отсутствует Зона <i>Hoplites dentatus</i> Отсутствует
			Нижний подъярус	Отсутствует
Аптская толща (возможно верхи баррема — нижний альб)	Континентальные образования с растительными остатками	Аптский ярус	Верхний подъярус	Зона <i>Cheloniceratschernyschewi</i> *
			Нижний подъярус	Зона <i>Deshayesites deshayesi</i>
Готеривско — барремская толща	Отложения с <i>Simbirskites versicolor</i> , <i>S. decheni</i>	Барремский ярус	Верхний подъярус	Зона <i>Oxyteuthis jasykowi</i>
			Нижний подъярус	Зона <i>Simbirskites decheni</i>
Нижний готерив	Отсутствуют	Готеривский ярус	Верхний подъярус	Зона <i>Speetoniceraversicolor</i>
			Нижний подъярус	Зона <i>Liticoceras noricum</i>
Верхний валанжин	<i>Tollia stenophala</i> Pavl., <i>Polyptychites keyserlingi</i> Neum. et Uhl. и некоторые виды аммонитов рязанского горизонта	Валанжинский ярус	Верхний подъярус	Зона <i>Dichotomites bidichotomus</i> Зона <i>Polyptychites polyptychus</i>
			Средний подъярус	Зона <i>Polyptychites keyserlingi</i> Зона <i>Pseudogarnieria undulato—plicatilis</i>
Средний валанжин	Рязанский горизонт (соответствует, вероятно, частично берриасу, частично нижнему валанжину и, возможно, низам среднего валанжина).	Валанжинский ярус	Нижний подъярус	Зона <i>Tollia stenophala</i>
			Рязанский ярус	Зона <i>Riasanites riasanensis</i>

Продолжение табл. 13

П. А. Герасимов, 1960 г.

Альбский ярус	Верхний подъярус	Пески, глинистые пески и песчаные глины («парамоновские глины»). Размыв	
	Средний подъярус	Слои с <i>Hoplites dentatus</i> Sow., <i>Arcthoplites jachromensis</i> Nik. Размыв	
	Нижний (?) подъярус	Глины и пески, частично глауконитовые, с сидеритовыми конкрециями Размыв	
Аптский ярус		Песчаные и глинистые континентальные отложения с остатками растений, частично прибрежные морские осадки с <i>Matheronites ridzewskyi</i> Каг. Нижняя граница обычно уловная, местами размыв	
Барремский ярус		Пески и песчаники с <i>Simbirskites decheni</i> Роет., <i>Craspedodiscus discofalcatatus</i> Lah.; местами плохо палеонтологически охарактеризованные песчано-глинистые слои Размыв	
Готеривский ярус	Верхний подъярус	Песчаные глины и глинистые пески Размыв	
	Нижний подъярус	Пески и глинистые пески с фосфоритовыми конкрециями, с <i>Hoplites (Distoloceras)?</i> sp.	
Валанжинский ярус	Верхний подъярус	Пески и песчаники с <i>Polyptychites</i> cf. <i>polyptychus</i> Keys. и др.	
	Средний подъярус	Пески, песчаники и конгломераты с песчанистыми фосфоритами, с <i>Polyptychites</i> aff. <i>keyserlingi</i> Neum. et Uhl., <i>P. michalskii</i> Bog., <i>Temnoptychites hoplitoides</i> Nik. Размыв	
	Нижний подъярус	Зона <i>Tollia stenophala</i>	Пески и песчаники глауконитовые, иногда мергелистые, с железистыми оолитами, с <i>Paracraspedites izikwianus</i> Bog., <i>P. clementianus</i> Bog., <i>Craspedites suprasubditus</i> Bog. Размыв
Берриас		Зона <i>Riasanites rjasanensis</i> (берриас-рязанский горизонт, частью)	Глауконитовые, фосфатизированные песчаники и конгломераты, иногда глинистые, с железистыми оолитами. Фосфориты. <i>Riasanites rjasanensis</i> Venez., <i>R. subrjasanensis</i> Nik., <i>Tollia bidevexa</i> Bog., <i>Paracraspedites analogus</i> Bog. Размыв

Унифицированная стратиграфическая схема, 1962 г.

Нижний отдел меловой системы	Альбский ярус	Верхний подъярус	Зона <i>Pervinqueria inflata</i>	Рязанский горизонт
		Средний подъярус	Зона <i>Hoplites dentatus</i>	
		Нижний подъярус	Зона <i>Leymeriella tardefurcata</i> Зона <i>Hypacanthoplites jacobi</i>	
	Аптский ярус	Верхний подъярус	Зона <i>Parahoplites melchioris</i> Зона <i>Cheloniceras tschernyschowi</i>	
		Нижний подъярус	Зона <i>Deshayesites deshayesi</i> и <i>Deshayesites dechy</i> Зона <i>Deshayesites weissii</i> и <i>Tropalum bowerbanki</i> Зона <i>Matheronites ridzewskyi</i>	
	Барремский ярус	Верхний подъярус	Зона <i>Oxyteuthis jasykowi</i>	
		Нижний подъярус	Зона <i>Simbirskites decheni</i> и <i>Craspedodiscus discofal-catus</i>	
	Готеривский ярус	Верхний подъярус	Зона <i>Speetonicerias versicolor</i>	
		Нижний подъярус	Зона <i>Leopoldia biassalensis</i> (для Эмбы) Зона <i>Distoloceras histrix</i> (для центральных областей Русской платформы)	
	Валанжинский ярус	Верхний подъярус	Зона <i>Polyptychites polyptychus</i>	
		Средний подъярус	Зона <i>Polyptychites keyserlingi</i> и <i>Polyptychites michal-skii</i> Зона <i>Temnoptychites hoplitoides</i>	
		Нижний подъярус (берриасский)	Зона <i>Tollia stenomphala</i> Зона <i>Riasanites rjasanensis</i>	

Продолжение табл. 13

И. Г. Сазонова, Н. Т. Сазонов, 1967 г.		
Альбский ярус	Верхний подъярус	Зона <i>Stoliczkaia dispar</i> Зона <i>Pervinqueria inflata</i>
	Средний подъярус	Зона <i>Hoplites dentatus</i>
	Нижний подъярус	Зона <i>Leymeriella tardefurcata</i> (для южной части Прикаспийской синеклизы)
Аптский ярус	Верхний подъярус	Зона <i>Hypacanthoplites jacobi</i> Зона <i>Acanthoplites nolani</i> Зона <i>Parahoplites melchioris</i> Зона <i>Chelonicerias tschernyschowii</i>
	Нижний подъярус	Зона <i>Dufrenoya furcata</i> Зона <i>Deshayesites dechy</i> Зона <i>Deshayesites weissii</i> Зона <i>Matheronites ridzewskii</i>
Барремский ярус		Зона <i>Oxyteuthis jasykowi</i>
Готеривский ярус	Верхний подъярус	Зона <i>Simbirskites decheni</i> и <i>Craspedodiscus discofalcatus</i> Зона <i>Speetonicerias versicolor</i>
	Нижний подъярус	Зона <i>Leopoldia biassalensis</i> (для южной части Прикаспийской синеклизы) Зона <i>Distoloceras hystrix</i> и <i>Dichotomites bidichotomus</i> (для центральных и северных районов Русской платформы)
Валанжинский ярус	Верхний подъярус	Зона <i>Polyptychites polyptychus</i>
	Нижний подъярус	Зона <i>Polyptychites keyserlingi</i> Зона <i>Polyptychites michalskii</i> Зона <i>Temnoptychites hoplitoides</i> Слой с <i>Pseudogarnieria undulato-plicatilis</i> Stschir., <i>Proleopoldia kurmyschensis</i> Stschir., (стратиграфическое положение этих слоев не ясно)
Берриасский ярус		Зона <i>Bogoslovskia stenomphala</i> Зона <i>Riasanites riasanensis</i>

Рязанский ярус
(Сазонов, 1951)

Схема, принятая в настоящей работе

Нижний отдел меловой системы	Альбский ярус	Верхний подъярус	Зона <i>Pervinqueria inflata</i>
		Средний подъярус	Зона <i>Hoplites dentatus</i>
		Нижний подъярус	Зона <i>Leymeriella tardefurcata</i> ** Зона <i>Hypacanthoplites jacobii</i> **
	Апский ярус	Верхний подъярус	
		Нижний подъярус	Зона <i>Deshayesites deshayesi</i> ** Зона <i>Deshayesites weissii</i> ** Зона <i>Matheronites ridzewski</i>
	Барремский ярус		Зона <i>Oxyteuthis jasykowi</i> **
	Геотеривский ярус	Верхний подъярус	Зона <i>Simbirskites decheni</i> Зона <i>Speetonicerias versicolor</i> **
		Нижний подъярус	Зона <i>Dichotomites bidichotomus</i>
	Валанжинский ярус	Верхний подъярус	Зона <i>Polyptychites polyptychus</i>
		Средний подъярус	Зона <i>Polyptychites keyserlingi</i>
		Нижний подъярус	Зона <i>Pseudogarnieria undulato-plicatilis</i>
	Берриасский ярус	Верхний подъярус	Зона <i>Surites tzikwinianus</i>
Нижний подъярус		Зона <i>Riasanites rjasanensis</i>	
			Рязанский горизонт (Богословский, 1897)

юге, в Калужской и Смоленской областях, так и на Клинско-Дмитровской гряде был обнаружен сантонский комплекс радиолярий.

Изучением ископаемых организмов меловых отложений рассматриваемых областей в той или иной мере в разное время занимались К. Ф. Рулье, И. Б. Ауэрбах, Г. А. Траутшольд, А. С. Пересветов (ископаемые растения, моллюски); С. Н. Никитин, А. П. Павлов, Н. А. Богословский, С. А. Добров, Д. П. Найдин, В. Н. Аристов (моллюски); Н. А. Болховитина, Л. А. Юшко, В. И. Кочетова, Н. А. Добруцкая, В. М. Мейксон (споры и пыльца); П. А. Герасимов (разные группы беспозвоночных низов мела); В. С. Акимец, Р. Х. Липман, Р. Ф. Смирнова, Н. А. Чернышева, В. А. Шохина (микрофауна) и др.

Краткие обзоры и сводки по меловым отложениям, частично основанные преимущественно на литературных источниках и касающиеся только некоторых площадей данной территории, составлялись А. Д. Архангельским (1922), Н. Т. Зоновым (1937в), Б. М. Даньшиным (1947), В. Н. Соболевской (1951), Н. Т. Сазоновым (1953б), Г. И. Бушинским (1954), И. Г. Сазоновой (1958), П. А. Герасимовым (1955а, 1958), О. В. Флеровой и А. Д. Гуровой (1958), И. Г. Сазоновой и Н. Т. Сазоновым (1967), А. Н. Ивановым (1968).

Следует отметить, что несмотря на давность изучения меловых отложений Центральных областей, многие вопросы их стратиграфии до настоящего времени освещены еще недостаточно. Это объясняется небольшим количеством хороших разрезов, бедностью многих горизонтов палеонтологическими остатками, однообразием литологического состава некоторых смежных горизонтов и недостаточной изученностью ископаемой фауны.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнемеловые отложения Центральных областей представлены берриасским, валанжинским, готеривским, барремским (?), аптским и альбским ярусами (см. табл. 13). В связи с послемеловым размывом и ледниковой эрозией они распределены на описываемой территории неравномерно и прерывисто. Но и там, где они сохранились, нередко наблюдается непостоянство стратиграфических соотношений отдельных ярусов и зон, иногда даже в близко отстоящих один от другого разрезах (рис. 81). Это связано с особенностями древнего рельефа, небольшой первоначальной мощностью осадков и с размывающей, иногда очень интенсивной деятельностью моря, следы которой в виде галек ранее отложившихся осадков можно проследить почти в каждой зоне.

БЕРРИАСКИЙ ЯРУС

Взгляд на стратиграфическое положение отложений, залегающих непосредственно выше зоны *Craspedites podiger* верхней юры и ниже зоны *Polyptychites keyserlingi* валанжина, названных Н. А. Богословским (1897) «рязанским горизонтом», долгое время оставался неустойчивым. Их рассматривали и как низы неокома (Богословский, 1902; Архангельский, 1922 и др.) и в какой-то мере как часть (зона *Riasanites rjasanensis*) волжского яруса (Павлов, 1907 и др.).

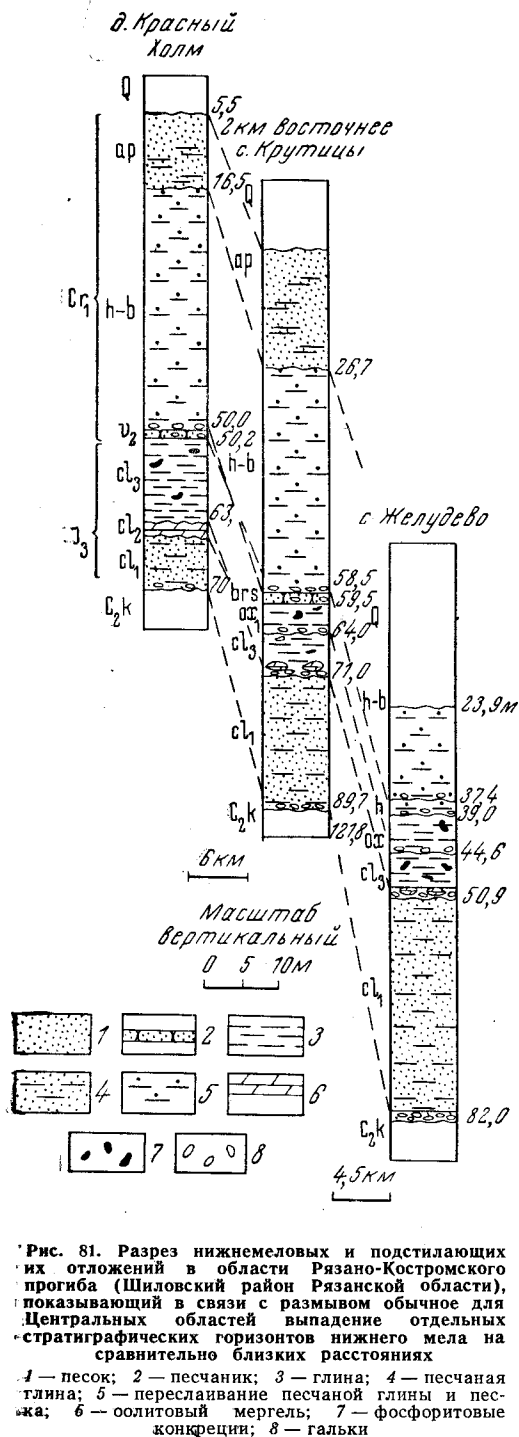
В настоящей работе большая часть этих отложений отнесена к берриасскому ярусу, выделенному в соответствии с рекомендацией совместного Пленума юрской и меловой комиссий Межведомственного стратиграфического комитета (январь — февраль 1967 г.), утвержденной Пленумом МСК в январе 1968 г.

Вопросы зонального расчленения этих отложений до последнего времени также не решались однообразно, что связано в значительной мере с недостаточной выясненностью стратиграфического распределения отдельных представителей аммонитовой фауны. Два из них *Craspedites* (*Surites*) *spasskensis* Nik. и *Tollia* (*Surites*) *stenomphala* Pavl., выделявшихся в качестве видов-индексов соответствующих зон, в этом отношении мало удачны для рассматриваемых отложений. Необходим выбор новых зональных видов.

В литературе имеется указание (Pavlov, 1907) о присутствии на Русской платформе между зоной *Craspedites nodiger* и зоной *Polyptychites keyserlingi* трех зон: 1) «с *Berriasalla rjasanensis*», 2) «с *Craspedites spasskensis*» и 3) «с *Oxynticeras gevrii* и *Craspedites stenomphalus*». Для средней из этих зон не было дано достаточно четкой палеонтологической характеристики; она лишь бегло упоминалась (Pavlov, 1901) для Сызранского Поволжья и была показана на стратиграфической схеме в упомянутой работе того же автора 1907 г. Для этой зоны было указано несколько видов ауцелл, почти все из которых, по новейшим данным, известны и из ниже лежащей зоны.

Изучение нижнемеловых отложений в Центральных областях и в Среднем Поволжье позволяет утверждать, что в указанном стратиграфическом отрезке, залегающем под нижним валанжином, выделяются две зоны берриасского возраста, соответствующие нижнему и верхнему подъярусам, с характерным для каждой из них комплексом ископаемых организмов: 1) зона с *Riasanites rjasanensis* Venez. em. Nik. (и с *Surites spasskensis* Nik.) и 2) зона с *Surites tzikwinianus* Bog. (и с *Surites stenomphalus* Pavl., *Surites spasskensis* Nik.), составляющие вместе «рязанский горизонт» Н. А. Богословского (1897).

Верхнюю из этих зон в месте классического развития «рязан-



ского горизонта» — в Спасском районе Рязанской области — А. П. Павлов (1898) называл зоной «с аммонитами из группы *Olcostephanus stenomphalus*», синхронность которой с зоной *Surites tzikwinianus*, обнажающейся в бассейне р. Суры (д. Пехорка), очевидна. В указанном участке бассейна Суры на зону с *Surites tzikwinianus* Вог. с размывом (часто полностью перебивая ее) налегает зона с *Pseudogarnieria undulato-plicatilis* Stschir., со своеобразными, еще очень мало изученными аммонитами, частью описанными В. А. Щировским (Stchirowski, 1894). Один из них (*Oxynoticerus gevrili*), вместе с *Tollia (Surites) stenomphala* Pavl., А. П. Павлов (Pavlov, 1907) считал характерным для данной зоны. В слое с описанными В. А. Щировским аммонитами отсутствует *Surites tzikwinianus* Вог. (исключая экземпляры, переотложенные в виде галек), но *Surites stenomphalus* Pavl. здесь продолжает встречаться совместно с близкими формами и с несвойственными предшествующей зоне аммонитами, частью принадлежащими не только к новым видам, но и к новым родам. Вместе с аммонитами здесь найдены *Acroteuthis lateralis* Phill. и ауцеллы (*Aucella crassicollis* Keys., *A. inflata* Lah., *A. solida* Pavl.)¹, не встречающиеся в нижележащей зоне.

Слой с *Pseudogarnieria undulato-plicatilis* Stschir. в настоящей работе выделен в качестве нижней зоны валанжина. Как зональный индекс для верхней зоны берриасского яруса, нами предлагается *Surites tzikwinianus* Вог. повсеместно относительно часто встречающийся аммонит — вместо *Surites spasskensis* Nik., распространенного и в нижней зоне яруса (зона *Riasanites rjasanensis*), и вместо *Surites stenomphalus* Pavl. — вида крайне редкого и в центральных областях Русской платформы и в бассейне р. Суры, где он распространен, как уже было сказано, в отложениях позднего берриаса (зона *Surites tzikwinianus*) и раннего валанжина (зона *Pseudogarnieria undulato-plicatilis*).

Обе зоны берриасского яруса содержат много общих видов ископаемых беспозвоночных, в том числе аммониты: *Subcraspedites suprasubditus* Вог., *Surites spasskensis* Nik., *S. mostjae* Вог., *S. ? solowaticus* Вог.

Нижнеберриасский подъярус. Зона *Riasanites rjasanensis*. Данная зона сохранилась преимущественно на сравнительно небольших площадях в бассейнах Оки и Москвы в Рязанской, Московской и Тульской областях. На значительно большей территории присутствуют только следы этой зоны — гальки в более поздних меловых отложениях.

По рекам Оке, Проне, Мостье, Пожве и некоторым их притокам в пределах Рязанской области (Михайловский, Спасский и другие районы), в Щекинском районе Тульской и на юге Московской областей она представлена серовато-зеленым или зеленовато-бурым глауконитовым фосфатизированным песчаником или конгломератом мощностью 0,4—0,6 м с гальками юрских, а иногда и палеозойских пород. В основной, цементирующей, породе встречаются: *Riasanites rjasanensis* Venez. em Nik., *R. subrjasanensis* Nik., *R. swistowianus* Nik., *Euthymiceras transfigurabilis* Вог., *E. micheicus* Вог., *Subcraspedites suprasubditus* Вог., *S. ? bidevexus* Вог., *Surites analogus* Вог., *S. spasskensis* Nik., *S. mostjae* Вог., *S. ? solowaticus* Вог., *Acroteuthis* cf. *russiensis* Orb., *A. cff. mosquensis* Pavl., *Iotrigonia scapha* Ag., *Au-*

¹ В разрезах верхов юры и низов мела по р. Мене (бассейн р. Суры) около д. Пехорка установить стратиграфическую приуроченность некоторых аммонитов, к сожалению, крайне трудно из-за литологического сходства развитых здесь горизонтов (зона *Craspedites podiger*? волжского яруса, зона *Surites tzikwinianus* берриаса, нижний валанжин), каждый из которых залегает конденсированно с размывом (обогащен гальками) на предшествующем.

cella volgensis L a h., *A. fischeriana* O r b., *A. cf. piochii* G a b b, *A. spasskensis* P a v l., *Camptonectes lamellosus* S o w., *Lima subcostata* G e r a s.¹, *Ostrea limaciforme* G e r a s., губки *Riasanospongia michailovensis* G e r a s., *Stramentella ostaschovensis* G e r a s., *Paraaplisinofibria bolchovitinae* G e r a s., *Polygonatium* aff. *globulus* G e r a s. и др. По определению В. М. Мейсон, там содержатся споры: *Leiotriletes gradatus* M a l. (1%), *Gleichenia laeta* B o l c h. (13,5%), *G. stellata* B o l c h.

(1%), *Cibotium junctum* K.-M. (1%), *Trachytriletes crassus* N a u m. (0,5%), *Zonolopollenites dampieri* B a l m e (0,5%) и пыльца: *Cycas elliptica* K.-M. (1,5%), *Bennettitales* (1,5%), *Podozamites* sp. (4%), *Cupressacites*; *Taxodiaceae* (6%), *Brachyphyllum* sp. (2%), *Caytonia oncodes* (H a r r i s) B o l c h. (1%), *Podocarpus kainarensis* B o l c h. (1%), *Pinus* sec. *Haploxyylon* (0,5%), *P. aequalis* (N a u m.) B o l c h. (0,5%), *P. dinelgata* B o l c h. (2%), *P. insignis* N a u m. (1%), *P. vulgaris* N a u m. (0,5%), а также панцири перидиней (48%) и *Huysrichosphaera* (14%).

Лучшие разрезы зоны в Рязанской области известны по левому берегу р. Прони у г. Михайлова (Лещинский овраг), у селений Свистово и Лубянка и по правому берегу р. Оки между селениями Чевкино и Шатрищи в Спасском районе (рис. 82).

В северо-западном направлении вверх по течению р. Москвы от ее устья прослеживается фациальное изменение зоны *Riasanites rjasanensis*. Песчано-глауконитовые отложения постепенно сменяются более мелководными песчано-глинистыми с обильными железистыми оолитами. Обычно это обохренные, в большей или меньшей степени глинистые рыхлые фосфатизированные песчаники (до 0,9 м), избилующие железистыми оолитами. В верхней части слоя, как правило, имеются невыдержанные прослои (до 10—20 см) песчанистой оолитовой глины (Егорьевский, Воскресенский, Бронницкий районы). В Москве и ее ближайших окрестностях зона сохранилась в немногих местах (Хорошово, Барвиха), представлена слоем (до 10 см) крепких темно-серых песчанистых фосфоритовых конкреций, частью сцементированных в плиту, с почти всегда плохо сохранившимися немногочисленными ископаемыми (*Riasanites subrjasanensis* N i k., *R. rjasanensis* V e n e z. e m. N i k., *Protocardia concinna* B u c h, *Cyprina sublaevis* G e r a s., *Isognomon* sp., *Liostraea* sp. и др.).

Переотложенные остатки зоны — фосфоритовые гальки с перечисленными ископаемыми в основании песчаных осадков готеривского возраста — наблюдаются на этой территории довольно часто (Татарово,

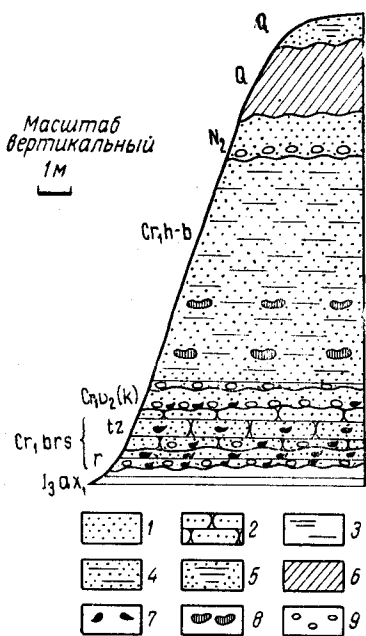


Рис. 82. Разрез нижнемеловых отложений в овраге у с. Шатрищи Спасского района Рязанской области

1 — песок; 2 — песчаник глауконитовый, частью фосфатизированный; 3 — глина; 4 — глина алевритовая с прослоями песка; 5 — делювиальный суглинок; 6 — валунный суглинок (морена); 7 — фосфоритовые конкреции; 8 — конкреции сидерита; 9 — галька

¹ В работе П. А. Герасимова, содержащей описание последнего вида (1955, стр. 108 и др., табл. 21, фиг. 6), по не зависящим от автора обстоятельствам ошибочно напечатано *Lima costata* G e r a s.

Кунцево; Ленинские горы, Дьяково в Москве; Гремячево, Котельники Люберецкого района и др.).

Очень небольшие островки рыхлого глауконитового фосфатизированного песчаника зоны *Riasanites rjasanensis* с выветрелыми гальками юрских фосфоритов известны в Калужской области у с. Карово на р. Оке и в окрестностях с. Берды в бассейне р. Серены (наблюдения С. А. Доброва).

В отношении минерального состава тяжелой фракции осадки зоны *Riasanites rjasanensis* характеризуются довольно большим, до 30%, содержанием граната (рис. 83).

Химический анализ фосфатизированного песчаника этой зоны из Воскресенского района Московской области (Лопатинский фосфоритный рудник) дал такие результаты: SiO_2 — 13,41; Al_2O_3 — 6,58; Fe_2O_3 — 13,30; TiO_2 — 0,16; MnO — 0,07; CaO — 32,07; MgO — 0,54; Na_2O — 0,30; K_2O — 0,36; S — 0,57; SO_3 — 0,81; п. п. п. — 10,04; P_2O_5 — 19,82; FeO — 1,67; CO_2 — 3,84; сумма — 98,03.

Верхний берриасский подъярус. Зона *Surites tzikwinianus*. Стратиграфически выше зоны *Riasanites rjasanensis* следует зона *Surites tzikwinianus*, отложения которой налегают с размывом на породы ниже лежащей зоны или непосредственно на породы юрского или палеозойского возраста. В той или иной мере зона бывает обогащена гальками этих пород. По внешнему облику отложения описываемой зоны часто напоминают породы зоны *Riasanites rjasanensis*. Очевидно, по этой причине некоторые предшествующие исследователи относили ее вместе с ниже лежащей зоной к нерасчлененному «рязанскому горизонту».

Наиболее развита зона в Рязанской области, где она достигает мощности 1—3,5 м (редко до 10? м), сложена зеленовато-серым или зеленовато-бурым глауконитовым песчаником, обыкновенно фосфатизированным и известковистым, мелкозернистым или неоднороднозернистым, почти всегда в нижней части с гальками фосфоритов размытой зоны *Riasanites rjasanensis* и юрских отложений. Верхняя часть зоны нередко представлена зеленовато-желтым и серовато-желтым песком или песчаником, иногда ожелезненным, с небольшими (редко до 15—20 см в поперечнике) сидеритовыми конкрециями, частью с лимонитовой коркой.

В основной породе зоны встречаются *Surites tzikwinianus* Bog., *S. kasakowianus* Bog., *S. dorsorotundus* Bog., *S. clementianus* Bog., *S. spasskensis* Nik., *S. mostjae* Bog., *S. ? solowaticus* Bog., *Surites* ex gr. *stenomphalus* Pavl. (очень редко), *Subcraspedites suprasubditus* Bog., *S. pressulus* Bog., *Acroteuthis* aff. *mosquensis* (Pavl.), *A. arctica* Blüth., *Aucella volgensis* Lah., *A. spasskensis* Pavl., *Pleuromya peregrina* Orb., *Gresslya alduini* Fisch., *Cyprina sublaevis* Geras., *Lima subcostata* Geras. и др. Интересны находки местами в этих осадках сидеритовых ядер медуз¹.

Лучшие разрезы зоны *Surites tzikwinianus* в Рязанской области можно наблюдать в Спасском районе между селами Никитино и Шатрищи, в Михайловском районе (между г. Михайлов и с. Свистово), в Чернавском районе (правобережье р. Дон близ д. Дубки).

¹ Н. Т. Зонов (1938) ошибочно указывает находки этих ископаемых в Рязанской области в отложениях выше зоны *Polyptychites keyserlingi*. В действительности они были первоначально собраны не в коренном залегании при нашей совместной экскурсии в 1934 г. на правом берегу р. Оки в Спасском районе. В 1947 г. при повторном изучении мезозойских отложений этой местности П. А. Герасимовым была выяснена приуроченность их к зоне *Surites tzikwinianus*.

Область	Костромская область	Ярославская область	Московская область	Владимирская область	Рязанская область
Альбский	Верхний		4	11	
	Средний		5	12	
	Нижний		5		
Аптский			5		
			6		
Готеривский	Верхний		7	13	
	Нижний	3		14	
Воложанинский	Верхний				
	Средний				15
Бердасский	Нижний		8		16
			9		
			10		

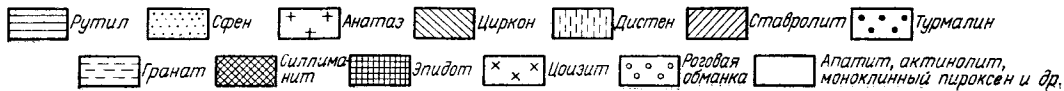


Рис. 88. Минеральный состав (прозрачные минералы) тяжелой фракции нижнемеловых отложений

Места отбора проб. Костромская область: 1 — Расловский район (песчаник неоднороднозернистый, ожелезненный); 2 — Ивкино Мантуровского района (песок мелкозернистый, алевроитовый, сильно слюдистый, ожелезненный); Ярославская область: 3 — Кресты Ярославского района (песок мелкозернистый, алевроитовый, сильно слюдистый, ожелезненный); Московская область: 4 — Шуколово Дмитровского района (конкреция песчаного фосфорита), 5 — Гаврилково Дмитровского района (конкреция песчаного фосфорита), 6 — Чулково Раменского района (песок мелкозернистый слюдистый), 7 — Гремачево Люберецкого района (песчаник неоднороднозернистый, ожелезненный), 8 — Долгатицкий рудник Воскресенского района (песчаник-глинистый, фосфатизированный оолитами), 9 — Москва, Кунцево (галька песчаного фосфорита из основания гонимы), 10 — Борщево Владимирского района (глина песчанистая, алевроитовая), 12 — Корнево Собинского района (конкреция песчаного фосфорита), 13 — Собинка Собинского района (песчаник ожелезненный), 14 — Окшелево Меленковского района (песчаник ожелезненный); Рязанская область: 15 — Киринцы Спасского района (конкреция песчаного фосфорита), 16 — г. Михайлов, Мещинский овраг (песчаник глауконитовый, фосфатизированный)

Мало отличаются от указанных разрезы в Тульской области, например в карьерах фосфоритного рудника недалеко от г. Кимовск, у селений Волово и Набережная в бассейне р. Непрядвы, а также на самом юге Московской области, по правобережью р. Оки (окрестности с. Липицы), где буровыми скважинами вскрыты небольшой мощности (до 0,5 м) глауконитовые пески и песчаник-конгломерат, с обильными гальками песчаника или конгломерата зоны *Riasanites riasanensis* и фосфоритов волжского и кимериджского ярусов. В цементующей гальки породе обнаружены *Craspedites suprasedditus* Vog., *Surites* sp. и ряд двустворок.

В Калужской области рассматриваемой зоне, возможно, принадлежат глауконитовые пески без ископаемых, отмеченные близ д. Тебекино (Утехин, 1944).

На севере Московской области (Загорский и Дмитровский районы), в Ярославской области (Переславский, Ростовский районы), во многих местах Владимирской области, а также в Ивановской (Кинешемский, Юрьеvecкий районы) и Костромской (Макарьевский, Мантуровский и другие районы) областях зона *Surites tzikwinianus* представлена в основном песчанистым мергелем (0,3—0,5 м), почти всегда очень богатым железистыми оолитами, с *Surites tzikwinianus* Vog., *S. clementianus* Vog., *S. kasakowianus* Vog., *S. unschensis* Nik., *Subcraspedites suprasedditus* Vog., *Acroteuthis arctica* Blüth., *A. aff. mosquensis* Pavl., остатками губок (*Craticularia* sp.) и др. Она во многих случаях здесь налегает непосредственно на волжский ярус юры (на зону *Craspedites nodiger* или на зону *Dorsoplantites panderi*). Зона прослежена по буровым скважинам в большинстве районов Костромской области и на меньшей площади в Ивановской области. В естественных обнажениях она наблюдается по правому берегу Унжи близ селений Унжа, Половчиново, Высоково, между Ефимово и Огарково и в других местах в Макарьевском и Юрьеvecком районах, а также по Волге близ селений Наволоки и Иваниха в Кинешемском районе.

Один из наиболее полных и типичных разрезов берриасского яруса южной половины рассматриваемой территории описан у с. Свистово по левобережью р. Прони (Рязанская область). Здесь в верхней части небольшого ручьевого оврага, около школы, наблюдалась в 1938 г. такая последовательность слоев (сверху вниз):

- Cr₁brs (tz)? 1. Песок светло-серый и желтоватый, среднезернистый, слюдистый, в нижней части зеленоватый-глауконитовый 2,8 ...
- Cr₁brs (tz) 2. Песчаник буровато-серый, частью довольно сильно ожелезненный, фосфатизированный, в нижней части мергелистый, с выветрелыми гальками оолитового песчаника, подобного слою 3, и мелкими гальками кимериджских и оксфордских фос-

- форитов. В основной породе слоя: *Subcraspedites suprasubditus* Bog., *Surites spasskensis* Nik., *S. et. gr. stenomphalus* Pavl., *Aucella volgensis* Lah., *A. fischeriana* Orb., *Protocardia concinna* Buch., *Camptonectes lamellosus* Sow., *Entolium* sp., *Iotrigonia cf. scapha* Ag., *Cyprina sublaevis* Geras., *Mactromya* sp., *Lima subcostata* Geras., пустоты от растворившихся ростров белемнитов, ожелезненная древесина и др. 0,25—0,35 „
- Ст1brs (г) 3. Песчаник темный, зеленовато-бурый и серовато-зеленый, в верхней части неравномерно обохренный, глауконитовый, фосфатизированный, с мелкими железистыми оолитами и довольно многочисленными фосфоритовыми гальками из перемытых киммериджских и оксфордских отложений. В песчанике найдены: *Riasanites rjasanensis* Venez. em. Nik., *R. subrjasanensis* Nik., *R. swistowianus* Nik., *Subcraspedites suprasubditus* Bog., *S.? bidevexus* Bog., *Surites spasskensis* Nik., *S. analogus* Bog., *S. mostjae* Bog., *S.? solowaticus* Bog., пустоты от растворившихся ростров белемнитов, *Aucella volgensis* Lah., *A. spasskensis* Pavl., *A. fischeriana* Orb., *Lima subcostata* Geras., *Lima (Limatula) consobrina* Orb., *Camptonectes lamellosus* Sow., *Entolium numulare* Fisch., *Ctenostreon cf. distans* Eichw., *Isognomon* sp., *Cyprina sublaevis* Geras., *Gresslya alduini* Fisch., *Pleuromya peregrina* Orb., *P. tellina* Ag., *Quentedia parallela* Traut., *Myophorella* sp., *Iotrigonia falcki* Rouil., *Opis rouillieri* Lah., *Mactromya* sp., *Pleurotomaria orbignyana* Rouil. и др. 0,40—0,45 „
- 3юх1 4. Песок темный, серовато-зеленый, глауконитовый, сильно глинистый, с гальками киммериджских и оксфордских фосфоритов, с редкими окатанными зубами *Sphenodus* sp. 0,0—0,12 „
5. Глина темно-серая, с мелкими фосфоритовыми конкрециями, со светлой глинистой поверхностью, с *Cardioceras vertebrale* Sow. и др.

ВАЛАНЖИНСКИЙ ЯРУС

В валанжинском ярусе нами выделяются три зоны: *Pseudogarnieria undulato-plicatilis*, *Polyptychites keyserlingi*, *Polyptychites polyptychus*, соответствующие нижнему, среднему и верхнему подъярусам. Изучение ископаемых организмов среднего подъяруса в Центральных областях не дает основания для подразделения его на две самостоятельные зоны: *Temptorychites hoplitoides* и *Polyptychites keyserlingi*, как это делают некоторые авторы (см. табл. 13) и как показано в унифицированной стратиграфической схеме 1962 г.

Нижневаланжинский подъярус. Зона *Pseudogarnieria undulato-plicatilis*. Только в бассейне р. Мосты в Рязанской области отмечается (Зонов, 1929, 1937в) наличие глинистого с фосфоритами слоя с *Pseudogarnieria undulato-plicatilis* Stchir. и *Proleopoldia cf. kurmyschensis* Stchir., очевидно, одновозрастного с еще недостаточно изученной зоной с *Pseudogarnieria undulato-plicatilis* Stchir. бассейна р. Суры. Точное местонахождение разреза и мощность слоя Н. Т. Зоным (1929) не указаны, им лишь отмечено, что фауна была собрана в слое, обособленном от так называемого рязанского горизонта (т. е. как от слоев с *Berriasella* ex gr. *rjasanensis*, так и от слоев с *Craspedites* ex gr. *spasskensis*, *Cr. pressulus* и др.). К сожалению, при позднейших геологических исследованиях в Рязанской области эти интересные отложения, вероятно, эквивалентные слоям с *Platylenticeras* Западной Европы, не были встречены.

¹ Ознакомление с оригиналами описанных В. А. Щировским (1894) аммонитов из «оолитового мергеля» бассейна р. Суры, частью принимавшихся за виды, типичные для валанжина Западной Европы, вызывает такие замечания: 1) аммониты, описанные под названием *Oxymotoceras undulato-plicatile* Stchir., *O. tuberculiferum*

Средневаланжинский подъярус. Зона *Polyptychites keyserlingi*. Подобно берриасскому ярусу, отложения этой зоны сохранились преимущественно в Рязанской, Ивановской и Костромской областях и всегда залегают с размывом на берриасе или на более древних отложениях. Зона представлена желтовато-серым или бурым, часто неоднороднозернистым песком мощностью до 3 м, отчасти ожелезненным песчаником, местами (Костромская и Ивановская области) мергелистым, с железистыми оболитами, по общему виду напоминающим соответствующие литологические разности зоны *Surites tzikwinianus*.

Нередко пески зоны *Polyptychites keyserlingi* заключают крепкие неправильных очертаний конкреции песчанистого фосфорита, иногда до 15—20 см в поперечнике или неравномерно рассеянные, или залегающие в виде одного-двух прослоев. В отдельных местах в пределах Рязано-Костромского прогиба (бассейн р. Пары) зона сложена лишь слоем фосфатизированного песчаника небольшой (до 40 см) мощности.

Минералогический анализ фосфоритовой конкреции из зоны *Polyptychites keyserlingi* (с. Шатрицы Рязанской области) показывает в тяжелой фракции довольно большое (до 40%) содержание дистена по сравнению с наличием этого минерала в фосфатизированном песчанике берриаса (см. рис. 83).

Результаты химического анализа фосфоритовой конкреции такие: (в %): SiO_2 — 47,08; Al_2O_3 — 2,0; Fe_2O_3 — 3,33; TiO_2 — 0,12; MnO — 0,09; MgO — 0,32; SO_3 — 0,71; N_2O — 0,28; K_2O — 0,14; P_2O_5 — 14,87; п. п. п. — 6,1; сумма — 98,69.

Ископаемые в зоне встречаются не часто и повсеместно довольно однообразны. Это обычно *Polyptychites cf. keyserlingi* Neum. et Uhl., *P. michalskii* Bog., *P. lejanus* Bog., *Temnoptychites hoplitoides* Nik., *T. lgowensis* Nik., *T. glaber* Nik., *T. ribkinianus* Bog., *T. mokschenis* Bog., *Acroteuthis lateralis* Phill., *A. crassa*, Blüth., *Iotrigonia scapha* Ag., *Aucella inflata* Lah., *A. crassicollis* Keys., *A. solida* Pavl., *A. crassa* Pavl.

Темные песчанистые глины без ископаемых, кое-где пройденные буровыми скважинами над юрскими отложениями в Калужской области и южной части Смоленской области, возможно, также принадлежат описываемой зоне, довольно широко распространенной в глинистой фации в смежных Брянской и Орловской областях.

Очень хорошие разрезы зоны *Polyptychites keyserlingi* известны в Рязанской области, например у с. Шатрицы по правому берегу р. Оки (см. рис. 82) и по левому берегу р. Кирицы около 1,5 км выше с. Сушки (рис. 84, разрез X). В последнем месте под делювиальным суглинком обнажаются:

Ст_{IV2}(k) 1. Песок желтовато-бурый, неоднороднозернистый, глинистый, местами сцементированный в рыхлый песчаник. На глубине около 0,9 м от поверхности песка — прослой из неправильной формы песчанистых фосфоритовых конкреций до 25 см в поперечнике, с *Temnoptychites lgowensis* Nik., *T. hoplitoides* Nik., *T. glaber* Nik., *Polyptychites cf. keyserlingi* Neum. et Uhl. В нижней части песок обогащен гальками темных крепких фосфоритов кимериджа

Stchir., *O. gevrili* Orb., *O. marcoui* Orb. представляют обломки, отчасти несколько окатанные, внутренних ядер разных возрастных стадий одного вида из рода *Pseudogarnieria*, очевидно, не принадлежащего ни к одному из двух последних названных западноевропейских, установленных д'Орбиньи. Сохранение за этим видом наименования *Pseudogarnieria undulato-plicatilis* Stchir., по-видимому, наиболее целесообразно, как хорошо характеризующие его с ранних стадий развития раковины; 2) *Hoplites menensis* Stchir. и *H. kurmyschensis* Stchir. — только взрослая и более юная особи одного вида из рода *Proleopoldia*, за которым лучше сохранить название *P. menensis* Stchir., как первое по порядку описанных В. А. Шировским окаменелостей. *P. menensis* Stchir., несомненно, редчайший вид.

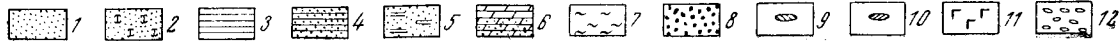
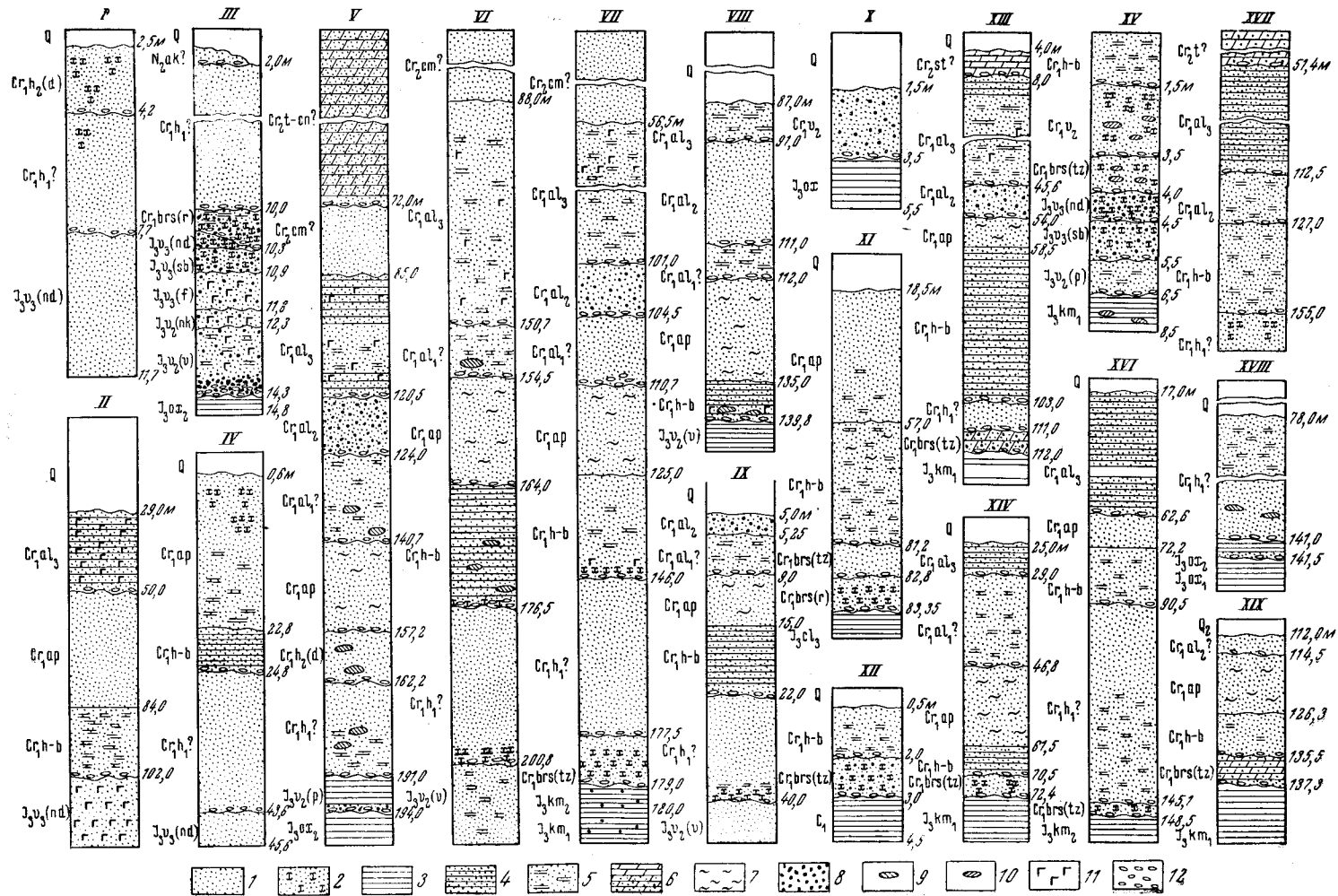


Рис. 84. Некоторые разрезы нижнемеловых отложений в пределах центральных областей Европейской части СССР. По наблюдениям П. А. Герасимова, 1930—1968 гг. 1 — песок; 2 — песчанник; 3 — глина; 4 — песчанистая глина; 5 — глинистый и алевроитовый песок; 6 — опока и глинистый или песчаный трепел; 7 — гумусированные (сажистые) прослой и обуглившиеся растительные остатки; 8 — фосфоритовые конкреции; 9 — конкреции сидерита; 10 — мергели; 11 — обилие глауконита; 12 — гальки *Mastodonte* и *Лопатино* Воскресенского района, Московская область; 13 — овраг у Татарово в Москве, II — сваяжина близ Теплые Станы в Москве, III — карьер между селами Остаево и Лопатино Воскресенского района, IV — сваяжина у д. Чулково Раменского района, V — сваяжина близ д. Шидлы в Загорском районе, VI — сваяжина близ д. Еремшино Загорского района, VII — сваяжина близ д. Лобково Загорского района, VIII — сваяжина близ д. Борисоглебская Клинского района, IX — сваяжина близ д. Тимошино Дмитровского района; Рязанская область; X — левый берег р. Киряцы в 1,8 км вл. с. Сушки Спасского района, XI — сваяжина в 2 км северо-восточнее д. Печерники Михайловского района; Тульская область; XII — Кимовский фосфоритный рудник Кимовского района, XIII — сваяжина в 2 км от с. северо-восточнее д. Печерники Михайловского района; Владимирская область; XIV — сваяжина у д. Кесарево Владимирского района; Ивановская область; XV — правый берег р. Унжи между с. Ефимово и Огарьково Юрьевецкого района; Костромская область; XVI — сваяжина у д. Юрино Буйского района; Ярославская область; XVII — сваяжина близ д. Кончалево Переславского района, XVIII — сваяжина близ д. Шедарино Ярославского района, XIX — сваяжина близ д. Пиналево Даниловского района

$J_3Ox_2?$	(фосфориты источены сверлящими моллюсками, среди них встречены обломки ядер <i>Physodoceras</i> sp., <i>Aulacostephanus</i> sp.) и галькой глауконитового песчаника (конгломерата) берриасского яруса, содержащего обломки ядер <i>Riasanites</i> sp. и гальки кимериджских фосфоритов	до 2 м
J_3Ox_1	2. Глина черная, слабо слюдястая, сланцеватая, с редкими кусками обуглившейся древесины. Видимая мощность	2 „
	3. Глина серая, плотная с <i>Cardioceras rouillieri</i> Nik., <i>C. caelatum</i> Pavl., <i>Gryphaea dilatata</i> Sow. и др. Видимая мощность	2,5 „

Верхневаланжинский подъярус. Зона *Polyptychites polyptychus*. К этой верхней зоне валанжина предположительно относятся известные в Костромской области (д. Ивкино по правобережью р. Унжи и др.) мелкозернистые глауконитовые, большей частью обохренные слюдястые алевроитовые пески и рыхлые ожелозненные песчаники общей мощностью до 5 м с плохो сохранившимися ископаемыми: *Acroteuthis arctica* Blüth., *Polyptychites* cf. *polyptychus* Keys. и др., пока недостаточно изученные полиптихиты, *Proleopoldia?* sp., *Acroteuthis arctica* Blüth., *Aucella crassicollis* Keys., *A. piriformis* Lah., *A. crassa* Pavl. A. cf. *nathorsti* Blüth. и др. Верхняя стратиграфическая граница этих отложений остается не выясненной. Не исключена возможность принадлежности части их к нижнему готериву.

ГОТЕРИВСКИЙ ЯРУС

Палеонтологически охарактеризованных отложений готеривского возраста в Центральных областях сравнительно немного. Они могут быть подразделены на два подъяруса: нижний (зона *Dichotomites bidichotomus* и верхний, с зонами *Speetoniceras versicolor* и *Simbirskites decheni*¹).

Наличие первой из двух зон, верхнего готерива, не подтвержденной фауной, лишь предположительно.

Нижнеготеривский подъярус. Отложения, которые без сомнения можно отнести к нижнему подъярису, распространены на довольно ограниченной площади в Ярославской, Костромской, Владимирской, Рязанской и Московской областях. В первой из них они сохранились полнее и лучше изучены (Аристов, 1964, 1966; Иванов, Аристов, 1966; Иванов, 1968). К сожалению, во многих случаях эти отложения здесь наблюдаются не в коренном залегании, а слагают крупные ледниковые отторженцы.

Еще в 30-е годы при бурении у с. Норское близ г. Ярославля в песках, залегающих под древним

¹ Единого взгляда на возраст этих зон до последнего времени не было. Многие исследователи относили их к баррему. Решением постоянной комиссии по меловой системе (1965 г.), утвержденным Межведомственным стратиграфическим комитетом, две последние зоны рекомендовано рассматривать как верхнеготеривские.

аллювием Волги, были встречены обломки аммонитов, из которых один был определен Н. Т. Зоновым (1937а, б) как *Hoplites* ex gr. *hystrix* Phill. (Pavl.) Находка давала основание предполагать наличие здесь нижнего готерива. В 1948 г. одной из буровых скважин в Александро-Невском районе Рязанской области (близ д. Михалково) над берриасским ярусом был пройден глауконитовый глинистый песок,

в котором встретился обломок аммонита, очень сходный с указанным ярославским (Герасимов, 1958). В обоих случаях это части ядер жилой камеры, принадлежащие какой-то форме, наполняющей *Hoplites hystrix* (Phill.) Pavl. (= *Distoloceras pavelowi* Spath.), но более точное определение которой невозможно¹.

В последние годы наблюдениями А. Н. Иванова и В. Н. Аристовой в Ярославской области не только подтвердилось наличие там нижнего готерива, но было уточнено его строение и выяснены фаунистические особенности. К сожалению, достаточно полного описания фауны еще не сделано².

Большую (до 15—40? м) нижнюю часть подъяруса Ярославской и отчасти Владимирской областей слагают светлые, иногда неравномерно слюdistые пески с конкрециями крепкого сидеритового или известковистого песчаника. Верхняя часть подъяруса (до 15 м) обычно представлена более мел-



Рис. 85. Обнажение песков нижнего готерива Cr_1h_1 с гальками валанжинских, берриасских и волжских фосфоритов в основании у с. Глебово. Фото П. А. Герасимова

Видны подстилающие их пески зоны *Ervirgatites nikitini* волжского яруса юры $Jav_2(nk)$ и покрывающие косослончатые аллювиальные пески неуточненного, вероятно, неогенового возраста («зеленовские пески»)

козернистыми, иногда алевритовыми песками, сильно слюdistыми, часто обохренными, с сидеритовыми конкрециями. Такие пески были пройдены буровыми скважинами местами в Костромской области (Расловский и Сусанинский районы).

В отдельных точках Владимирской (близ поселков Собинка и Ундола, у г. Юрьев-Польский и др.), Ярославской (около д. Чернокулово Ростов-

¹ Не исключена возможность принадлежности этих ископаемых одной из развернутых аммонитовых форм.

² До полной обработки фауны нижнего готерива подразделение его на две зоны (зону *Dichotomites bidichotomus* внизу и зону *Speetonoceras polytychoide* вверху), как это предлагает В. Н. Аристов (1966), нам кажется преждевременным.

ского района), Костромской (близ д. Пантелеево Галичского района и др.) и Московской (д. Еремино Загорского и д. Тимошкино Дмитровского районов) областей нижним горизонтам нижнего готерива, судя по керну буровых скважин, принадлежат серые известковистые, довольно богатые глауконитом песчаники, очевидно, представляющие конкреционные образования в песке.

Рассматриваемые отложения залегают с размывом на валанжине или берриасе, или на разных горизонтах юры. В последнем случае они в своем основании обыкновенно заключают гальки перемытых отложенных валанжина, берриаса и верхов волжского яруса, например в прекрасном разрезе у с. Глебово (рис. 85), а также в разрезах близ селений Мостово и Крутец¹ в Рыбинском районе Ярославской области.

Ископаемые в песках и песчаниках нижнего готерива обычно плохой сохранности и бывают распределены очень неравномерно. В целом фауна далеко не полно изучена. Помимо ауцелл, иногда обильных (*Aucella sublaevis* Keys., *A. bulloides* Pavl., *A. crassicollis* Keys.) и ряда других двустворок и гастропод, сравнительно редки аммониты, частью принадлежащие новым родам, близким к *Speetonicer* и *Simbirskites*, частью — к роду *Dishotomites*².

Очень полный разрез песчаных отложений нижнего готерива (около 60 м мощностью) пройден буровой скважиной у с. Щедрино к югу от г. Ярославля (разрез XVIII). Там же в карьере около Московского шоссе у с. Крест до последнего времени можно было наблюдать под мореной и флювиогляциальными песками несомненно тождественные слои, однако, как показало бурение, они слагают здесь ледниковый отторженец. Разрез в этом карьере (запись 1965 г.) такой:

Ст. 111	1. Песок желтый и зеленовато-желтый мелкозернистый, алевритовый, слюдястый, местами сцементированный в рыхлый ожелезненный песчаник с ядрами двустворок: <i>Aucella sublaevis</i> Keys., <i>A. crassicollis</i> Keys., <i>A. bullata</i> Pavl., <i>Myophorella</i> sp., <i>Cyprina</i> sp., <i>Lima</i> (<i>Plagiostoma</i>) sp. и др., аммонитов, близких к <i>Speetonicer</i> , <i>Simbirskites</i> , <i>Dichotomites bidichotomus</i> Leum.	2,8—3 м
	2. Песок светло-серый, частью почти белый, неравномерно, местами сильно слюдястый, с конкрециями (до 0,8 м в поперечнике) темно-серого крепкого сидеритового песчаника с <i>Aucella sublaevis</i> Keys., <i>A. crassicollis</i> Keys., <i>Speetonicer</i> sp., <i>Dichotomites</i> aff. <i>bidichotomus</i> Leum. В самой верхней части песок пронизан ходами-норами роющих донных организмов, вероятно, червей и ракообразных. Видимая мощность	6,5 ..

Довольно близкого облика, но обычно не содержащие алевритовой примеси песчаные осадки нижнеготеривского возраста прослеживаются местами во Владимирской области, например по р. Езе в бассейне р. Колокши.

В Московской области нижнему готериву, вероятнее всего, принадлежат желтовато-серые и зеленовато-серые, иногда неоднороднозернистые и обычно содержащие глауконит пески без ископаемых (до 11 м, чаще меньшей мощности), местами наблюдающиеся между зоной *Simbirskites decheni* верхнего готерива и зоной *Riasanites riasanensis* берриасского яруса (или зоной *Craspedites podiger* волжского яруса юры при отсутствии последней), отделяющиеся от этих зон иногда довольно четкой границей размыва (Татарово, Кунцево, Ленинские горы, Дьяково

¹ В ныне затопленных водой светлых нижнеготеривских песках около этого селения в 1934 и 1940 гг. нами были встречены сидеритовые конкреции очень своеобразной пяти — семилопастной (дланевидной) формы.

² А. Н. Ивановым и В. Н. Аристовым (Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XLIV (6), 1969) описаны из нижнеготеривских песчаников карьера у б. с. Крест аммониты *Pavlovites krestensis* Iv. et Ar., *P. polyptuchoides* Ar., *Subspeetonicer inversioides* Ar., *Gorodovia mosquitini* Iv. et Ar.

в Москве, Котельники в Люберецком районе, фосфоритные рудники в Воскресенском и Егорьевском районах, правобережье р. Пахры между селениями Сенькино и Михайловское в Подольском районе и др.)¹.

Окатанные? куски, иногда довольно крупные, ожелезненного песчаника нижнего готерива с *Aucella sublaevis* К е у с, и еще не изученными аммонитами, близкими к *Speetonicerus*; *Simbirskites* и *Dichotomites*, изредка встречаются по р. Сходне у д. Путилково около Москвы. Вероятно, они являются гальками и происходят из основания зоны *Simbirskites decheni* верхнего готерива, обнажающейся около названной деревни и залегающей здесь над слюдястыми песками зоны *Craspedites podiger* волжского яруса. Однако нельзя отрицать возможность наличия кое-где в бассейне р. Сходни не переотложенных песчаных отложений нижнего готерива.

Верхнеготеривский подъярус. Из двух зон верхнего готерива к нижней зоне *Speetonicerus versicolor* предположительно отнесены темные песчанистые глины без ископаемых (мощностью около 1,5 м), в основании с гальками песчаника берриасского яруса. Они были вскрыты лишь одной буровой скважиной на востоке Рязанской области — в бассейне р. Пары (близ с. Желудево) и напоминают по общему виду только что названную палеонтологически охарактеризованную зону в бассейне р. Суры.

Верхняя зона подъяруса с *Simbirskites decheni* R о е т. прослеживается в пределах междуречных пространств в Костромской, Ивановской, Московской и смежных с последней областях, где ее отложения залегают трансгрессивно на породах нижнего готерива, валанжина, берриаса, юры, а иногда непосредственно на палеозое. Нижняя часть зоны (мощностью 1—12 м) сложена песками, изредка содержащими остатки фауны; кверху они постепенно сменяются песчано-глинистыми и алевроитовыми породами (до 20—40 м), часто с обуглившимися кусочками древесины и конкрециями сидерита в нижней части. Нельзя исключить возможность принадлежности этих, очевидно, уже не морских в верхней своей части отложений к баррему. Не дает возможности однозначно решить вопрос о возрасте этих отложений и содержащийся в них комплекс пыльцы и спор.

В Московской (Москва и ее окрестности), Костромской (бассейн р. Костромы), Владимирской (с. Окшево на р. Оке) областях зона *Simbirskites decheni* в основном представлена серыми и буровато-желтыми, неоднороднозернистыми или мелкозернистыми, иногда глинистыми, алевроитовыми и слюдястыми песками мощностью до 44 м и ожелезненными песчаниками, иногда сидеритовыми. Ископаемые обычно встречаются нечасто и преимущественно в виде ядер. *Simbirskites decheni* R о е т., *S. progrediens* L a h., *Craspedodiscus discofalcatus* L a h., *Cucul-laea golovkinskii* S i n z., *Corbula polita* T r a u t., *Camptonectes cinctus* S o w., *Oxytoma pectinata* S o w., *Inoceramus aucella* T r a u t. и другие формы позволяют рассматривать эти осадки как одновозрастные темной симбирскитовой глине (зона *Simbirskites decheni*) Ульяновского Поволжья и бассейна р. Суры. Представляет интерес отпечаток пера *Gleichenia* sp. в куске песчаника с фауной данной зоны, встреченный в обнажении у д. Пешково на р. Клязьме в Московской области. В образце породы из Владимирской области (с. Окшево) обнаружены (определения В. М. Майксон) споры: *Coniopteris* sp. (2%), *Leiotriletes gradatud* (N a u m.) M a l. (2,5%), *Gleichenia delicata* B o l c h. (2%), *G. laeta* B o l c h. (24%), *G. stellata* B o l c h. (14,5%), *G. angulata* (N a u m.)

¹ Видимо, эти пески в обнажениях Ленинских гор и с. Дьяково в Москве Б. М. Данышин (1947) рассматривал как валанжинские.

Bolch. (9%), *G. triplex* Bolch. (3,5%), *Chomotriletes genuinus* Bolch. (0,5%), *Selaginellidites verrucosus* (Coos. et Detl.) Krasn. (1%); пыльца: *Ginkgo mutabilis* Naum. (2%), *Brachyphullum* sp. (1%), *Caytonia onocodes* (Harris) Bolch. (0,5%), *Podocarpus rotundus* Naum. (0,5%), *Pinus* sec. *Haploxyton* (6%), *P. incrassata* (Naum.) Bolch. (1,5%), *P. aequalis* (Naum.) Bolch. (4,5%), *P. stinctus* Bolch. (2%), *P. insignis* Naum. (0,5%), *Picea exiloides* Bolch. (1%); панцири перидиней 5,5%.

В основании зоны очень часто встречаются гальки перемытых более древних отложений, нередко фосфоритов волжского яруса и кимериджа (Ногинский район Московской области, Покровский и смежные с ним районы Владимирской области и др.) или песчаных фосфоритов зоны *Riasanites rjasanensis* берриасского яруса, что можно наблюдать местами в Москве и ее окрестностях.

Большая глинистость свойственна зоне в Ивановской, Рязанской, а также в Смоленской и Калужской областях, на территории, пограничной с Брянской и Орловской областями.

Образцы породы из зоны *Simbirskites decheni* Костромской и Владимирской областей обнаруживают большое, до 60%, содержание в тяжелой фракции роговой обманки, приближающееся к выявленному в осадках аптского возраста (см. рис. 83).

Типичный разрез зоны *Simbirskites decheni* и покрывающих ее отложений нижнего мела описан в правом берегу р. Москвы близ д. Гремячево Люберецкого района Московской области. Под мореной здесь залегают:

C ₇ h—b	1. Глина светлая серовато-белая, с прослоями темной, с фиолетовым оттенком, гумусированной. В нижней части сильно песчанистая и слюдистая	0,35—0,45 м
	2. Толща из неправильно чередующихся, обычно линзообразных прослоев серого средне-мелкозернистого песка, очень грубозернистого песка, изобилующего крупными, хорошо окатанными зернами кварца и серого глинистого алевролита	1,5—2,8 „
C ₇ h ₂ (d)	3. Песок желтовато-серый с зеленоватым оттенком, неоднороднозернистый, частью более или менее глинистый, неравномерно ожелезненный, особенно сильно в нижней части, где местами сцементирован в песчаник или конгломерат с выветрелыми гальками серого песчанистого фосфорита берриаса с <i>Riasanites rjasanensis</i> Venez. em. Nik., <i>Lima subcostata</i> Geras. В основной породе обнаружены: <i>Simbirskites decheni</i> Roem., <i>Speetonicerias progrediens</i> Lah., <i>Craspedodiscus discoidalatus</i> Lah., <i>Cucullaea golovkinskii</i> Sinz., <i>Corbula polita</i> Traut., <i>Thetironia</i> cf. <i>minor</i> Sow., <i>Inoceramus aucella</i> Traut., <i>Camptonectes cinctus</i> Sow. и др.	0,25—0,35 „
J ₃ v ₃ (nd)	4. Песок белый, среднезернистый. Видимая мощность	15 „

БАРРЕМСКИЙ (?) И АПТСКИЙ ЯРУСЫ

Как уже было сказано, зона *Simberskites decheni* верхнего готерива во многих местах кверху постепенно переходит в песчаные и глинистые, обычно лишенные глауконита, вероятно, континентальные отложения без фауны (до 10—20 м), но иногда гумусированные, может быть уже барремского возраста. В свою очередь они сменяются (чаще всего без резкой границы) светлыми (белыми, реже желтыми или розоватыми) аптскими песками (до 22—25? м). Последние нередко с прослоями глин, иногда темных сажистых. Пески преимущественно мелкозернистые, слюдистые, но встречаются и неоднороднозернистые¹. Кое-где (Тата-

¹ Фациальным особенностям аптских и альбских отложений Северного Подмосквья посвящена краткая статья М. С. Швецова (1963).

рово в Москве, в нескольких местах в Клинском районе Московской области, около с. Карово на р. Оке в Калужской области, близ пос. Бобарыкино Тульской области и др.) в песках встречаются крупные конкреции кварцевого песчаника, в которых иногда наблюдаются отпечатки папоротников и хвойных или обуглившиеся кусочки древесины. Подобные конкреции в виде более или менее выветрелых глыб, представляющих элювий аптских отложений, встречаются в отдельных местах на водоразделах юга Тульской области, например в бассейнах рек Красивая Меча (рис. 86), Непрядва, и на обширных площадях уже за пределами нашей территории, в Липецкой и Орловской областях.

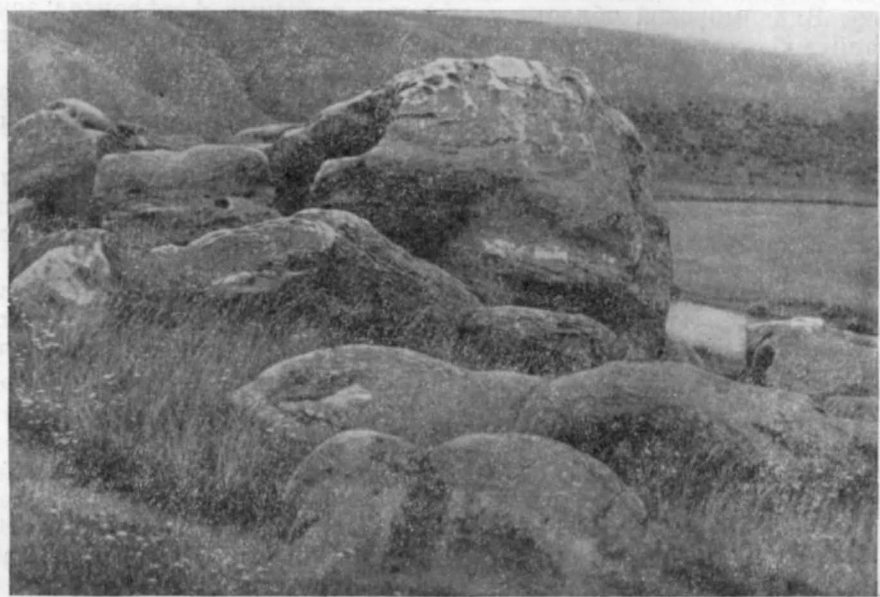


Рис. 86. Глыбы песчаника аптского возраста на левом берегу р. Красивая Меча близ д. Ведмино Ефремовского района Тульской области. Фото П. А. Герасимова, 1955 г.

Крайнее западное небольшое поле распространения аптских отложений приурочено к водораздельному пространству близ г. Зубцова Калининской области (правобережье рек Вазузы и Волги). Лучший разрез этих отложений, представленный светлыми мелкозернистыми песками (до 9 м) с конкрециями кварцевого песчаника, наблюдается в карьере около д. Яйково. В 1969 г. в песчаниках, обнажающихся в этом карьере, были обнаружены Л. Т. Семененко (а затем собраны и нами) небольшие обрывки перьев *Gleichenia rotula* Неег, *Gleichenia* sp. и веточек *Tuites ecarinatus* Tгаut. Нижняя граница песков не видна. По-видимому, они залегают непосредственно на каширском горизонте среднего карбона. Покрывают эти пески мореной.

В пределах значительной части Тульской и юга Московской областей к апту условно отнесена толща мелкозернистых, иногда разнозернистых песков, часто залегающих непосредственно на палеозое. На прилагаемой к настоящей работе геологической карте они обозначены индексом со знаком вопроса (Ст1ар?) в связи с крайней недостаточностью здесь хороших разрезов этих отложений, их слабой изученностью и возможным развитием в отдельных местах близких по облику более древних или более молодых песчаных образований — карбона, юры (волжский ярус), неогена.

Из аптских песчаников Подмоскovie и Калужской области известны: *Weichselia reticulata* St. et Webb, *Gleichenia* cf. *semichatovii* Pr in., *Phlebopteris dunkeri* Schenk., *Thuites ecarinatus* Traut. и др. В аптских отложениях Дмитровского района Московской области В. М. Мейксон были выявлены споры: *Coniopteris* sp. (3%), *Leiotriletes gradatus* Mal. (4%), *Gleichenia laeta* Bolch. (10%), *G. delicata* Bolch. (7%), *G. stellata* Bolch. (1,5%), *G. angulata* (Naum.) Bolch. (13,5%), *G. umbonata* Bolch. (4,5%), *G. glauca* (Thbg) H. K. (9%), *G. triplex* Bolch. (6%), *Lophotriletes camptus* Jusch. (in litt., 1,5%), *Lygodium triplex* Mal. (1%), *L. subsimplex* (Naum.) Bolch. (1,5%), *L. harridus* Sach. (0,5%), *L. gibberulum* (K.-M.) Bolch. (2%), *L. splendidum* (K.-M.) Bolch. (0,5%), *Hymenozonotriletes semireticulatus* Jusch. (in litt., 1,5%), *Mohria* sp. (0,5%), *Anemia* sp. (1,5%), *Selaginella spinolosus* (Cook. et Dett) var. *planus* Krasn. (0,5%), *Sphagnum* sp. (0,5%), *Alsophila* sp. (2,5%); пыльца: *Ginkgo parva* Naum. (1,5%), *Cupressaceae*, *Taxodiaceae* (11,5%), *Podocarpus rotundus* Naum. (0,5%), *P. proxima* Bolch. (0,5%), *Pinus* sec. *Haploxyylon* (2%), *P. vulgaris* Naum. (4%), *P. insignis* Naum. (1,5%), *P. stinctus* Bolch. (1,5%), *Cedrus libaniformis* Bolch. (2%), *Tetraporina pellucida* Naum. (1,5%). Остатки животных организмов в песчаниках с флорой не встречены.

К раннеаптским отложениям морского происхождения принадлежат маломощные (менее 1 м) ожелезненные песчаники с *Matheronites ridzewskii* Kar., еще почти не изученные, пока известные только в двух точках Рязанской области — по р. Унже (приток р. Оки) близ с. Ватреницы (сборы В. А. Жукова) и по р. Мокше в окрестностях с. Ласицы (сборы Г. В. Дементьевой). Остается загадочной и маловероятной указываемая С. Н. Никитиным (1888) находка *Deshayesites deshayesi* в Варавинском овраге в Загорском районе Московской области.

Минералогический анализ светлых аптских песков Московской области показывает, по сравнению со всеми остальными ярусами нижнего мела, очень большое (до 40%) содержание в тяжелой фракции рутила и ничтожное количество граната (см. рис. 83).

АЛЬБСКИЙ ЯРУС

На довольно больших площадях в пределах Владимирской и Московской и на значительно меньшей — в Ярославской, Рязанской, Смоленской, Калужской и, вероятно, Костромской областях на размытой поверхности аптских или более ранних отложений залегают песчано-глинистые осадки альбского возраста. Наиболее полно они развиты и лучше изучены на севере Московской области, а также местами (Александровский, Юрьев-Польский, Кольчугинский, Собинский и другие районы) во Владимирской области, где по литологическому составу, по редким остаткам фауны, а отчасти по спорам и пыльце их можно подразделить на три толщи, залегающие с размывом на подстилающих породах: нижнюю, предположительно нижнеальбскую¹, не охарактеризованную фауной, но содержащую типичный комплекс спор и пыльцы; среднюю — среднеальбскую (зона *Hoplites dentatus*), наиболее хорошо палеонтологически обособованную, и верхнеальбскую, бедную макроскопическими остатками ископаемых организмов, но хорошо датируемую по остаткам радиолярий (см. ниже) и спорово-пыльцевым комплексам.

Нижняя толща, распространенная местами на севере Московской

¹ Эта толща предшествующими исследователями относилась, иногда предположительно (Даньшин, 1947), к апту.

области и во Владимирской и Ярославской областях, достигает 10—17 м мощности, сложена желтовато-серыми, преимущественно мелко-среднезернистыми, иногда слабо глауконитовыми песками и серыми или желтоватыми глинами, иногда алевроитовыми, легко распадающимися на угловатые куски. Они часто бывают на разных уровнях пронизаны ходами-норами роющих донных организмов. В породе встречаются редкие конкреции сидерита, иногда очень крупные (до 0,6 м). В основании толщи обыкновенно прослеживается грубозернистый песок, иногда с гальками гумусированной аптской глины (обнажения по р. Волгуше близ д. Гаврилково и по р. Воре близ д. Путилово).

В образцах из верхней части этой толщи Н. А. Болховитиной определен комплекс спор и пыльцы [обнаруживающий большое сходство с выявленным ею в отложениях нижнего альба (зона *Leuomeriella tardifurcata*) Западного Казахстана]. Из спор в этих отложениях встречены: *Gleichenia delicata* Bolch., *Hausmannia anonima* Bolch., *Pteridium typicum* (Naum.) Bolch., *Aneimia pseudaurifera* Bolch., *Ginkgo parva* (Naum.) Bolch., *Cycas longa* Bolch., *Frenela minor* (Mal.) Bolch., *Chamaecyparis Schuzkii* Bolch., *Thujopsis coriaceus* (Naum.) Bolch., *Lybocedrus* sp., *Platysaccus oncodes* (Harris) Bolch., *Podocarpus major* (Naum.) Bolch., *Pinus trivialis* Naum., *P. vulgaris* Naum., *P. aequalis* Naum., *Cedrus libaniformis* Bolch., *Picea depressa* Bolch., пыльца представлена: *Aporina palmaeformis* Bolch., *Diporina pontica* Bolch. (Болховитина, 1951).

Средняя толща известна в большинстве рассматриваемых областей, но наиболее развита в Московской и Владимирской. Она представлена зеленовато-серыми или желтовато-серыми песками мощностью до 8 м, часто разнозернистыми или грубозернистыми, с большим или меньшим содержанием глауконита, со сростками песчанистого фосфорита (до 10—25 см), нередко удлиненной формы, с внутренней полостью. Они иногда залегают в виде двух—четырёх прослоев. Во всей толще, но преимущественно в ее нижней части встречаются фосфоритовые гальки — более или менее окатанные конкреции песчанистого фосфорита. В фосфоритах довольно редко встречаются двустворки и аммониты: *Hoplites dentatus* Sow., *H. tethydis* Bayle, *H. engersianus* Rouil., *Archhoplites jachromensis* Nik. и др. (обнажения близ селений Шуколово и Гаврилково в Дмитровском районе, в окрестностях с. Путилово в Загорском районе Московской области; по р. Езе в Собинском районе Владимирской области и др.).

Верхняя толща мощностью до 45—55 м распространена главным образом к северу от Москвы в пределах развития среднего альба, сложена она темно-серыми и зеленовато-серыми глауконитовыми песками и песчаными, иногда алевроитовыми глинами («парамоновские глины»), в которых обнаружены очень редкие *Hoplites* sp., (Переславский район Ярославской области), *Actinoceramus* cf. *sulcatoides* Savel. (Владимирская область), *Camptonectes* ? sp., *Entolium* ? sp., остатки десятиногих раков, чешуя костистых рыб (Дмитровский и Загорский районы Московской области). В последние годы из верхнеальбских «парамоновских глин» Владимирской области (Владимирский, Кольчугинский районы) Р. Ф. Смирновой были определены фораминиферы: *Ammobaculites agglutinans* Orb., *Gaudryinella* aff. *albica* Aleks., *Haplophragmoides noninoides* Reuss, *Haplophragmium aequalis* Roem. и радиолярии: *Cenosphaera albiensis* K. Aliev, *C. adornata* K. Aliev, *C. minuta* K. Aliev, *Porodiscus kavilkinensis* K. Aliev, *P. inflatus* Smirn. et K. Aliev, *Dictyomitra ferosia* K. Aliev, *D. ferosia* subsp. *angusta* Smirn., *D. elatica* K. Aliev, *D. tekschaensis* K. Aliev, *Sethocyrtis mosquensis* Smirn. et K. Aliev, *Theocampe simplex* Smirn.

et K. Aliev, *T. cylindrica* Smirn. et K. Aliev, *Stichocampe cuneatus* Smirn. et K. Aliev, *S. triangularica* K. Aliev., a B. M. Мейксон выявлены споры: *Gleichenia delicata* Bolch. (0,5%), *G. laeta* Bolch. (7%), *G. stellata* Bolch. (1,5%), *G. echinata* Bolch., (1%), *G. triplex* Bolch. (0,5%), Schizaeaceae (2%), *Adiantum* sp. (0,5%), *Sphagnum* sp. (0,5%), пыльца: *Ginkgo parva* Naum. (1,5%), *Podozamites* sp. (3%), *Cupressaceae* — *Taxodiaceae* (41,5%), *Podocarpus rotundus* Naum. (0,5%), *Pinus stictus* Bolch. (0,5%), *P. vulgaris* Naum. (0,5%); панцири перидиней (38%) и *Hystrichosphaera* (0,5%).

В пределах Дмитровского района Московской области, по левобережью р. Яхромы (между селениями Подолино и Андреевское), С. А. Добров отмечает постепенный переход песчано-глинистых верхнеальбских отложений («парамоновских глин») в кварцевые «подсеноманские» пески, относимые им еще к верхнему альбу. По-видимому, подобные пески распространены местами и в Загорском районе, например в Варавинском овраге, где они залегают под базальным галечником и конгломератом сеномана.

Обнажения и буровые скважины в области развития альбских отложений в Подмоскowie и в пределах Ярославско-Владимирского поля их распространения свидетельствуют о непостоянстве мощностей упоминавшихся толщ и залегании каждой из них всегда с очень резким размывом на подстилающих породах. Именно этим можно объяснить местное выпадение в разрезах одной или двух нижних толщ и залегание местами верхней непосредственно на размывтой поверхности апта или еще более древних отложений. Это наблюдается и на севере Московской области и на смежной территории Ярославской и Владимирской областей и в южной части Москвы в пределах Теплостанской возвышенности.

Другие две площади развития альбских отложений находятся в Рязанской области и в смежных частях Смоленской, Калужской и Брянской областей. Первая из них приурочена к востоку Рязанской области (Шиловский, Сасовский и Шацкий районы). В немногих местах здесь распространены почти не изученные песчанистые глины и глауконитовые пески с фосфоритами среднего или верхнего альба общей мощностью менее 10 м.

В южной части Смоленской области и на прилегающей территории Калужской области, в бассейне верховья р. Десны, нижнемеловые отложения завершаются среднеальбскими глауконитовыми песками мощностью до 10—20 м, с редкими песчанистыми фосфоритами, в которых уже на смежной территории Брянской области Б. М. Даньшиным был найден *Hoplites dentatus* Sow., а А. П. Ивановым (19156) — *Hoplites* ex gr. *interruptus* В г и g.

Осадки альбского возраста по минеральному составу тяжелой фракции характеризуются довольно большим (до 40%) содержанием граната.

Химический анализ фосфоритовых конкреций среднего альба из обнажения у с. Шуколово Дмитровского района Московской области (I) и из обнажения по р. Езе (бассейны р. Колокши) близ с. Коренево Собинского района Владимирской области (II) дал такие результаты (в %, для I и II соответственно): SiO_2 — 58,04 и 65,07; Al_2O_3 — 2,5 и 0,34; Fe_2O_3 — 2,13 и 2,66; TiO_2 — 0,07 и 0,03; MnO — 0,03 и 0,08; CaO — 17,57 и 15,58; MgO — 0,69 и 0,58; SO_3 — 0,45 и 0,51; N_2O — 0,40 и 0,32; K_2O — 0,58 и 0,24; P_2O_5 — 12,33 и 10,37; п. п. п. — 4,38 и 3,5; сумма — 99,17 и 99,28; CO_2 — 1,43 и 1,65; органические примеси — 0,67 и 0,43.

Один из типичных разрезов альбских отложений севера Московской области (очень близкий к разрезам Ярославской и Владимирской

областей) виден в обрыве левого берега р. Волгуши близ д. Гаврилково в Дмитровском районе (рис. 87).

Под маломощным древним аллювием там залегают (сверху вниз):

Сг _{1a} 2	1. Песок зеленовато-серый, глауконитовый, в нижней части с крупными зернами кварца. Во всей толще рассеяны конкреции песчанистого фосфорита, частью более или менее окатанные. В верхней части слоя заметна концентрация конкреций в виде прослоя. В конкрециях обнаружены: <i>Hoplites</i> ex gr. <i>dentatus</i> Sow., <i>H. benettiae</i> Sow., <i>H. engersianus</i> Rouil., <i>Hoplites</i> sp., <i>Archthoplites jachromensis</i> Nik. и несколько плохо сохранившихся, преимущественно новых видов двустворок (<i>Camptonectes dobrovi</i> Geras. (in litt.), <i>Sphaera dmitrovensis</i> Geras. (in litt.) и др.). В основании слоя отчетливые следы размыва в виде галек темных плотных фосфоритов, частью сцементированных в конгломерат	1,2—1,4 м
Сг _{1a} 1 ?	2. Песок светлый, мелкозернистый, слабо глинистый, слюдистый, бедный зернами глауконита, с прослоями светло-серой глины. В нижней половине толщи с тремя гумусированными прослоями	2,0—2,2 ..
	3. Глина светло-серая, частью желтоватая, местами пронизана выполненными серым алевролитом ходами-норами роющих донных организмов	1,3—2,5 ..
	4. Неправильное переслаивание очень грубозернистого желтовато-бурого песка и глиняных галек. Во всей толще, залегающей с резким размывом на подстилающей, много конкреций сидерита	0,40—0,45 ..
Сг _{1ap}	5. Песок светлый, частью белый, очень мелкозернистый, слюдистый, с прослоями черного глинистого, с обуглившимися растительными остатками. Видимая мощность (до уровня воды р. Волгуши)	4,2 ..

Более высокие слои альба — темно-серая песчано-глинистая толща «парамоновских глин», не сохранившаяся в данном разрезе, еще несколько лет тому назад прослеживалась над песками среднего альба в правом берегу Волгуши, в 2,5 м ниже по течению, близ с. Парамоново, где в настоящее время склон берега закрыт оползнями и задернован.

Другой типичный разрез был описан нами по керну буровой скважины, пробуренной в Загорском районе близ с. Шильцы. Под песками, вероятно сеноманского возраста, там пройдены с глубины 85 м.

Сг _{1a} 3	1. Глина серая, неравномерно песчанистая, с прослойками мелкозернистого глауконитового песка, особенно обильными в средней части толщи. В породе местами много ходов-нор роющих донных организмов. Встречаются мелкие конкреции железного колчедана. В самой нижней части породе обогащена крупными зернами кварца. На глубине около 90 м от устья скважины встречен отпечаток <i>Camptonectes</i> ? sp. и маленький обломок кости рыбы	35,5 м
Сг _{1a} 2	2. Песок зеленовато-серый, неоднороднозернистый, глауконитовый, с крупными сростками крепкого, темного на расколе, песчанистого фосфорита	5,9 ..
Сг _{1a} 1 ?	3. Песок серый, неравномерно глинистый, алевроитовый, местами с зеленоватым оттенком и с прослоями глауконитового песка. В основании песок очень грубозернистый, с сидеритовыми конкрециями	10,8 ..
Сг _{1ap}	4. Песок белый, преимущественно мелкозернистый, слабо слюдистый, с многочисленными черными сажистыми прослойками	5,3 ..
Сг _{1b} ?—ap	5. Песок темный, местами сильно гумусированный, неравномерно слюдистый, с гальками песчаника в своем основании	11,2 ..
Сг _{1h} 2(d)	6. Песок буровато-серый, мелко-среднезернистый, слабо глинистый, со сростками буровато-серого сидеритового песчаника с редкими плохо сохранившимися ядрами двустворок	5 ..
Сг _{1h} 1?	7. Песок темно-серый, мелкозернистый, алевроитовый, неравномерно слюдистый. В основании толщи обнаружен кусок (галька?) сидеритового песчаника с крупными зернами кварца	3 ..
Сг _{1brs} (tz)	8. Песок серый с зеленоватым оттенком, мелко-среднезернистый, в нижней части со сростками сидеритового песчаника, с мелкими железистыми оолитами	2,5 ..

Ниже пройдены алевроитовые пески, вероятно верхнего подъяруса волжского яруса, и темные глины с ископаемыми зоны *Dorsoplanites panderi* среднего подъяруса.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнемеловые отложения не имеют сплошного развития на исследованной территории. Они сохранились от последующего размыва лишь в трех районах — на юго-западе (южная часть Смоленской и Калужской областей), на Клинско-Дмитровской гряде и в Рязанской области.

Наиболее полно верхнемеловые отложения представлены на юго-западе, где известны сеноманский, туронский, коньякский и сантонский ярусы. В северном и северо-восточном направлении мощность верхнего мела сокращается как за счет уменьшения мощности отдельных ярусов, так и в результате их полного выпадения из разреза. Фаунистически верхнемеловые отложения в большинстве случаев охарактеризованы недостаточно, и принадлежность некоторых толщ к тому или иному ярусу является дискуссионной; выделить же подъярусы и зоны пока вообще не представляется возможным.

СЕНОМАНСКИЙ ЯРУС

Сеноманские отложения известны во всех трех районах развития верхнего мела. Они выходят на дневную поверхность по долинам Сожа, Остра, Десны, Угры, в бассейнах левых притоков Клязьмы (Колокши, Пекши и др.), а также вскрыты многочисленными буровыми скважинами. На юго-западе наблюдается поле сплошного развития сеноманских отложений, продолжающееся сюда из районов Курска и Орла, севернее и восточнее оно сменяется отдельными островками сеномана, образованными последующей эрозией (рис. 88).

На подстилающих отложениях сеноман залегает несогласно. Подстилается он главным образом альбом, а на западе (Смоленская область) местами палеозоем, перекрывается — туронским, а у Чучкова и отчасти на Клинско-Дмитровской гряде — сантонским ярусами. Граница с подстилающими отложениями не всегда одинаково четкая. На Клинско-Дмитровской гряде и в других местах, где сеноман залегает на глинах верхнего альба, граница определяется легко. На юго-западе, а местами и на Клинско-Дмитровской гряде, где пески сеномана подстилаются близкими по облику и составу песками альба, граница между этими двумя ярусами условна, так как нижняя часть сеномана, как и альбские пески, практически лишена фауны; лишь иногда в основании яруса можно наблюдать прослой фосфоритовых галек. Поэтому альбский и сеноманский ярусы часто картируются совместно.

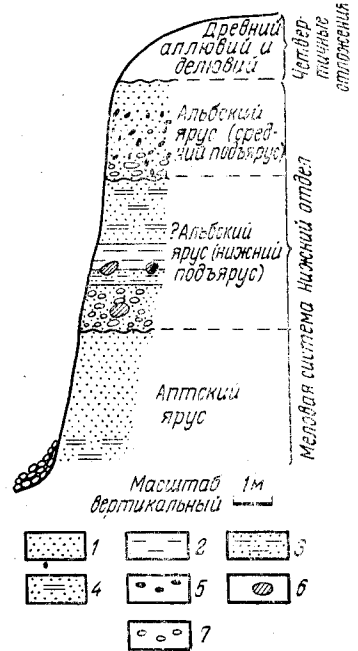


Рис. 87. Разрез песчаных фосфоритоносных отложений среднего альба, песчаных, глинистых и алевроитовых отложений предположительно нижнего альба аптских песков с прослоями глины на левом берегу р. Волгуши близ д. Гаврилково Дмитровского района Московской области

1 — песок; 2 — глина; 3 — песчаная глина; 4 — прослой гумусированной глины в песке; 5 — фосфоритовые конкреции; 6 — конкреции сидерита; 7 — гальки

Мощность сеномана на юго-западе изменяется от 3—4 до 8—12 м, на Клинско-Дмитровской гряде в зависимости от интенсивности предтуронского и предсантонского размыва — от 0 до 8—10 м, у Чучкова (Рязанская область) она достигает 22 м (рис. 89).

Разрез сеноманского яруса Смоленской и Калужской областей выражен в той же фации, что и в примыкающем с юга Курско-Орловском районе. Как и там, он складывается здесь зеленовато-серыми, кварцево-глауконитовыми песками, разнозернистыми, большей частью мелко- и среднезернистыми, иногда алевритистыми, слюдистыми, глинистыми.

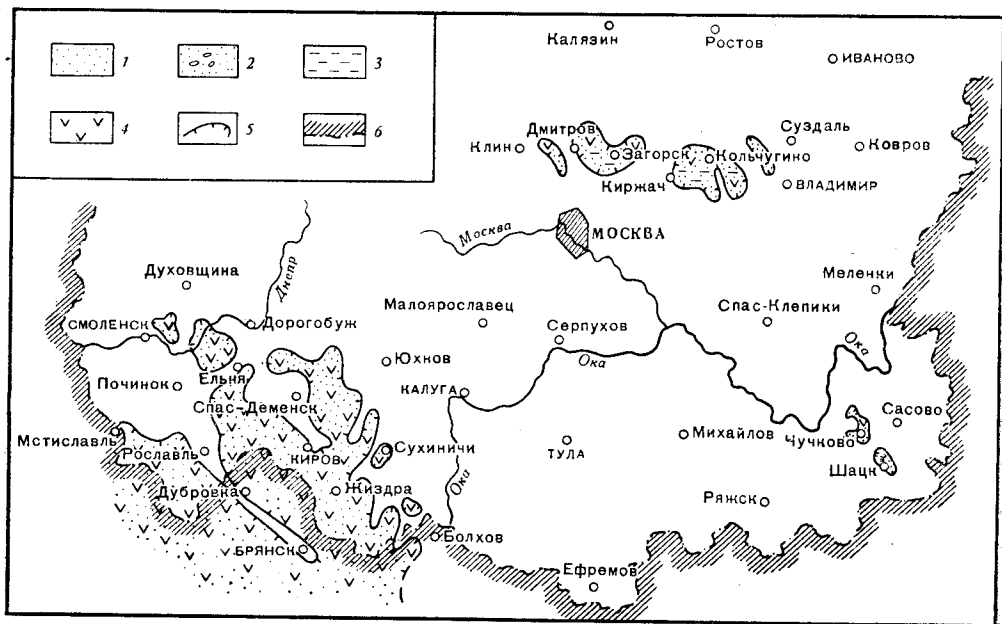


Рис. 88. Литологическая карта сеноманского яруса

1 — пески; 2 — пески с гравием; 3 — глины; 4 — глауконит; 5 — граница распространения сеноманских отложений; 6 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

Характерной особенностью сеноманских песков этой части территории является присутствие фосфоритов. Они встречаются в виде отдельных конкреций размером от 2 до 5 см по всему разрезу и в виде фосфоритовых прослоев, мощность которых иногда достигает 0,5 м, а в долине Сожа — до 1,4 м. Таких прослоев, образованных коричневатозелеными и черными песчанистыми фосфоритовыми конкрециями с шероховатой поверхностью, бывает два-три в одном разрезе. В них часто встречаются фосфатизированные остатки раковин моллюсков и брахиопод, зубы акул, позвонки ихтиозавров, обломки древесины. Среди ископаемых обнаружены: *Actinocamax primus* Arkh., *Schloenbachia varians* Sow., *Exogyra haliotidea* Sow., *E. conica* Sow., *Ostrea nikitini* Arkh., *O. hippodium* Sinz., *Oxytoma pectinata* Sow., *Neitheia quinquecostata* Sow., *Entholium orbicularis* Sow., *Ch. virgatostriatum* Lah., *Kingena lima* Defr., *Otodus appendiculatus* Ag., *Ot. basalis* Gilb., *Ot. subbasalis* Kipr., *Rhynchonella latissima* Sow. (Добров, 1932; Митрейкин, 1937; Погуляев, 1955; Жирмунский, 1928; Дрожжева, 1932 и др.).

Помимо песчанистых фосфоритовых конкреций наблюдаются также черные фосфоритовые гальки размером 3—5 см с гляцевитой поверхностью, переотложенные, по-видимому, из альба. Они, как правило,

в сочетании с кремневой галькой залегают в основании яруса. Часто прослои фосфоритов сцементированы в монолитный песчаник — плиту.

Пески сеномана преимущественно кварцевые. По данным Г. С. Колбика (1964 г.), легкая фракция их (99,31%) содержит 90,5% кварца и 9,5% полевых шпатов. Среди прозрачных минералов тяжелой фракции (0,69%) преобладают циркон (28%), рутил (13%), дистен (10%), гранат (21%), и турмалин (8,3%). Постоянным компонентом является глауконит, содержание которого достигает 13% породы. Рудная часть тяжелой фракции представлена преимущественно магнетитом и ильменитом.

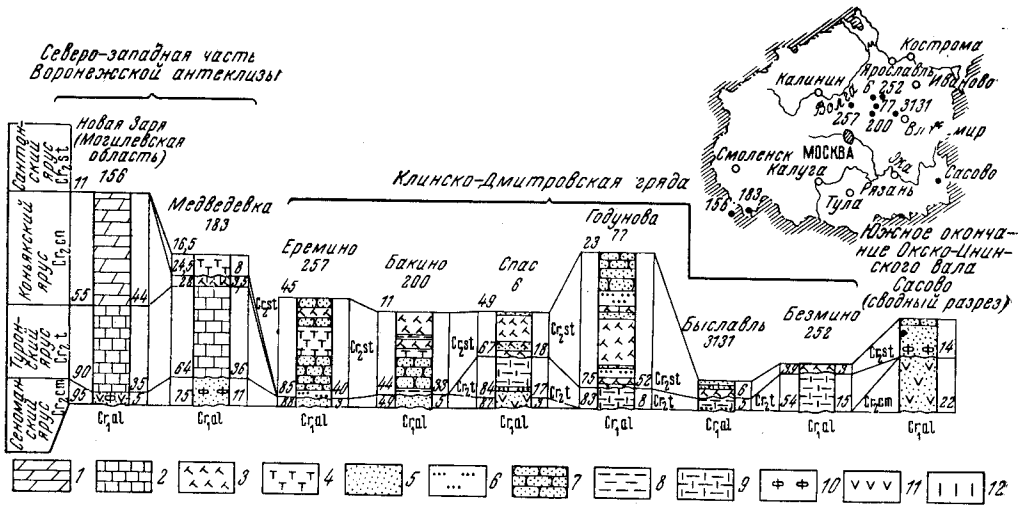


Рис. 89. Сопоставление разрезов верхнемеловых отложений центральных областей Европейской части СССР

1 — мергели; 2 — мел псичий; 3 — опоки; 4 — трепелы; 5 — пески; 6 — алевроиты; 7 — песчаники; 8 — глины; 9 — глины карбонатные; 10 — фосфориты; 11 — глауконит; 12 — известковость. Цифры справа от колонок указывают мощность ярусов; слева — глубину вскрытия. Индексом C_{7al} под колонками обозначен альбский ярус

Верхнюю часть яруса мощностью около 2 м часто слагают белесо-зеленовато-серые карбонатные кварцево-глауконитовые пески («сурка»). Количество карбонатного материала в них так велико, что местами порода превращается в слабо сцементированный известковистый песчаник. Эта часть разреза богата фауной. Н. А. Чернышевой отсюда определены *Entholium* cf. *orbicularis* S o w., *Ch.* aff. *virgatostriatum* L a h., *Oxytoma pectinata* S o w. и др. Здесь же Р. Ф. Смирновой обнаружены фораминиферы: *Anomalina jarzevae* V a s s., *An.* ex gr. *cenomanica* B r o t z., *An.* ex gr. *vesca* N. B y k., *An. baltica* B r o t z., *Cibicides vassilenko* G o r b., *Tritaxia cenomanica* G o r b. и др. Нередко известковистые пески отсутствуют и породы турона с размывом залегают на некарбонатных сеноманских песках.

На Клинско-Дмитровской гряде сеноманские отложения сохранились от размыва лишь на высоких участках дочетвертичных водоразделов. Это — пески кварцево-глауконитовые, тонко- и мелкозернистые, серовато- и зеленовато-желтые, с охристыми пятнами, с примесью среднезернистого песка и крупных зерен кварца, с линзами и прослоями гравия и среднезернистого кварцево-глауконитового песчаника мощностью от 0,15 до 1,5 м. По данным И. П. Аполлоновой (1965 г.) и С. Я. Гоффеншефер (1964 г.), песчаник характеризуется высоким содержанием граната (20—52%) и циркона (17—35%) в тяжелой фракции.

Здесь, так же как и в юго-западной части территории, хотя и в значительно меньшем количестве, в сеноманских песках встречаются конкреции песчанистых фосфоритов. В основании толщи наблюдаются плоские с отполированной поверхностью фосфоритовые галечки. Палеонтологически охарактеризованные сеноманские отложения встречены лишь в западной части Клинско-Дмитровской гряды (Ляминский овраг у пос. Яхрома). Здесь С. А. Добровым найдены: *Schloenbachia varians* S o w., *Lamna subulata* A g., *Otodus appendiculatus* A g., *Ptychodus mamillaris* A g., *Pteria pectinata* S o w., *Pecten orbicularis* S o w.

Восточнее, в районе Кольчугина и Владимира, сеноманские отложения выделены условно по положению в разрезе между палеонтологически охарактеризованными породами верхнего альба и турона и литологическому сходству с сеноманом соседних районов. Они представлены глауконитово-кварцевыми песками, темно-серыми (до черных) с зеленоватым оттенком, мелко- и тонкозернистыми, глинистыми, с фосфоритовыми желваками. Местами на Клинско-Дмитровской гряде (особенно в ее западной части) сеноманские отложения полностью размыты в предтуронское или предсантонское время, и турон или сантон залегают на породах верхнеальбского возраста.

В Рязанской области, к северо-западу от г. Шацка, сеноман обнажен на междуречье Середника и Пета, на правобережье Вынцы и в других местах. По данным А. И. Шибалина и других (1964 г.) он залегают здесь на породах верхнего альба и представлен толщей песков мощностью до 22 м. В ее нижней части преобладают зеленовато-серые кварцево-глауконитовые глинистые пески. Выше по разрезу содержание глауконита уменьшается, пески становятся желтовато-серыми, появляются косая слоистость и многочисленные линзы крупнозернистого кварцевого песка с примесью гравия, встречаются мелкие фосфоритовые желваки и зубы акул.

ТУРОНСКИЙ ЯРУС

Туронские отложения развиты в юго-западной части рассматриваемой территории и на Клинско-Дмитровской гряде (рис. 90). Они обнажены в бассейнах Сожа и Десны, по левым притокам Клязьмы (Пекше, Колокше, Шорне и др.) и вскрыты буровыми скважинами.

Породы турона обычно залегают с размывом на сеноманских отложениях; на Клинско-Дмитровской гряде они местами лежат на альбе, а на западе (юго-западнее Монастырщины, в районе г. Ельни) — непосредственно на палеозое.

На юго-западе мощность туронских отложений местами достигает 25—40 м и более (см. рис. 89). В основании их залегают песчаный мел, иногда довольно сходный с известковистыми песками верхней части сеномана. В связи с этим некоторые исследователи (А. Д. Архангельский, А. М. Жирмунский и др.) считали, что известковистые пески сеномана постепенно переходят в песчаный мел, который они также считали сеноманским; другие (Б. М. Даньшин, С. А. Добров и др.) песчаный мел отнесли к турону. В результате проведенных в последнее десятилетие геологосъемочных и тематических работ (С. М. Шик, В. В. Дашевский, Р. Ф. Смирнова, Г. В. Лаврова и др.) установлено, что песчаный мел всегда залегают с размывом на сеномане и включает комплекс фораминифер, характерный для турона (*Globorotalites michelinianus* O g b., *Anomalina vesca* N. В у k. и др.).

Мощность песчаного мела обычно не превышает 1 м. Он состоит из пелитоморфного кальцита, скелетов фораминифер, кокколлитов и благодаря заключенному в нем песку имеет сероватый оттенок. Песок по

составу идентичен сеноманскому и распределен в мелу неравномерно. Он образует гнезда, выполняет ходы илюодных животных или рассеян по породе. Количество песка убывает вверх по разрезу. Кроме песка здесь содержатся также в большом количестве мелкие галечки песчаных фосфоритов сеноманского типа, распределенные в пласте также неравномерно. Наличие в песчаном мелу одновременно с туронскими сеноманских фораминифер и обогащение его песком и галькой сеномана свидетельствует о перемывании в туронское время сеноманских отложений.

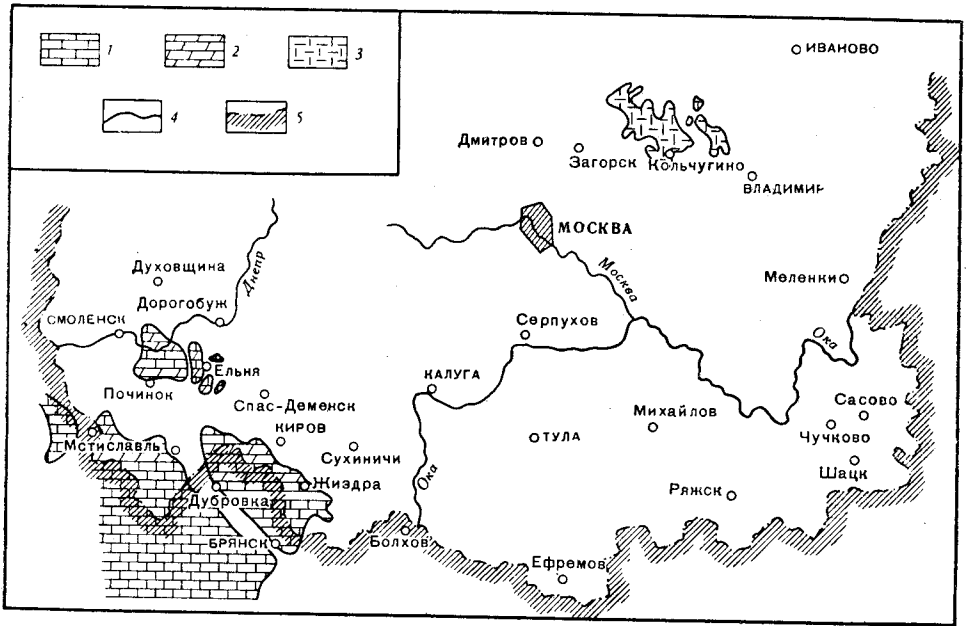


Рис. 90. Литологическая карта туронского яруса

1 — мел; 2 — мергели; 3 — глины известковистые; 4 — граница распространения туронских отложений; 5 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

Песчаный мел постепенно сменяется толщей белого писчего мела, заключающего большое количество обломков раковин иноцерамов. Местами он неравномерно ожелезнен, иногда содержит кремневые стяжения веретенообразной или неправильной формы. Мел состоит из пелитоморфного кальцита, скелетов фораминифер, призм иноцерамов, кокколитов и, по данным Г. С. Колбика (1965), содержит в среднем CaCO_3 — 93,5%; MgCO_3 — 0,5%; $\text{SiO}_2 + \text{R}_2\text{O}_3$ — 4,13%, H_2O — 0,5%. В северном направлении в районе Ельни, Рославля, Смоленска в мелу появляются прослой глинистого мела и мергелей. По данным А. И. Орлова, на Доброминском мергельном месторождении (у северной границы современного распространения турона) содержание CaCO_3 в слагающих его породах изменяется от 42% (сильно глинистый мергель) до 94% (глинистый мел).

В писчем мелу обнаружены *Actinocamax plenus* Blein., *Chlamys* aff. *rothomagensis* Orb., *Inoceramus lamarcki* Park., *Ostrea* sp., *O. hippodium* Nils., *O. nikitini* Arkh., *Gryphaea nikitini* Arkh., *Ornatothyris* cf. *dubia sahnii*, *Terebratula semiglobosa* Sow., *Rhynchonella nuciformis* Sow. и фораминиферы: *Bifarina regularis* Kell., *Anomalina moniliformis* Reuss, *An. berthelini* Kell., *An. belorussica* Akim., *An.*

eouwigeriniformis Kell., *An. ammonoides* Reuss, *An. kelleri* Mjatl., *An. kelleri* var. *dorsoconvexa* Vass., *An. minusculus* Akim., *An. vesca* N. Byk., *Stensioina praeexulpta* Kell., *Reusella cushmani* Reuss, *R. turonica* Akim., *Gyroidina nitida* Reuss, *Cibicides polyrraphes* Reuss, *Bolivinita eouwigeriniformis* Kell., *B. elongata* Ваг., *Globorotalites multiseptus* Brotz., *Gl. hangensis* Vass., *Gaudryina arenosa* Akim., *G. variabilis* Mjatl., *Globigerina globigerinellinoides* Subb., *Rotundina umbricata* Mognot и др.

А. П. Ивановым, А. М. Жирмунским, С. А. Добровым, Г. И. Бушинским и некоторыми другими исследователями к туронскому ярусу относилась также толща трепелов и опок, покрывающая в Калужской и Смоленской областях туронский мел; однако в последние годы в этой толще был обнаружен сантонский комплекс радиоларий, в связи с чем мы относим ее к сантону (см. ниже).

На Клинско-Дмитровской гряде к туронскому ярусу относится пачка карбонатно-кремнеземистых глин, известковистых песчаников и песков, заключенная между сеноманскими или альбскими песками и палеонтологически охарактеризованными породами сантонского яруса. Мощность ее обычно не превышает 3—5 м, но иногда достигает 15—17 м (д. Безмино Переславского района, д. Спас Кольчугинского района, см. рис. 89). В комплексе фораминифер в этих отложениях встречаются формы, общие для туронского и коньякского ярусов, а также формы, характеризующие лишь туронский ярус. Руководящая для коньякского яруса *Stensioina emscherica* Ваг. ни в одном из разрезов Клинско-Дмитровской гряды не встречена. На этом основании вслед за Р. Ф. Смирновой, определявшей остатки фораминифер, можно полагать, что рассматриваемые отложения являются туронскими. Туронские отложения развиты только в восточной части Клинско-Дмитровской гряды (рис. 90). В их основании часто залегают тонко- и мелкозернистые (иногда разнотернистые) серые кварцевые пески или песчаники мощностью 0,4—0,6 м, содержащие гальку фосфоритов, а иногда и окатыши глин.

Выше лежит толща зеленовато-серых известковистых глин (иногда описывавшихся как мергели). Глины обычно слюdistые, алевроитистые или песчаные, по данным И. И. Шипилова (Юрьев-Польский район), они состоят из смеси тонкочешуйчатых глинистых минералов и микрозернистого кальцита; в больших или меньших количествах присутствует мелкоглобулярный опал, неравномерно распределенный в породе в виде небольших пятен, напоминающих по форме остатки радиоларий. Кроме того, в породе присутствуют кварц, слюда, зерна полевых шпатов, единичные зерна циркона, граната и минералов группы эпидота, а также глауконит. Содержание обломочного материала иногда достигает 35—40%. По данным химических анализов, глины содержат: SiO_2 — 54—58%; Al_2O_3 — 12,5—13,5%; Fe_2O_3 — 5—6%; CaO — 5,5—10%; MgO — около 2%. Обломочный материал распределен в глинах неравномерно; иногда в них наблюдаются маломощные прослои, гнезда и налеты по плоскостям напластования мелко- и среднетернистого песка. Встречаются прослои зеленовато-серых неизвестковистых слюdistых алевроитов (до 1,5—2 м), а также темно-серых (до черных) опоконидных глин (до 0,5 м).

В глинах наблюдаются ходы илоедов, обломки ростров белемнитов и раковин пелеципод, иногда — конкреции фосфоритов. В скважинах в деревнях Марково и Спас (Кольчугинский район) в них обнаружены остатки *Goniocamax intermedius* Arkh., в скважине у д. Кошелево Переславского района — фораминиферы *Cibicides polyrraphes* Reuss, *Anomalina moniliformis* Reuss, *Bulimina gracilis* Vass., *Bolivinita eouwigeriniformis* Kell., а в скважине у д. Безмино того же района —

комплекс фораминифер и радиолярий: *Arenobulimina* aff. *minima* Vass., *Anomalina* ex gr. *moniliformis* Reuss, *Cibicides* aff. *polyrraphes* Reuss, *Spongodiscus impressus* Lipm., *Stilodictia delicatula* Lipm., *Histiastrum* aff. *tetracontum* Lipm., *Carposphaera* sp.

КОНЬЯКСКИЙ ЯРУС

К коньякскому ярусу в пределах рассматриваемой территории отнесена только толща мергелей, развитая на небольшой площади к юго-западу от г. Рославля, залегающая на туронском мелу и покрывающаяся отложениями сантона. Максимальная мощность этой толщи на крайнем юго-западе Смоленской области достигает 20—25 м, уменьшаясь в восточном направлении по мере трансгрессивного срезания ее (до полного выклинивания) вышележащими сантонскими отложениями. Она представлена серыми с зеленоватым оттенком мергелями, иногда мелоподобными, содержащими обломки призматического слоя раковин иноцерамов и пиритизированные остатки растений. Местами в толще мергелей встречаются прослой глинистого мела, а в верхней части маломощные (0,4 м) прослой зеленовато-серого тонкозернистого кварцевого песка.

Коньякский ярус мергелей определяется заключенной в них фауной белемнитов: *Goniot euthis* cf. *lundgreni* Stoll., *Belemnitella* cf. *propinqua* Mоб. и фораминифер: *Stensiöina emscherica* Bar., *St.* aff. *brotzeni* Vol., *Spiroplectamina praelonga* Reuss, *Anomalina ammonoides* Reuss, *An. kelleri* Vass. др. В основании мергелей встречены и туронские фораминиферы (*Globörotalites michelinianus* Orb., *Cibicides polyrraphes* Reuss, *Stensiöina praeexculpta* Kell. и др.), которые, по мнению определявшей их Р. Ф. Смирновой, находятся здесь во вторичном залегании.

Многие исследователи на основании найденной фауны иноцерамов относили к коньякскому ярусу опоки и опоковидные породы Клинско-Дмитровской возвышенности и песчаники, развитые у д. Шектово в Рязанской области, а к нерасчлененным коньякско-сантонским отложениям — трепела и опоки, широко распространенные в южной части Смоленской и Калужской областей. Однако в дальнейшем оказалось, что эти отложения содержат сантонский комплекс радиолярий, а среди иноцерамов наряду с формами, считавшимися характерными для коньякского яруса, здесь присутствуют и формы, свойственные сантону (Шик, 1960а). Поэтому нами эти отложения отнесены к сантону.

САНТОНСКИЙ ЯРУС

Сантонские отложения довольно широко развиты на юго-западе, в Смоленской и Калужской областях, и на Клинско-Дмитровской гряде (рис. 91), отдельные останцы сантона сохранились в Рязанской области и, возможно, в районе г. Ярославля.

На юго-западе сантонские отложения залегают трансгрессивно на подстилающих породах, в северо-восточном направлении последовательно переходя с коньякского яруса на турон и сеноман, а в районе г. Кирова Калужской области — на палеозой. В восточной части Клинско-Дмитровской гряды сантонские отложения залегают на туроне, а западнее трансгрессивно налегают на сеноман и альб, в Рязанской области они лежат на сеномане или апте, а в районе Ярославля — на некоем (?).

Полная мощность сантона в рассматриваемом районе неизвестна, но и мощность сохранившейся от последующего размыва части отложений весьма значительна и как на юго-западе, так и на Клинско-Дмитровской гряде достигает 40—50 м (см. рис. 89).

Граница с подстилающими отложениями всегда четкая. Нижняя часть сантона обычно обогащена материалом, образовавшимся за счет перемывания нижележащих отложений (галька мела или примесь тонкодисперсного карбонатного вещества в области развития мергельно-меловых пород коньяка и турона; опесчаненность и гальки фосфоритов в более северных районах).

В юго-западной части территории (Шумячи — Рославль — Людиново — Киров — Жиздра — Думиничи) сантонские отложения представлены толщей трепелов и опок с преобладанием последних и с про-

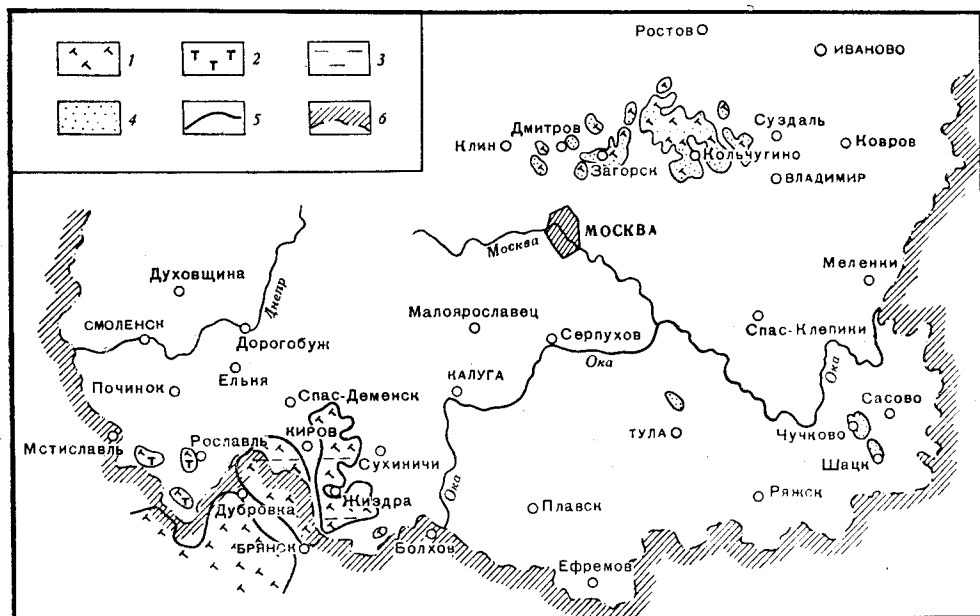


Рис. 91. Литологическая карта сантонского яруса

1 — опоки; 2 — трепелы; 3 — глины; 4 — пески, песчаники, алевроиты, алевролиты; 5 — граница распространения сантонских отложений; 6 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе

слоями опоквидных глин. А. П. Иванов, А. М. Жирмунский и С. А. Добров благодаря встреченным в этих породах раковинам из группы *Inoceramus lamarcki* Park. относили их к турону. С. М. Шиком в 1955 г. в карьере у ст. Зикеево (Жиздринский район) была собрана фауна иноцерамов, среди которой С. А. Добровым были определены: *Inoceramus costellatus* Woods, *I. ex gr. costellatus* Fiege (non Woods), *I. aff. dachslochensis* Andert., *I. cf. glatziae* Andert., *I. cf. hercynicus* Petr., *I. kleini* G. Müller, *I. latus* Münst., *I. cf. lamarcki* Park., *I. lamarcki* var. *cuvieri* Sow., *I. cf. labiatus* Schloth., *I. ex gr. praelobatus* Dobr., *I. sturmi* Andert., *I. striatoconcentricus* Gumbel., *I. supercostatus* Andert., *I. aff. schloenbachi* I. Böhm., *I. cf. winkholdi* G. Müller, *I. winkholdioides* Andert. По заключению С. А. Доброва, здесь присутствуют формы, которые считаются характерными как для турона, так и для коньяка и сантона.

С. М. Шик рассматривал эти породы, как образования неуточненного коньяк-сантонского возраста, оговариваясь, что, скорее всего, их следует относить к коньякскому ярусу. Однако в опоках из карьера у Соболевки Жиздринского района (К. К. Рождественская, 1961 г.) Р. Х. Липман были обнаружены радиолярии: *Euchitonia santonica*

Lip m., *Spongodiscus impressus* Lip m., *Sp. scholaris* Lip m., *Dictyomitra striata* Lip m., *D. gigantea* Lip m., *Conosphaera mammilata* Lip m., *Cromyoaruppa concentrica* Lip m., *Porodiscus vulgaris* Lip m., и др., на основании которых она определила их возраст как сантонский.

Аналогичный комплекс радиолярий был определен в опоках и из ряда других пунктов Калужской и Смоленской областей и смежных районов Брянской области (Шик, 1960а), что позволяет относить эти отложения к сантону.

Опоки, как правило, светло-желтовато-серые или зеленоватые, часто глинистые, крепкие, книзу становятся менее крепкими и сменяются трепелами. Они состоят из тонкозернистого опала и значительного количества (до 25%) глинистого вещества, находящегося главным образом в тонкодисперсном состоянии. В количестве 7—10% присутствуют мелкие (0,04—0,06 мм) округлые зерна глауконита; встречаются листочки биотита. Содержание SiO₂ в опоках колеблется от 65 до 90%. Иногда (особенно в нижней части) опоки известковисты и наряду с упомянутым выше сантонским комплексом радиолярий содержат фораминиферы, среди которых обычно преобладают формы, переотложенные из турона; однако встречаются и характерные для сантона формы: *Anomalina infrasantonica* Balakm., *Planulina schloenbachi* Reuss var. *kelleri* Mjatl. и др.

На западе Клинско-Дмитровской гряды (район Дмитрова, Загорска) нижняя часть сантонского яруса (10—15 м) складывается кварцево-глауконитовыми опокovidными песчаниками, алевритистыми, с опаловым цементом. Обломочные зерна, среди которых преобладает хорошо окатанный и угловато-окатанный кварц, составляют до 30% породы. Реже встречаются зерна микроклина и плагиоклаза и листочки зеленой слюды. До 20% породы составляют зерна глауконита почковидной или угловато-окатанной формы. Они слегка окислены и окрашены в зеленый с буроватым оттенком цвет. Встречаются участки, сплошь состоящие из цементирующего вещества. В скважине с. Еремине (Мытищинский район) песчаники подстилаются пластом серого уплотненного слюдистого алеврита с гнездами кварцево-глауконитового песка травянисто-зеленого цвета. В основании (0,2 м) алеврит опесчанен и уплотнен до слабого алевролита. В районе Хотькова нижняя часть яруса сложена серовато-зелеными и светло-серыми мелко- и тонкозернистыми кварцево-глауконитовыми песками с прослоями светло-серого и зеленовато-серого кварцево-глауконитового песчаника. В основании разреза здесь залегает кварцево-глауконитовый слюдистый, мелкозернистый, неравномерно ожелезненный песчаник.

Верхняя (20—25 м) часть сантонского яруса на западе Клинско-Дмитровской гряды представлена опоками и подчиненными прослоями песчаников, алевролитов и глин. Опоки светло-серые и серые, иногда почти черные, глинистые, плитчатые, неравномерно (пятнами) ожелезненные, крепкие, часто алевритистые и слюдистые. Они состоят из изотропного светлого опала, обогащенного глинистым веществом. Кремнезем составляет обычно 50—60% породы, примесь алевритового материала колеблется от 5—7 до 45%. Алевритовые частицы состоят из угловато-окатанных и угловатых зерен кварца и листочков мусковита и биотита. В опоках встречаются также аутигенный глауконит и вкрапления пирита, 5—7% породы составляют скелеты радиолярий.

В восточной части Клинско-Дмитровской гряды (район Кольчугина, к западу от Владимира) нижняя часть сантонского яруса сложена толщей опок мощностью 4 м, в основании которых залегает конгломератовидный песчаник. Опоки содержат подчиненные прослои песчаников, глин и алевритов и местами замещаются трепелами. Последние

имеют зеленовато-серую окраску, пятнами и прожилками ожелезнены. Они состоят из мелкоглобулярного опала; примеси (до 18%) глинистого и алевроитового материала. Обломочный материал представлен зернами кварца, плагиоклаза (редко) и удлиненными листочками бесцветной и бурой слюды. В количестве 2—3% присутствуют угловато-окатанные и почковидные зерна глауконита. Средняя часть яруса на востоке Клинско-Дмитровской гряды слагается глауконитово-кварцевыми песками и песчаниками; в основании этой пачки (мощностью 5—6 м) С. А. АLEXИНА (1966 г.) отмечает обломки опок, придающие песку конгломератовидный облик и свидетельствующие, по мнению автора, о местном перерыве в осадконакоплении. Верхняя часть сантона представлена 17-метровой толщей опоквидных алевроитов с подчиненными прослоями опок и опоквидных песчаников. Венчается разрез пачкой песков, содержащих маломощные (до 15 см) прослои опок и песчаников, мощность пачки 6—7 м.

Опоки состоят из изотропного опала, в нижней части равномерно пропитанного органическим веществом. По данным С. В. АЛЕХИНА, опоки нижней пачки содержат значительную примесь глинистого вещества (до 40—50%) и 5—20% алевроитового материала. В верхних прослоях глинистое вещество присутствует в меньшем количестве, а примесь алевроитового материала возрастает до 25—30%. Алевроитовые зерна представлены кварцем, единичными обломками полевых шпатов, листочками мусковита и небольшим количеством глауконита. Пески и песчаники серовато-зеленые, вверху с зеленовато-желтыми и серыми пятнами, мелко- и тонкозернистые, кварцево-глауконитовые, сильно слюдястые. Песчаники часто содержат до 50—70% глауконита; 30% породы составляет алевроитовый материал, представленный угловатыми зернами кварца, листочками мусковита, редкими обломками полевых шпатов и единичными кристаллами циркона и турмалина. Песчаники сцементированы изотропным опалом, пропитанным органическим веществом, иногда с примесью фосфатного цемента. В песчаниках встречаются раковинки радиолярий, скорлупки диатомей, а в верхней пачке попадаются также спикулы кремниевых губок. Раковинки радиолярии встречены также в опоках. По данным С. В. АЛЕХИНА тяжелая фракция песков содержит рутила — 14—38%, циркона — 13—22%, граната — 11,5—34%, ставролита — 7—23%; дистена — 8—14% (в отдельных образцах до 29%).

В описываемых отложениях на Клинско-Дмитровской гряде были обнаружены *Goniatites cf. intermedius* Arkh., *Belemnites* sp., *Oxytoma cf. tenuicostata* Röem., *Inoceramus russiensis* Nik., *I. lamarkci* Park., *I. cf. involutus* Sow., *I. ex gr. cordiformis* Sow., *I. percostatus* G. Müll., *I. kleini* G. Müll., *I. lobatus* Schlüt., *I. laticulatus* Heine, *I. tentikovensis* Dobr. и радиолярии: *Cromyodruppa concentrica* Lipm., *Euchitonella santonica* Lipm., *Conosphaera mammilata* Lipm., *Spongodiscus volgensis* Lipm., *S. impressus* Lipm., *Rhopalastrium tumidum* Lipm., *Rh. ingens* Lipm., *Histiastrium aster* Lipm. и др.

В качестве примера ниже приведен разрез сантонских отложений, вскрытый скважиной в д. Шихобалово (Небыловский район Владимирской области), где под четвертичными отложениями сверху вниз пройдены:

- | | |
|--|--------|
| Cr ₂ st 1. Песок серовато-зеленый, с зеленовато-желтыми и очень мелкими серыми и белыми пятнами, кварцево-глауконитовый, мелкозернистый, местами сцементирован сидеритовым цементом в песчаник средней крепости | 6,9 м |
| 2. Алевроит светло-серый, с пятнами желто-коричневого, слабо сцементированный, слюдястый, легкий | 8,2 .. |
| 3. Опока песчанистая, серая, с ржавыми и зеленовато-желтыми пятнами, слюдястая, средней крепости, с занозистым изломом, с неясно выра- | |

- женной горизонтальной слоистостью за счет глинистых прослоев 1—2 мм мощности
4. Алевролит опоковидный, светло-серый до серого, с пятнами желтовато-зеленого и ржавыми затеками, слюдистый, с глауконитом, сцементированный до средней крепости, с оскольчатым и шероховатым изломом, легкий. На глубине 36,0—36,8 м порода приобретает вид алеврита, переходящего в тонкий песчаник того же цвета и состава, с большим количеством глауконита 1,0 „
5. Алевролит опоковидный, серый, с прослоями светлого, с пятнами ржавого и зеленовато-желтого, с мелкими светлыми линзочками в нижней части, с примесью глауконита, слюдистый, уплотнен до средней крепости, с угловатым изломом, легкий, с мелкими порами, имеющими ребристые стенки 4,8 „
6. Песчаник зеленовато-серый, с пятнами серовато-зеленого, кварцево-глауконитовый, мелкозернистый, плотный, крепкий, с ходами илоядных, довольно тяжелый, что, возможно, объясняется наличием сидерита, слущающего цементом (?). Песчаник слабо известковистый 2,8 „
7. Алеврит серый и светло-серый, опоковидный, слюдистый, уплотненный 1,0 м
8. Песчаник зеленовато-серый, с гнездами серой опоки (?), мелкозернистый, кварцево-глауконитовый, с гнездами глауконита, довольно крепкий, очень карбонатный 0,7 „
9. Алеврит серый, с гнездами более темного, на глубине 44,6 м с зеленоватым оттенком, кварцево-глауконитовый, с гнездами кварца, слюдистый, с ходами илоядных, в более темных линзах наблюдаются остатки фауны. Алеврит уплотнен, с глубины 45 м увеличивается глинистость, появляются неясно выраженная слоистость и конгломератовидный облик 0,3 „
10. Опока глинистая, серая, в верхней части слоя алевритистая, слюдястая, сухая, в нижней части более вязкая, плотная, с шероховатым изломом, в основании — с полураковистым изломом. В верхней части слоя наблюдается галка средней окатанности, по составу близкая к опоке 2,2 „
11. Опока темно-серая, с пятнами светло-серой, алевритистая, крепкая, с остроугольным изломом. Определен комплекс радиоларий сантонского возраста 3,8 „
- 0,6 „

В Рязанской области сантонские отложения известны у Шацка и Чучкова, где мощность их достигает 12—14 м. Они залегают здесь на породах сенманского яруса и представлены двумя толщами. Нижняя сложена зеленовато-серыми кварцево-глауконитовыми песками, глинистыми, слюдистыми; в ее основании залегают разнородные кварцево-глауконитовые пески с фосфоритами, местами сцементированные в фосфоритовый песчаник. Верхняя часть разреза (мощностью около 2 м) представлена опоковидными песчаниками и опоками. В песчаниках встречены обломки раковин *Oxytoma tenuicostata* R ö e m, а в фосфоритовом горизонте в основании толщи — *Inoceramus* ex gr. *lobatus* M ü n s t., указывающие на принадлежность вмещающих их пород к сантонскому ярусу.

По литологическому сходству и заключенной в них фауне радиоларий *Dictyomitra* ex gr. *scolaris* L i p m., *Stylodictya* ex gr. *delicatula* L i p m., *Carposphaera* sp. к сантону отнесены также отложения, вскрытые скважиной у д. Лялино Михайловского района Рязанской области. Они представлены (Б. П. Жернаков и др., 1964 г.) «желтовато-серой глинистой опоковидной породой, содержащей большое количество (до 30%, а в отдельных прослоях до 55%) зерен кварца алевритовой размерности». В толще этих пород встречаются прослои песчаников, на 65—70% состоящие из глауконита. Цемент песчаников опаловый. В основании толщи наблюдается пласт зеленовато-серого кварцево-глауконитового разнородного песка мощностью 0,80 м. Залегают эти отложения на апте, общая мощность их 7 м.

У д. Щектово (севернее д. Лялино) глыбы аналогичных песчаников наблюдаются на поверхности водораздела; Н. Т. Зоновым (1929) на основании определенных из них С. А. Добровым *Inoceramus* ex gr. *percostatus* M ü l l. и *I. lobatus* M ü n s t. они были отнесены к коньяк-

скому ярусу. В 1959 г. В. Ф. Кривицким в этих же песчаниках был найден отпечаток *Inoceramus* ex gr. *russiensis* Nik. (определение Н. А. Чернышевой). По современным представлениям, *Inoceramus lobatus* Mü n s t. определяет нижнесантонский возраст этих отложений, что не противоречит установлению сантонского возраста отложений у д. Лялино по радиоляриям.

А. И. Кашлачевым (1947) в правом берегу Волги в 3 км ниже Ярославля, у Суворовского лесопильного завода, был обнаружен выход пласта (мощностью 3,1 м) темно-серой, почти черной, трепеловидной глины, сильно опесчаненной внизу и пластичной в верхней части, с прослоями серовато-зеленого глауконитового песка. В нижней части пласта прослеживаются два прослоя крупных (0,6—0,8 м) конкреций фосфоритового песчаника с отпечатками раковин *Oxytoma tenuicostata* R ö e t., здесь же отмечены обломки ростров белемнитов и костей позвоночных, выполненные кремнезёмом. Глины залегают на породах неокома и перекрываются моренными образованиями, выходы их прослежены А. И. Кашлачевым в расчистках на протяжении 300 м, а также наблюдались ниже и выше по течению Волги у деревень Орлово и Ивановсково.

В настоящее время уровень реки в этом районе поднят на 3 м, и выходы эти наблюдать не удастся, вследствие чего трудно судить о их происхождении. А. И. Кашлачев считал их останцами верхнемеловых отложений, сохранившимися после доледниковой эрозии; однако не исключена возможность, что они представляют собой ледниковые отторженцы.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В начале берриасского века (время *Riasanites rjasanensis*) неглубокий морской бассейн, в котором отлагались преимущественно песчаные и песчано-глинистые глауконитовые фосфоритоносные отложения, покрывал территорию современных Рязанской, Тульской, Московской, Ярославской, Калужской и отчасти Смоленской и, вероятно, Костромской областей. В довольно разнообразной фауне беспозвоночных этого бассейна много форм, тождественных или очень близких к населявшим море конца волжского века, но среди аммонитов появляются представители родов *Riasanites* и *Euthimiceras* — несомненные пришельцы с юга. Одновременно с ними распространены аммониты (*Tollia*, *Surites*) и ауцеллы, появление которых в среднерусском бассейне можно объяснить лишь связью его с северным морем через Печорский край. Связь с южным морем продолжалась недолго; в позднем берриасе (время *Surites tzikwinianus*) она прервалась.

В начале валанжинского века, возможно, после очень кратковременного осушения территории, море проникало, вероятно, только в юго-восточную ее часть. Однако в середине валанжина (время *Poluptychites keyserlingi* оно уже занимало почти всю площадь Центральных областей. В значительной мере в это время перемываются ранее отложившиеся осадки раннего валанжина и берриасского века, а местами и более древние. В юго-западной части бассейна, преимущественно уже за пределами рассматриваемой территории, отлагались глинистые и песчано-глинистые, обычно лишенные фосфоритов осадки. На большей же части площади происходило накопление в основном более мелководных песчаных фосфоритоносных, частью мергелистых, с железистыми оолитами отложений.

В конце валанжина (время *Poluptychites poluptychus*) морской бассейн сократился и осталась связь, очевидно, только с арктическим бас-

сейном. Из отложений этого возраста пока обнаружены только алевроитовые слюдитистые пески (Костромская область) отлагавшиеся, вероятно, в области сублиторали.

Распределение суши и моря в начале готеривского века, вероятно, было близко к существовавшему в конце валанжина. Морской бассейн, связанный с арктическим морем, постепенно распространялся к югу, заняв территорию современных Ярославской и Московской областей, а, может быть, отчасти и территорию, смежную с ними. В позднем готериве (время *Simbirskites decheni*), очевидно, существовала связь этого моря с южным. В течение этого века условия осадкообразования сохранились почти те же, что и в валанжинское время: накапливались преимущественно песчаные или песчано-глинистые и алевроитовые, обычно бедные остатками организмов морские отложения, однако в отличие от валанжинских в них отсутствуют фосфориты.

В барремском и аптском веках почти повсеместно установились континентальные условия. Накапливаются пески, частью с прослоями гумусированных глин, отлагавшиеся в основном на суше — в озерах, болотах, реках. На суше развивается главным образом флора хвойных и папоротников. Только в самом начале аптского века море временно проникло с юго-востока в пределы восточной части Рязанской области и оставило мелководные осадки — грубозернистые пески с *Matheronites ridzewskyi* Каг.

Начало альбского века связано с широтным прогибом в пределах юга Московской синеклизы и смежной территории Воронежской антеклизы. Трансгрессия проникла с юго-востока, захватила огромным заливом Рязанскую, Московскую и отчасти Костромскую, Ярославскую, Калужскую, Смоленскую области и смежные площади. До конца среднеальбской эпохи бассейн был относительно мелководным: накапливались песчаные, реже песчано-глинистые, обычно глауконитовые отложения. В связи с колебаниями морского дна, особенно сильными в эпоху среднего альба, происходило фосфоритообразование и интенсивное перемывание ранее отложившихся осадков. Позднеальбское время характеризовалось углублением бассейна и повсеместным образованием довольно однообразных песчано-глинистых и алевроитовых отложений, крайне бедных макроскопическими остатками беспозвоночных. Абразия наступившей сеноманской трансгрессии скрыла от нас историю самой поздней поры альбского века.

В результате сеноманской трансгрессии верхнемеловое море рассматриваемой территории оказалось связанным не только с Поволжьем, но и с морями Западной Европы и Юга, и, по-видимому, представляло собой периферическую часть этого обширного бассейна. Здесь, на небольшой глубине, в условиях нормальной солености и активного гидродинамического режима отлагались разнозернистые кварцево-глауконитовые пески с *Exogyra conica* Sow. на юго-западе района и с *Schloenbachia varians* Sow. к северу от Москвы. Такая разнообразность фауны вызвана, по мнению В. Н. Соболевской (1961), наличием в области южного крыла Московской синеклизы приподнятого участка, затруднявшего миграцию фауны. Наличие прослоев фосфоритовых галек свидетельствует о периодических колебательных движениях, которые испытывало дно водоема в первой половине века. Позже режим несколько изменился, море стало более теплым и несколько углубилось. Этот момент фиксируется накоплением наряду с песками карбонатного материала.

В туронском теплом и еще более глубоком море на юго-западе отлагались уже чистые карбонатные илы, богатые фауной пеллеципод, брахиопод и фораминифер. В районе современной Клинско-Дмитров-

ской гряды в более мелководных условиях при переменном гидродинамическом режиме накапливались терригенно-карбонатные и карбонатно-кремнеземистые осадки.

В коньякское время приток терригенного и кремнеземистого материала увеличился. Даже на юго-западе района наряду с глинисто-карбонатными осадками отлагались карбонатные илы, обогащенные кремнеземом и алевритовым материалом. Коньякское море, вероятно, заходило и в более северные районы рассматриваемой территории. Однако на фоне общего погружения эта часть территории сохранила тенденцию к воздыманию, и маломощные коньякские осадки были уничтожены в предсантонское время и в момент сантонской трансгрессии.

Сантонское море было более мелким и холодным по сравнению с туронским и даже коньякским. На юго-западе рассматриваемой территории в нем при относительно устойчивом, спокойном гидродинамическом режиме осаждались кремнеземистые илы с фауной радиолярий, слабо обогащенные глинистым и алевритовым материалом. В остальной части водоема, характеризующейся переменным гидродинамическим режимом, отлагались преимущественно терригенные осадки, в различной степени обогащенные кремнеземом.

Возможно, морской бассейн существовал на территории Центральных районов и в послесантонское время, но отложений этого времени здесь не сохранилось.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ И НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

На описываемой территории установлено присутствие отложений верхов палеогена (олигоцена) и неогена.

Отложения олигоцена — низов миоцена, представляющие собой прибрежно-морские и прибрежно-континентальные образования краевой зоны южнорусского морского бассейна, развиты только в Смоленской области, где сохранились в виде отдельных останцов мощностью до 20 м.

Более молодые неогеновые отложения широко развиты в пределах Окско-Донской равнины, северная часть которой попадает в пределы рассматриваемой территории (Рязанская область). Они представляют сложный комплекс аллювиальных, озерных, а также солоноватоводных лиманных отложений максимальной суммарной мощностью до 200 м, накапливавшихся в течение миоцена и плиоцена. Отдельные толщи отлагались в долинах субмеридионального направления, параллельных друг другу и бесспорно принадлежащих бассейну Понто-Каспия (рис. 92).

Неогеновые отложения известны также на отдельных участках в Мещерской низменности (Рязанская и Владимирская области), в Подмосковье (Московская и Калужская области) и в Ярославско-Костромском Поволжье (Ярославская, Костромская и Ивановская области), где имеют мощность до 60 м и представлены аллювиальными и озерными отложениями, выполняющими фрагменты долин пока еще неясного направления.

Первые указания на присутствие третичных пород в Смоленской области, не подкрепленные, однако, палеонтологическим материалом, были приведены в известных работах Р. Мурчисона и др. (1849) и Г. Д. Романовского (1862). Значительно позднее А. П. Ивановым (1915б) и А. М. Жирмунским (1928) по рекам Десне, Сожу, Остру, Надве и другим были описаны разрозненные островки палеогеновых (?) пород — немых слюдистых песков и зеленых глин, с размывом зале-

гающих на мелу, литологически сходных с палеогеновыми отложениями Украины.

В 1950—1957 гг. С. М. Шиком, Т. Е. Горбаткиной и другими в палеогеновых отложениях Смоленщины было выделено два типа пород — морские глины с фораминиферами и континентальные пески. Первый

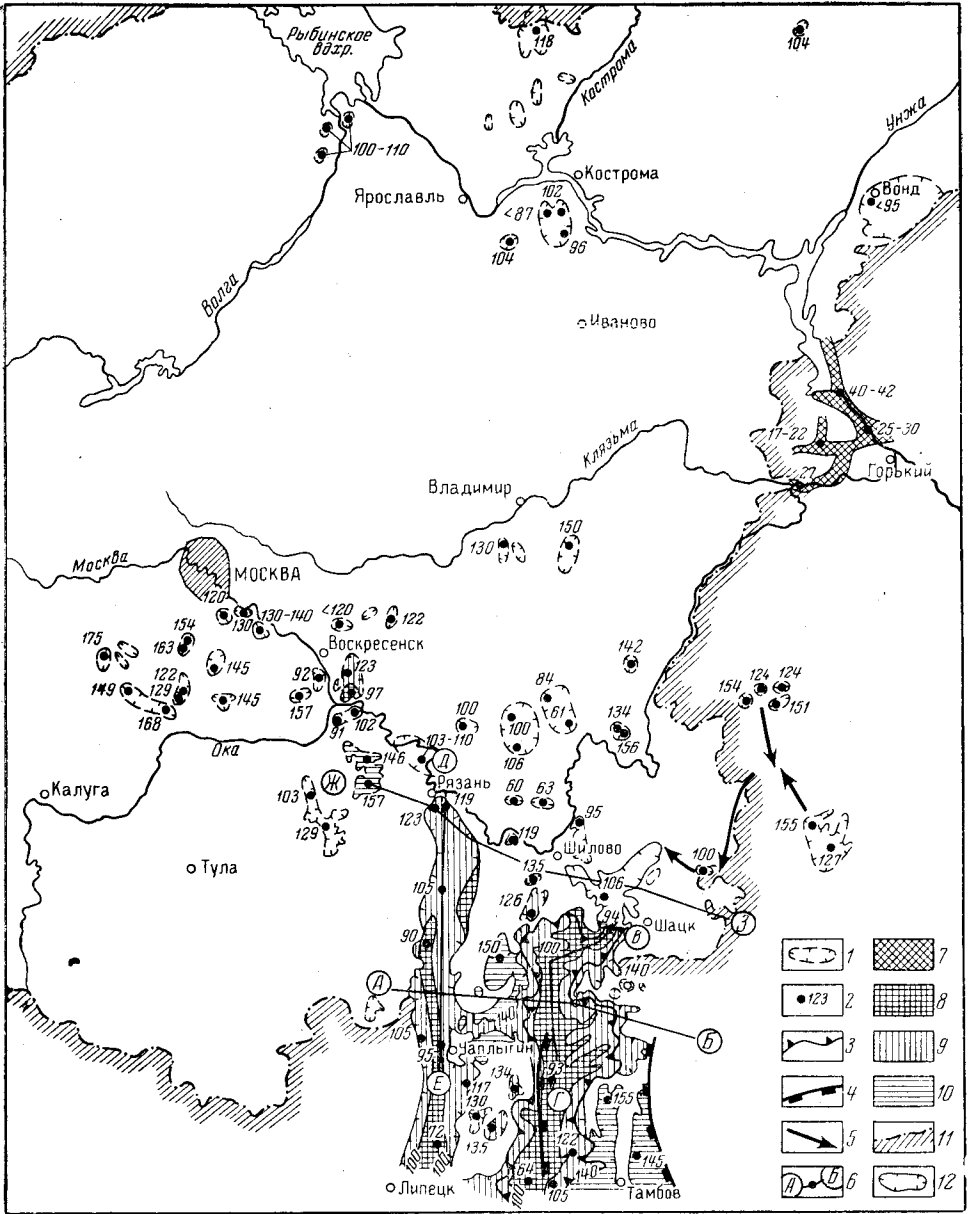


Рис. 92. Схематическая гипсометрическая карта ложа неогеновых отложений

1 — граница распространения неогеновых отложений; 2 — абсолютная высота ложа неогеновых отложений; 3 — граница распространения ламкинских свиты; 4 — граница распространения горелкинских слоев; 5 — направление сноса; 6 — линии геологических профилей (см. рис. 94, 95, 98, 100). Шкала высот в метрах: 7 — ниже 60, 8 — от 60 до 100, 9 — от 100 до 140, 10 — выше 140; 11 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе; 12 — площади, в пределах которых абсолютная высота ложа неогена охарактеризована единичными отметками

тип был сопоставлен с харьковскими слоями олигоцена, а второй — с полтавскими слоями верхнего олигоцена — миоцена. В 1955 г. была опубликована сводная работа Д. И. Погуляева, освещающая геологию Смоленской области, в том числе и строение палеогеновых пород. В. П. Семенов (1965) при описании палеогеновых отложений Воронежской антеклизы отнес пески и глины верховьев Днепра и Десны к прибрежным и литоральным осадкам киевского, харьковского и полтавского бассейнов.

Стратиграфическая схема, применяемая при расчленении палеогена Смоленской области, в основных чертах разработана еще Н. А. Соколовым (1893) для территории Украины. Распространенные на Смоленщине аналоги полтавского, харьковского и, возможно, киевского «ярусов» Н. А. Соколова в настоящее время приравниваются к слоям того же названия и датируются соответственно верхним олигоценом — миоценом, нижней частью олигоцена и средним — верхним эоценом.

Значительно полнее представлены и лучше изучены на рассматриваемой территории неогеновые отложения. В истории их исследования можно наметить два этапа. Первый, начавшийся еще в дореволюционное время и закончившийся в 50-х годах, характеризуется описанием разрозненных выходов неогена без пространственной и стратиграфической увязки; возраст пород в большинстве случаев устанавливался не по палеонтологическим данным, а исходя из положения в разрезе. На втором этапе на основе освоения громадного геологического материала и применения комплекса палеоботанических методов для датировки пород были составлены рабочие стратиграфические схемы расчленения неогена и установлены площади распространения отдельных его горизонтов для наиболее исследованного района территории Окско-Донской равнины. Однако неравномерная охарактеризованность разреза палеонтологическим материалом и тот факт, что последний представлен исключительно растительными остатками, сильно затрудняют понимание строения неогеновых пород, что отразилось в разнообразии и несогласованности стратиграфических схем (табл. 14). Разработка же унифицированной шкалы стратиграфии неогена для рассматриваемой территории — пока еще дело будущего.

При 10-верстных съемках 73 листа общей геологической карты России Н. А. Богословский (1906) на междуречье Прони и Цны выделил мощную толщу «проблематических песков», залегающую между мезозоем и ледниковыми образованиями и отличающуюся от четвертичных отложений отсутствием галек кристаллических пород. В сходных условиях залегают развитые в бассейне р. Пахры «зеленовские пески», выделенные А. П. Ивановым (1925) в самостоятельный стратиграфический горизонт и предположительно отнесенные им к третичной системе.

В 1935 г. Г. Ф. Мирчинк в работе, посвященной палеогеографии бассейна Пра-Волги, высказал предположение, что в нижнем плейстоцене в состав бассейна Пра-Дона входили водосборы рек Воронежа, Оки, выше Спасска-Рязанского и Клязьмы. В 40-х годах было выявлено, что на площади, пересекаемой средней частью этого гипотетического потока, широко развиты неогеновые осадки. Так, П. А. Герасимов (1945) на междуречье Прони и Пары выявил мощную толщу, нижняя часть которой образована глинами с пылью, обычной для миоцена (определения С. Н. Наумовой), а верхняя — немymi песками (с галькой местных пород в основании), которые этот исследователь считал плиоценовыми или древнечетвертичными и сопоставлял с «зеленовскими слоями» А. П. Иванова. Аналогичные верхней толще породы были открыты П. А. Герасимовым и В. Н. Козловой в Серпуховском и Рыбин-

ском районах, а также в Тульской области. Несколько позднее Ю. А. Петрович (1947) отнес образование Пра-Дона Г. Ф. Мирчинка к неогену (предположительно к миоцену), а заполнение его — к плиоцену и назвал этот поток «Ергень-рекой».

В 1948 г. Г. Ф. Мирчинк приходит к мнению, что «на всем водоразделе между Спасском на Оке и бассейном Воронежа широко распространены отложения аллювиального и аллювиально-озерного происхождения, выполняющие широкое понижение эрозионного происхождения и, по-видимому, соответствующие по возрасту неогеновым отложениям среднего течения Дона».

В 1947—1948 гг. В. Е. Беляевой, Е. Е. Соколовой, Е. Я. Уманской, И. Н. Леоненко и В. И. Ечеистовой в северной части Окско-Донской равнины было установлено широкое распространение неогена. Палинологические исследования Л. А. Юшко, изучавшей глины из обнажений у д. Ламино в бассейне Пары, у д. Черная Речка на р. Пожве и других мест, подтвердили правильность отнесения нижней части неогеновой толщи к миоцену (Ечеистова, 1958).

Систематическое изучение неогена Окско-Донской равнины начиная с 1937 г. производилось М. Н. Грищенко (1952 и др.), который расчленил неогеновые отложения этой территории («ергенинскую свиту») на 4 толщи: собственно ергенинские, ламко-андреевские, усмань-хапоровские и воронежско-гуровские слои, сопоставив их соответственно с понтическим, киммерийским, ачкагыльским и апшеронским ярусами плиоцена. По М. Н. Грищенко, толщи заполняют долины, вытянутые параллельно Дону, причем каждая более молодая смещена к западу относительно предшествовавшей ей по возрасту. С воронежско-гуровскими слоями М. Н. Грищенко (1953) параллелизует развитые в Ивановской области темные пески и глины, залегающие между миндельской и рисской моренами, перемещая миндельское оледенение в неоген. В 1955—1959 гг. установлено присутствие миоцена в бассейне р. Мокши (Г. И. Блом, Е. Д. Заклинская и др.).

В 1957 г. была опубликована монография П. А. Никитина «Плиоценовые и четвертичные флоры Воронежской области», в которой суммированы результаты палеокарпологических исследований, проводившихся автором с 1922 по 1933 г. на междуречье Дона и Воронежа (примерно в 100 км южнее границы территории тома). Флоры из обнажений у селений Кривоборье, Урыв и других, приуроченные к воронежско-гуровским слоям М. Н. Грищенко, датированы П. А. Никитиным нижним — средним плиоценом. Флоры Белой горы и Ивниц отнесены к среднему плиоцену, а флора из подвалуных глин Урыва — к верхнему плиоцену. Флора из скважины МТС г. Усмани, происходящая из ламко-андреевской толщи, отнесена к миоплиоцену.

В 1950—1960 гг. геологическая история долин Оки, Дона и Волги изучалась А. И. Спиридоновым (1950, 1957), А. А. Асеевым (1954, 1959, 1962), М. И. Лопатниковым (1957, 1960), Г. И. Горецким (1964, 1966) и многими другими. А. А. Асеев и М. И. Лопатников отвергают гипотезу Г. Ф. Мирчинка о существовании неогенового стока вкост современной Оки. Основываясь главным образом на представлении об отсутствии сквозных неогеновых долин на междуречье Оки и Дона, эти исследователи приходят к мнению, что разделение бассейна Дона и Верхней Волги произошло еще в донеогеновое (возможно, мезозойское) время.

М. И. Лопатниковым (1960) в основании песчано-глинистой толщи с линзами торфяников, обнажающейся у селений Кривоборье, Урыв и других (воронежско-гуровские слои схемы М. Н. Грищенко), были

Сопоставление основных страти

П. А. Герасимов, 1945 г.	М. Н. Грищенко. 1952 г.	М. И. Лопатников, 1953 г.	П. А. Никитин, 1957 г.
—	Воронежско-гуровские слои N_{2ap}^3	Темные глины и торфяники Кривоборья, Урыва и др. Q_2lh	Подвалунная глина Урыва N_2^3 Темные глины Белой горы и Ивниц N_2^2 Темные глины Кривоборья и Урыва N_2^{1-2}
Пески без кристаллических пород $N_3^2-Q_1$	Усмань-хапровские слои N_{2ak}^3	Ергенинская свита N_2 Ламко-андреевские, собственно ергенинские, усмань-хапровские слои приняты за фации внутри ергенинской свиты N_{2erg}	—
—	Собственно ергенинские слои* N_{2rp}		Темные глины Усмани N_{1-2}
Темные глины Ухоловского района N_1	Ламко-андреевские слои N_{2k}^2		—

* До 1968 г. горелкинские (собственно ергенинские) слои помещались под ламкинскую

** В схему М. Н. Грищенко и Ю. И. Иосифовой, утвержденную Казанским совещанием кинской серии.

Таблица 14

графических схем неогена Окско-Донской равнины

ГУЦР, 1960—1963 гг.		М. Н. Грищенко и др., 1963 г.	М. Н. Грищенко, Ю. И. Иосифова, 1966 г. (в статье А. Г. Эберзина и др., 1968)	Г. В. Холмовой, 1966 г.	
Кривоборские слои N_2 (в объяснительной записке сопоставлены с верхами N_2^3)	Кривоборские (воронежско-гуровские) слои N_2^3	Яманские слои $N_2ak_2 - ap$	Кривоборские слои $N_2k - ak_2$	Кривоборские слои	Верхняя терраса
					Средняя терраса
					Нижняя терраса
Усманские слои N_3 (в объяснительной записке сопоставлены с N_2^{2-3})	Усмань-хап-ровские слои N_3^2	Усманская свита N_2rp			
Горелкинские слои* $Pg_3 - N_1$	Собственно ергенинские слои* Pg_3	—**			
Ламкинские слои N_{1-2}	Верхняя толща N_2^1	Ламко-андреевские слои $Pg_3 - N_1$	Ламкинская серия $N_{1г-з}$		Сосновская свита $N_{1ш}$
	Нижняя толща N_1				Терновская свита N_{1b-s}
—	—	—	—	—	—

(ламко-андреевскую) свиту или принимались за фацию верхней части последней. (1966), горелкинские слои не помещены ввиду неясности возраста и соотношения с лам-

М. Н. Грищенко, 1966 г.	Ю. И. Иосифова, 1967 г.	Схема принятая		
		Отдел	Подотдел	Ярус и подъярус
Яманская свита N_2^{2-3}	Кривоборские слои N_2^{2-3}	П л и о ц е н	Верхний	Апшерон
Кривоборская свита N_2^{1-2}				Акчагыл
			Средний	Куяльник
				Киммерий
Усманская свита $N_1^3 - N_2^1$	Усманские слои N_2	М и о ц е н	Нижний	Понт
Сосновская свита N_1^{2-3}	Горелкинские слои* N_1^{gr} (в схеме помещены в низы среднего миоцена)			Верхний
			Средний	
				Ламкинские слои N_1^{2-3}
Терновские слои N_1^{2-3}	Караган			
	Терновская свита $Pg_3 - N_1^{1-2}$	—	Нижний	Чокрак
Гельвет				
—	Каменнобродские слои N_1	Нижний	Бурдигал	

Продолжение табл. 14

в настоящей работе		Опорные разрезы и их биостратиграфическая характеристика	Аналоги в сопредельных районах
Кривоборская свита N ₂ ²⁻³ kr	Слой Окско-Донской равнины Яманьские (иловайские слои)	Урыв, р. Иловай: <i>Alisma plantago-minima</i> , <i>Myriophyllum praespica-tum</i>	Кинельская серия Андреевские слои
	Белогорские слои	Белая Гора, Ивницы: <i>Sparganium noduliferum</i> , <i>Alisma plantago-plioceni-ca</i>	
	Урывские слои	Кривоборье, Урыв: <i>Brasenia tuberculata</i> , <i>Salvinia glabra</i> ; <i>Mimo-mys stehlini</i> , <i>M. praehun-garica</i>	
	?		
	Усманские слои N ₁ ²⁻² us	—	Ергенинские водораздельные пески
	?		
	Горелкинские слои N ₁ ²⁻³ gr	Лысье горы, Березовка: <i>Taxodium dubium</i> , <i>Sequoia langsdorffii</i> , <i>Castanea atavia</i> , <i>Firmiana</i> , <i>Cercidiphyllum</i>	Гуровские глины
Ламинская свита N ₁ ² lm	Сосновские слои N ₁ ² ss	Ламино, Малиновка: объединенный арктикотре-тичный комплекс пыльцы	
	Терновские слои N ₁ ² tr	Стрелки, Терновка, Дмитриевка: арктикотре-тичные породы <i>Taxodium</i> , <i>Magnolia</i> , <i>Gryptome-ria</i> , <i>Engelhardtia</i> , <i>Hama-melis</i> , <i>Abies</i> и др.	Яшкульская свита
	Каменнобродские слои N ₁ ² kb	Каменный Брод: <i>Fa-gus orientalis</i> , <i>Liquidamar triloba</i> , <i>Magnolia or-lovi</i>	—
			Миоценовая часть полтавской серии

найлены валуны кристаллических пород; он отнес эту толщу к среднему плейстоцену.

Геологические съемки, проведенные в 50-60 годах на территории Окско-Донской равнины (материалы В. И. Ечеистовой, В. Ф. Кривицкого, З. Д. Нефедовой, Ф. И. Урусбиевой, Е. А. Шулешкиной, Ю. И. Коломийца и др.), подтвердили высказанное Г. Ф. Мирчинком предположение о широком распространении неогеновых отложений на между-речье Оки и Дона и наличие в их составе четырех разновозрастных толщ, выделенных М. Н. Грищенко (1952); однако палеоботанические материалы показали, что значительная часть неогеновых отложений относится не к плиоцену, а к миоцену, что привело к пересмотру прежних стратиграфических схем (Ечеистова, 1958; Грищенко и др., 1963, 1965, 1966, схема ГУЦР 1963, 1964 и др.).

М. И. Лопатниковым (1965) в бассейне р. Челновой (30 км южнее границы описываемой территории) в отложениях, в настоящее время параллелизуемых с собственно ергенинскими слоями М. Н. Грищенко (горелкинские слои современной схемы ГУЦР), был найден пласт морского диатомита, что доказало присутствие морского неогена на территории Окско-Донской равнины.

В 1965—1966 гг. Ю. И. Иосифовой при тематических исследованиях неогеновых пород удалось обнаружить листовые флоры конца среднего — начала верхнего миоцена в собственно ергенинских слоях схемы М. Н. Грищенко и доказать, что последние перекрывают ламко-андреевские слои (Иосифова, Якубовская, 1969). Комплексное изучение флористических остатков (семена, листовые отпечатки, пыльца), приуроченных к ламко-андреевским слоям М. Н. Грищенко, позволило высказать предположение о соответствии этой толщи среднему миоцену (Иосифова, 1967 и др.). Находки линз морских диатомитов, семян морских растений и отпечатков скелетов морских рыб в собственно ергенинских слоях и в верхней части ламко-андреевских слоев решили вопрос о присутствии морских отложений в неогеновом комплексе Окско-Донской равнины.

В 1966 г. была опубликована работа Г. В. Холмового, в которой показано, что воронежско-гуровские слои М. Н. Грищенко состоят из отложений трех самостоятельных погребенных террас, вложенных друг в друга.

В результате геологосъемочных работ присутствие неогеновых отложений установлено на многих участках в Подмосковье, Мещерской низменности и Ярославско-Костромском Поволжье. При этом в некоторых случаях возраст отложений достаточно надежно обоснован палеоботанически (Ильховский, 1962; Махлина, Семенова, 1966; Филиппович, 1969; материалы Б. М. Кордуна, М. Ф. Жарковой, Е. М. Шик, Т. Н. Штыхалюк, А. А. Евсеенкова, Н. И. Строка, А. А. Гузман, М. Н. Валуевой, Е. Н. Анановой, В. В. Писаревой). В других случаях неогеновые отложения выделены условно по литологическим признакам или не имеют достаточно четкой палеоботанической характеристики; возможно, что местами в их состав включены пески нижнего мела (отложения, выделенные В. И. Ечеистовой к востоку от Калуги) или нижнего плейстоцена (отложения, выделенные З. Д. Нефедовой близ г. Венева, Е. А. Балашковой, С. И. Гольцем и другими, — в Мещерской низменности, А. М. Белозеровой, — в низовьях Оки и в долине Волги у г. Пучежа).

Среди описываемых в настоящей главе палеогеновых и неогеновых отложений выделены следующие возрастные группы (см. табл. 14): олигоцен — нижний миоцен (аналоги харьковских и полтавских слоев), средний и верхний миоцен, плиоцен. Отдельно описываются нерасчле-

ненные неогеновые отложения, а также отложения, возраст которых определяется как верхний плиоцен-нижний плейстоцен.

Термины «ламкинская и кривоборская свиты», «терновские, сосновские и усманские слои» утверждены Казанским совещанием по стратиграфии неогена восточных районов Европейской части СССР (1966) и МСК СССР в 1968 г. В утвержденной стратиграфической схеме неогена Окско-Донской равнины «ранг» некоторых подразделений отличается от применяемого ниже: ламкинская свита приравнена к серии, терновские, сосновские, усманские слои — к свитам, а кривоборская свита — к слоям кривоборской свиты. Яманские слои, видимо, отвечают верхней террасе.

Внутри каждой группы описание ведется по отдельным районам, так как отложения разных районов в большинстве случаев не могут быть достаточно уверенно сопоставлены между собой.

ОЛИГОЦЕН — НИЖНИЙ МИОЦЕН

Эти отложения развиты только в Смоленской области, где они имеют крайне ограниченное распространение, слагая изолированные останцы в бассейне Днепра у Смоленска (ст. Колодня) и у ст. Глинка, в бассейне Десны в районе г. Екимовичи, в бассейне Сожа к югу от г. Хиславичи, в бассейне Остра у деревень Еримки и Пожогои, в бассейне Угры у д. Митюшкино и др. На подстилающие отложения они налегают с резким размывом, заполняя неровности сильно эродированной поверхности (абс. высота подошвы 145—200 м), трансгрессивно переходя с верхнего мела на карбон.

Среди отложений олигоцена и нижнего миоцена выделяются два типа. К первому из них относятся зеленовато-серые, плотные, жирные, бейделлитовые глины с включением хорошо окатанных зерен кварца мощностью 4—10 м. В районе Смоленска в д. Колзаки глины содержат остатки морских фораминифер широкого вертикального распространения *Ramulina globulifera* Brady, *Globigerina* aff. *cretacea* Orł., *Cibicides* sp. (определения В. Г. Морозовой) и радиолярии. В аналогичных отложениях в районе ст. Глинка и г. Ельни В. Г. Морозова обнаружила фораминиферы *Globigerina bulloides* Orł. и *Textularia* cf. *plumbea* Lasche; первая из этих форм не опускается ниже эоцена. Д. И. Погуляев (1955), С. М. Шик и другие сопоставляют эти глины с харьковскими слоями олигоцена. Косвенным подтверждением наличия морского олигоцена на Смоленщине является сделанная С. М. Шиком находка зуба акулы *Odontaspis* cf. *contortidens* Ag. (определение П. А. Герасимова), известной из олигоценовых осадков Украины, в четвертичных отложениях окрестностей Смоленска.

Ко второму типу относятся пески белых, серых, розовых, желтых тонов мощностью до 10 м, часто содержащие прослои пестрых (вишневых) глин и реже глин с обугленными растительными остатками. Пески кварцевые мелкозернистые до алевролитистых, с включением небольшого количества гравийных зерен, редко линз кварцевого гравия. Минеральный состав песков исследован у д. Ст. Кривотынь (бассейн Десны). По данным Д. И. Погуляева (1955), легкая фракция характеризуется весьма высоким содержанием полевого шпата (26%), в тяжелой фракции обильны нерудные непрозрачные минералы (37%), магнетит, ильменит (в сумме 12%), турмалин (13%). Циркон, рутил, эпидот, дистен, цоизит, роговая обманка присутствуют в количестве 1—4%. Пески, по мнению С. М. Шика, Н. А. Молгачевой и других, имеют континентальный облик и сопоставляются с полтавскими слоями верхнего олигоцена — миоцена. Среди песков континентального облика могут присутствовать также фациальные аналоги и более древних свит палеогена.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ МИОЦЕН

Средний и верхний миоцен на рассматриваемой территории известен в пределах северной части Окско-Донской равнины, в Подмосковье и бассейне Верхней Волги.

В северной части Окско-Донской равнины и примыкающих к ней участках Среднерусской возвышенности миоцен представлен двумя толщами — ламкинской свитой и горелкинскими слоями.

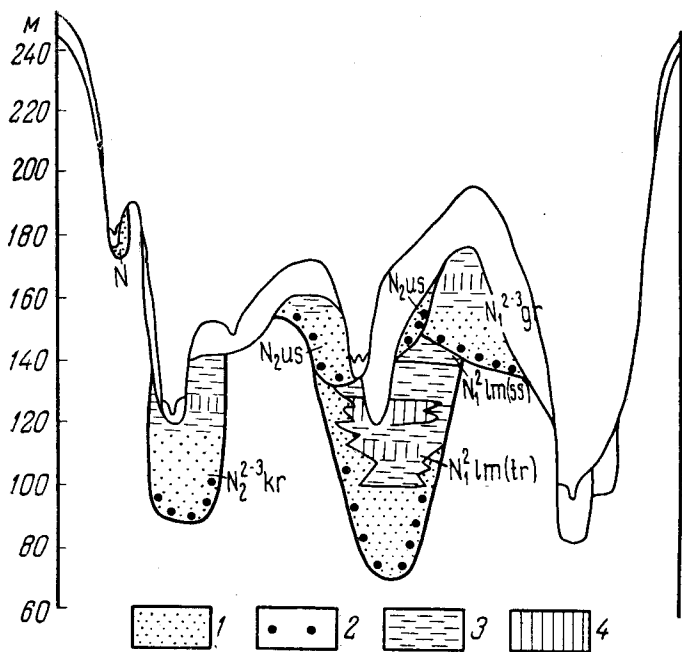


Рис. 93. Схема строения неогеновых отложений междуречья Рановы и Цны

1 — песок; 2 — галька и валуны; 3 — глины; 4 — алевроиты. Индексами обозначены: $N_1^2lm(tr)$ — ламкинская свита, терновские слои; $N_1^2Cm(ss)$ — ламкинская свита, сосновские слои; N_1^2-3gr — горелкинские слои; N_2us — усманские слои; N_2^2-3kr — кривоборские слои; N — неоген

Ламкинская свита выполняет сеть глубоковрезанных эрозионных долин (рис. 93). Основная долина протягивается вдоль всей Окско-Донской равнины по направлению от г. Шацка на верховья р. Верды (бассейн р. Пары) и далее на Жердевку — Поворино — Волгоград, в районе которого она впадает в Понто-Каспий. На описываемой территории располагается только верховье этой долины (см. рис. 92). Абсолютные высоты ее днища на этом участке составляют 75—95 м, глубина вреза относительно средней высоты доламкинского плато не менее 70—80 м, ширина 25—30 км. Основная долина принимает ряд притоков. Один из них, по-видимому, унаследован реками Становая Ряса и Ранова, другой — р. Мокшей.

Обнажения ламкинской свиты имеются у д. Черная Речка на р. Пожве, в бассейне Мостыи, у с. Ламино в бассейне р. Пары и в других местах. Лучшие разрезы толщи вскрыты скважинами, пробуренными при съемках Е. А. Шулешкиной и З. Д. Нефедовой у деревень Стрелки (скв. 21), Криуша (скв. 24) и у пос. I Урицкий (скв. 12)¹.

¹ Номера скважин приведены на геологических профилях AB и ВГ, изображенных на рис. 94 и 95.

В верховьях р. Верды и в бассейне р. Пожвы (бассейн р. Пары) ламкинская свита, как и в более южных частях Окско-Донской равнины, представлена светло-серыми разнозернистыми песками мощностью 15—20 м, в основании с галькой кварца, кремня и известняка размером 1—3 см, кверху переходящими в темные пиритизированные глины мощностью до 50 м, с обильными растительными остатками (рис. 94). Глины обычно тонкослоистые и даже листоватые, реже массивные, сильно слюдястые, с прослойками кварцево-глауконитовых алевроитов. В бортовых частях долины глины иногда замещаются песками. Севернее, в средней части бассейна Пары, ламкинская свита складается песками и алевроитами с отдельными прослойками глин (скважины у пос. I Урицкий и с. Ламино, рис. 95). Возможно, что неогеновые пески бассейна р. Тырницы (см. раздел «Нерасчлененные неогеновые отложения»), распространенные непосредственно на продолжении основной ламкинской долины, в значительной мере являются аналогом этих пород.

Севернее д. Новобокино (бассейн р. Верды) внутри ламкинской свиты, по данным Е. А. Шулешиной, присутствуют отложения двух циклов, каждый из которых начинается песками с галькой в основании, а кончается маломощным прослоем глины.

«Островки» миоценовых пород, по-видимому, аналогичных ламкинским, выявлены С. К. Филипповым в долине Рановы у г. Скопина, М. Г. Эдлиным и В. В. Владимировым в долине Мокши у пос. Кустаревка и г. Темников, Г. И. Бломом на правом берегу Мокши. Они сложены песками, кверху сменяющимися темными глинами с растительными остатками (мощность до 30 м). Палинологические спектры этих пород были исследованы С. Н. Наумовой, Г. Ф. Бартеновой, П. А. Егоровой, Е. Д. Заклинской.

Минеральный состав прозрачных минералов тяжелой фракции песков ламкинской свиты изображен на рис. 96. Характерно резкое преобладание устойчивых минералов (циркона, дистена, рутила, ставролита, турмалина), присутствие значительного количества силлиманита (до 17, в среднем 7%). Среди непрозрачных минералов тяжелой фракции в верхней части толщи обилеи глауконит, а в легкой фракции — полевой шпат. Минералогический анализ ламкинских глин методом органических красителей показал, что они состоят из гидрослюда с примесью монтмориллонита, а в верхней части иногда и каолинита (данные Е. А. Шулешиной). По характеру палинологических спектров в ламкинской свите выделяются две толщи — терновские и сосновские слои.

Терновские слои (мощностью до 60 м) охватывают нижнюю и среднюю части ламкинской свиты. Спектр толщи по данным А. А. Гузман, М. Н. Валуевой, Г. М. Братцевой (рис. 97) — лесного типа, пыльца древесных пород составляет 70—90, пыльца травянистых растений 10—15, споры — до 20%. Присутствует пыльца до 55 родов деревьев и кустарников, большая часть которых является термофильными экзотическими растениями. Господствующее положение по количеству родов занимают формы, в настоящее время распространенные в умеренных и южных широтах Северной Америки, в Южной Европе, Средиземноморье и Юго-Восточной Азии. Это роды *Celtis*, *Cedrus*, *Libocedrus*, *Morus*, *Juglans*, *Castanea*, *Rhus*, *Liquidambar*, *Pterocarya* (*P. stenoptera*), *Zelcova*, *Castanopsis*, *Ostrya*. Из американо-восточноазиатских присутствуют *Tsuga* (*T. canadensis*, *T. diversifolia*), *Nyssa*, *Dierovilla*, *Thuopsis*, *Carya*, *Magnolia*, из восточноазиатских — семейство Sterculiaceae, роды *Sciadopitys*, *Keteleeria*, *Glyptostrobus*, *Cryptomeria*, *Engelhardtia*, *Hamamelis*, *Cunninghamia*, *Ginkgo*, из североамериканских — *Taxodium*, *Sequoia*. Из тропических встречается пыльца родов *Podocarpus*, *Myrtus*. Среди широко распространенных панголарктических форм

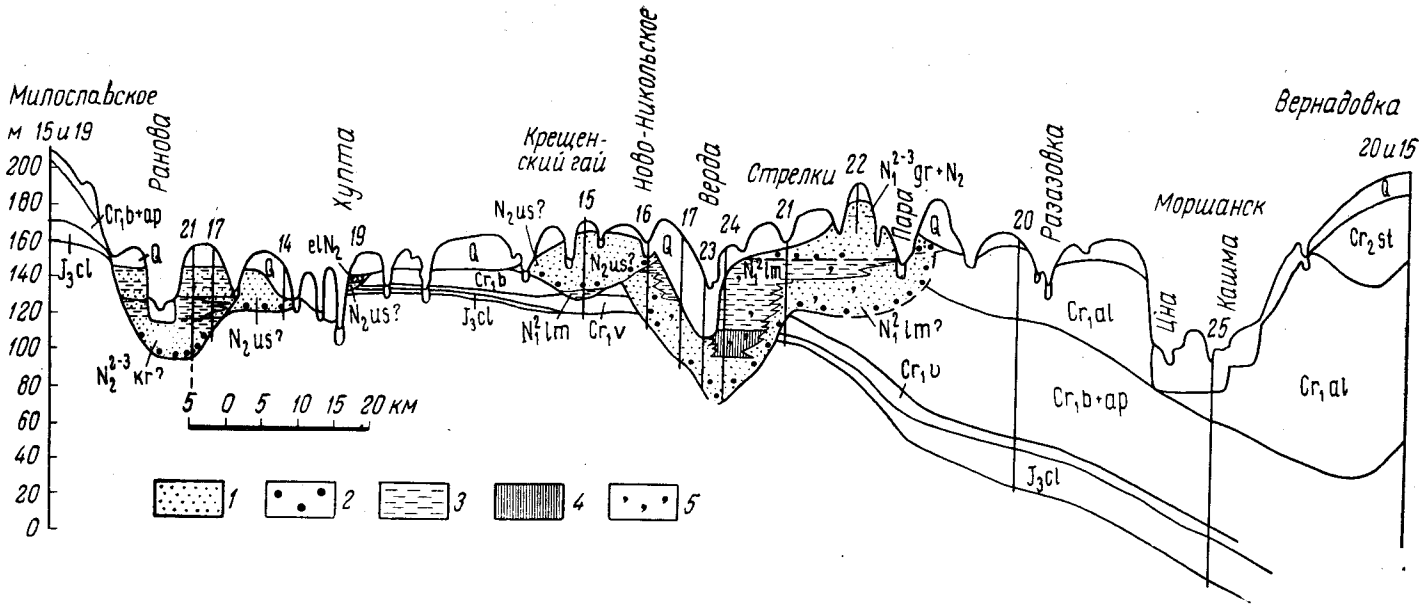


Рис. 94. Схематический геологический профиль АВ по линии Милославское — Вернадовка (см. рис. 92). По материалам Ф. И. Урусбиевой, Е. А. Шулешиной, З. Д. Нефедовой и В. В. Дашевского (с сохранением авторских номеров скважин)

1 — песок; 2 — галька и валуны; 3 — глины; 4 — алеврит; 5 — глауконит. Индексами обозначены: J_3cl — келловейский ярус; Cr_1v — валанжинский ярус; Cr_1b+ap — барремский и аптский ярусы; Cr_1al — альбский ярус; Cr_2st — сантонский ярус; N_1^{lm} — ламкинская свита; $N_2us?$ — плиоцен, усманские (?) слои; $N_2kr?$ — плиоцен, кривоборские слои; $el N_2$ — элювий плиоцена; Q — четвертичные отложения

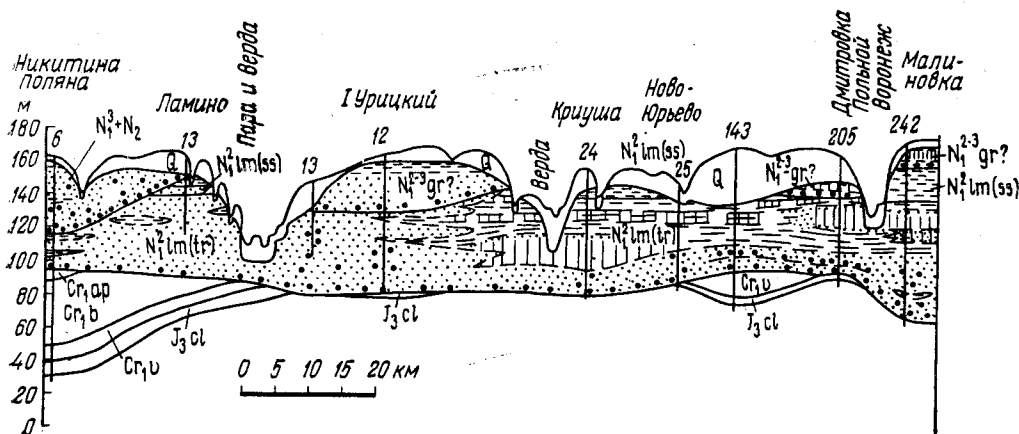


Рис. 95. Схематический геологический профиль ВГ вдоль тальвега ламкинской долины по линии Никитина Поляна — Малиновка (см. рис. 92). По материалам З. Д. Нефедовой, Е. А. Шулешкиной, Ю. И. Иосифовой и М. И. Лопатникова.
Условные обозначения см. на рис. 93, 94 и 98 .

№ п/п	Возраст породы	Количество аналитов	Методы работ	Циркон			Трапез	Туралин	Рутил			Дистен				Ставролит	Эпидот	Цоцит	Фосфат в-ва	Силикатит	Серен	Апатит
				10	20	30%			10	20	30%	10	20	30	40							
1	N_1^2 lm	30		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
2	N_1^{2-3} гр	14		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
3	N_1	Около 20		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
4	N_1^{2-3} гр+ N_2 us			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
5	N_2^{2-3} кг	Около 20		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
6	N_2^{2-3} кг	12		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
7	N	Около 15		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
8	N_1^{2-3} гр	25		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
9	N_2^3 -Q ₁ (I)	Около 50		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
10	N_2^3 -Q ₁ (II)	Около 50		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
11	N	5		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
12	N_2^3 -Q ₁	6		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
13	N_1^2 -Q ₁ зеленые слои	8		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	

Рис. 96. Минеральный состав (прозрачные минералы) неогеновых отложений
Места отбора проб и по чьим данным: 1 — бассейн рек Пары, Верды, Мостьи (Е. А. Шулешкина, З. Д. Нефедова); 2 — Тамбовская область, бассейн р. Челновой, обн. у с. Старо-Грязное (Ю. И. Иосифова); 3 — Подмосковье, долина р. Нары, д. Велеми, скв. 161 (Р. А. Ильховский); 4 — бассейны рек Пары, Верды, Мостьи (Е. А. Шулешкина, З. Д. Нефедова); 5 — бассейн р. Рановы, скв. 112, 212, 242 (Ф. И. Урусбиева); 6 — окрестности Рязани, скв. 317, 319, 320, 369, 380 (Е. Е. Альтовская); 7 — притоки Дона и Прони, обн. 92, 89, 110, 112 (Ф. И. Урусбиева); 8 — междуречье Вожи, Мечи и Осетра, д. Паршино, скв. 93к (Б. М. Кордун); 9 — бассейн рек Москвы и Черной, скв. 619, 701, 707, 719, 927, 1428 (М. Х. Махлина, И. А. Семёнова); 10 — то же; 11 — Подмосковье, водораздел Каширки и Лопасни, скв. 389, 390, 536 и др. (Е. М. Шик); 12 — бассейн р. Солоницы, междуречье Солоницы и Которосли (А. А. Евсеев); 13 — Подмосковье, долина Москвы-реки, обн. у д. Становое и Жуков карьер (С. Я. Гоффеншер)

присутствуют как роды, характерные для умеренных и южных широт Европы, Северной Америки и Азии — *Fagus*, *Quercus*, *Ilex* (*I. aquifolium*), *Tilia*, *Acer*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Corylus*, так и голарктические роды — *Pinus* (*P. aff. silvestris*, *P. sec. Cembra*, *P. aff. sibirica*, *P. aff.*

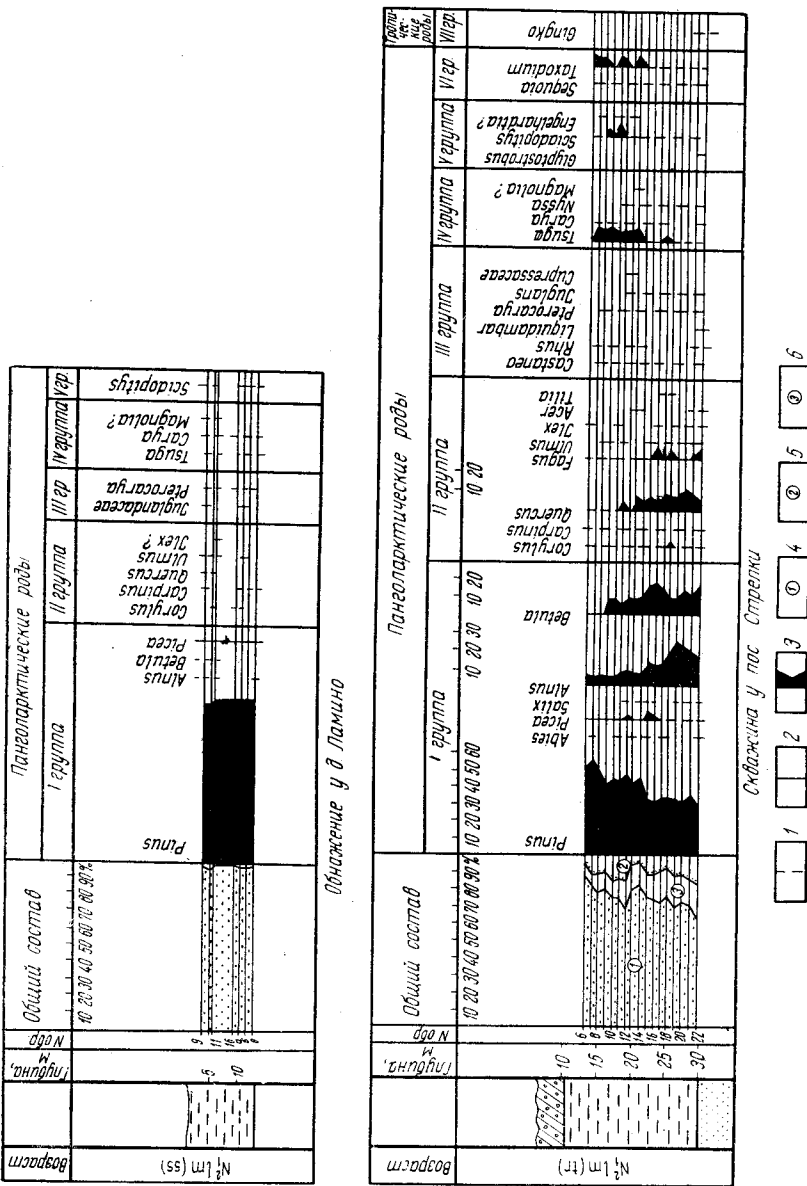


Рис. 97. Спорво-пыльцевые диаграммы ламинских слоев в обнажении у д. Ламино и скважине у пос. Сvezhina. Анализы А. А. Гузман и М. Н. Валуевой
 1 — содержание споры до 1%; 2 — содержание пыльцы до 3%; 3 — содержание пыльцы свыше 3%; 4 — пыльца древесных пород; 5 — пыльца травянистых пород; 6 — споры. Географические группы родов (I группа, II группа и т. д.) даны по В. П. Гринчуку (1958)

protocembra, *P. sec. Strobilus*, *P. aff. excelsa*, *P. sec. Paracembra*, *P. sec. Banksia*, *P. sec. Taeda*), *Picea* (*P. sec. Eupicea*), *Betula*, *Larix*, *Abies* (*A. firma*), *Salix*, *Alnus*, *Juniperus*, *Populus*, *Lonicera*.

Для междуречья Мокши и Теши и долины Мокши Е. Д. Заклинская и Т. Ф. Бартенева указывают небольшое количество пыльцы семейства *Araucariaceae*.

По количеству пыльцы доминируют *Pinus* — 40—60% спектра. Количество пыльцы семейства *Taxodiaceae* (*Taxodium* и *Sequoia*) колеблется от единичных зерен до 15% спектра. Обильны *Alnus* (до 25%), *Betula* (до 20%), *Quercus* (до 12%), *Tsuga* (до 10%), *Fagus* (до 10%). Остальные роды присутствуют в количестве 1—3%.

Палинологический комплекс терновских слоев воспроизводит теплоумеренную флору из сосны, березы, дуба, бука, с заметным участием еще более теплолюбивых, преимущественно листопадных деревьев и кустарников, а также темнохвойных пород (ели, пихты) и таксодия. Такой характер флоры типичен для нижнего и среднего миоцена Русской платформы.

Палеокарпологический комплекс терновских слоев изучен П. И. Дорофеевым (1966), главным образом по разрезам района Мичуринска и Тамбова (40—50 км южнее границы территории тома). Для него характерно преобладание форм, свойственных нижнему—среднему миоцену (*Microdiptera ruthenica* Dог., *Nyssa* cf. *Irtyshensis* Dог., *Betula* cf. *japonica* Max., *Magnolia uralensis* Dог., *Sparganium kamenzianum* Kirchh., *S. pulchellum* Dог., *Caldesia baluevae* Dог., *Epipremnum cristataeformis* Dог., *Scirpus* ex gr. *palbini* Nik.), а также концу среднего—началу верхнего миоцена (*Cladium miocenicum* Dог., *Diclidocarya menzelii* E. M. Reid, *Melastomites spinulosum* (Nik.) Dог., *Scirpus longispermus* Dог., *Polygonum pseudoaviculare* Dог., *Cleome rugosa* (R. M. Reid) Dог., *Ranunculus sceleratoides* Nik., *Azolla aspera* Dог., *A. pseudopinnata* Nik., *Ruppia maritima-miocenica* Szafer). Элементы олигоценовой флоры—*Taxodium*, *Sequoia*, *Glyptostrobus*, *Magnolia*, *Styrax*, *Phyllanthus*, *Nyssa* cf. *macrocarpa* Dог., *Pterocarya insignis* Dог., *P. delavayi* Dог., *Epipremnum ornatum* R. et Ch., *Dulichium marginatum* (C. et E. M. Reid) Dог., *Cladium macrocarpum* Dог., *Viola rimosa* Nik., *Scirpus Ragosini* Dог. сохраняются, но уже не господствуют. Обилие молодых форм, неизвестных в палеогене, определено указывает, что ламкинская свита моложе олигоцена. Умеренный характер флоры, обедненный экзотическими элементами по сравнению с аналогичными по географическому положению флорами нижнего миоцена Гомельской и Брестской областей, постоянное присутствие форм, появляющихся не ранее тортона, позволили П. И. Дорофееву предположить, что возможный возрастной диапазон терновских слоев ограничен средним миоценом (скорее всего, его второй половиной)—низями верхнего миоцена. На основании этих данных терновские слои мы датировем средним миоценом.¹

Сосновские слои охватывают верхнюю часть ламкинской свиты мощностью до 10—15 м. Хороший разрез их наблюдается у д. Ламино в бассейне р. Пары (см. рис. 95, 97). Пыльцевой комплекс толщи, по данным А. А. Гузман, —лесного типа (пыльца древесных пород составляет 95% спектра) и сильно обеднен по сравнению с комплексом терновских слоев. Присутствуют главным образом панголарктические и американо-евроазиатские роды (*Pinus*, *Picea*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Ilex*). В виде единичных зерен встречаются средиземноморско-азиатские, американо-восточноазиатские и восточноазиатские формы (*Juglandaceae*, *Pterocarya*, *Tsuga*, *Carya*, *Magnolia?*, *Sciadopitys*).

В количественном отношении резко преобладает пыльца *Pinus* (около 90% спектра). Такой характер палинологического комплекса позволяет датировать вмещающие породы концом среднего миоцена —

¹ Присутствие верхнего миоцена в составе толщи маловероятно ввиду ее перекрытия горелкинскими слоями (конец среднего — начало верхнего миоцена).

нижним плиоценом (Гричук, 1959). По геологическому положению между терновскими слоями (средний миоцен) и горелкинскими слоями (конец среднего миоцена — начало верхнего миоцена) сосновские слои могут быть параллелизованы с какой-то частью среднего миоцена. Во всяком случае, возраст их не моложе сармата¹.

Непосредственно южнее описываемой территории (сопредельная часть Тамбовской области) в верхней части ламкинской свиты в пластах, венчающих терновские слои, наблюдаются мощные (до 2 м) пласты диатомитов, состоящие из остатков эвригалинных бентических диатомей, свойственных прибрежным зонам опресненных морей с соленостью, близкой к солености современного Азовского моря.

По А. П. Жузе, в составе доминантов и субдоминантов присутствуют исключительно морские и солоноватоводные виды диатомей *Terpsinoe americana* Ralfs, *Hyalodiscus* sp. (aff. *scoticus* Kt z., Gr u n., *Cocconeis costata* Greg., *C. placentula* Ehr., *Biddulphia* sp., *B. levis* Ehr., *Rhabdonema adriaticum* Küt z., *Achnanthes* sp., *Plagiogramma staurophorum* Heib., *Thalassiosira manifesta* Sheshuk., *Raphoneis* aff. *maeotica* Mak ar., *Grammatophora robusta* Ehr., *Anaulus mediterraneus* var. *intermedia* Gr u n. Среди сопутствующих встречаются и пресноводные виды: *Melosira praeislandica* Jousé, *M. praegr anulata* Jousé, что типично для прибрежных и приустьевых осадков. Чрезвычайно характерно присутствие простейших жгутиковых из семейства Ebr iaceae, известного исключительно из солоноватоводных осадков неогена и плейстоцена (*Ebria tripartita* Ehr. и *Hermisium adriaticum* Z a c h.).

По мнению А. П. Жузе, комплекс диатомей несомненно неогеновый, по-видимому, миоценовый (верхнемиоценовый?). Это совершенно исключает возможность его переотложения из подстилающих мезозойских осадков. В этой же части разреза найдены отпечатки скелетов эвригалинных непроходных рыб *Sardinella perrara* D a n. (определение П. Г. Данильченко), семена морской травы *Ruppia maritima miocenica* S z a f e g и др. (определения П. И. Дорофеева).

Таким образом, ламкинская свита Тамбовщины имеет сложное строение. Если происхождение ее нижней части, по-видимому, аллювиальное, на что указывают приуроченность к днищу крупной эрозионной долины и укрупнение материала книзу, то в составе верхней части присутствуют ингрессивные солоноватоводные морские осадки (Иосифова, 1966).

Ламкинская свита в Рязанской области изучена гораздо слабее, чем на севере Тамбовской. Диатомей отмечались в ее верхней части в глинах, обнажающихся по р. Мостье у д. Мостья (материалы Е. А. Шулешкиной), однако состав их, к сожалению, исследован не был. Литологически верхняя часть ламкинской свиты бассейнов Верды и Пары очень близка к аналогичным породам Тамбовщины. В частности, ее отличает то же обилие глауконита. Поэтому можно думать, что ламкинская свита юга Рязанской области также содержит солоноватоводные фации. Так как никаких данных о присутствии морских осадков в составе миоцена Подмосковья, аналогичного ламкинской свите, не имеется, то возможно, что замещение солоноватоводных фаций свиты континентальными происходило на широте Оки.

Горелкинские слои. По литологии, положению в разрезе и уровню эрозионного среза с горелкинскими слоями могут быть предположи-

¹ По характеру палинологического спектра сосновские слои весьма близки к гуровским глинам Волго-Хоперского междуречья, отнесение которых к пограничным слоям среднего — верхнего миоцена (конку — нижнему сармату) обосновано фауной морских пелеципод (материалы Ю. И. Иосифовой, А. Г. Эберзина, Е. Н. Авановой).

тельно сопоставлены пески, развитые на отдельных участках между речья Мостьи и Пары, а также на водоразделе Рожи, Мечи и Осетра (см. рис. 93).

На междуречье Мостьи и Пары, непосредственно на продолжении горелкинской долины, в обнажении у д. Отрада, у д. Павловка (бассейн Мостьи) и у пос. I Урицкий (бассейн Пожвы) Е. А. Шулешкиной наблюдались светлые косослоистые разнозернистые пески, в основании с галькой кварца, кремня, известняка размером до 2—3 см, кверху переходящие в слюдястые глауконитовые алевриты с прослоями серых и желтых глин; мощность толщи до 25 м. Пески с размывом перекрывают ламкинскую свиту, выполняя эрозионную долину, днище которой располагается на абс. высоте 130—145 м (см. рис. 94 и 95)¹.

Для минерального состава песков, вскрытых в обнажении у д. Отрада и скважине у пос. I Урицкий, свойственно обычное для неогена обилие устойчивых минералов (рутила, циркона, дистена, ставролита, турмалина), составляющих от 10 до 25% прозрачных компонентов тяжелой фракции, и значительное (в среднем 9%) содержание силлиманита. Характерно большое количество глауконита, в верхней части песков достигающего 41% прозрачных минералов тяжелой фракции.

Палеонтологические остатки стратиграфического значения в толще не найдено. В песчанистых глинах обнажения у д. Отрада при минералогическом анализе отмечены диатомей, состав которых, к сожалению, не определялся.

На высоком (до 210 м абс. высоты) водоразделе Вожи, Мечи и Осетра развита мощная (до 45 м) толща песков с тонкими прослоями глин (материалы Б. М. Кордуна). Пески желто-серые, мелкозернистые, слюдястые. Подошва толщи (см. рис. 93 и 98) очень выдержанна и располагается на абс. высоте 146—157 м. Лучшие разрезы вскрыты картировочными скважинами у д. Паршино (скв. 931) и д. Ильинское (скв. 946), палинологические комплексы по которым были исследованы М. Ф. Жарковой. В спектрах, наряду с пылью *Pinus*, *Picea*, *Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Ilex*, *Acer*, *Tilia*, *Myrica* присутствуют *Castanea*, *Juglans*, *Carya*, Cupressaceae, Taxodiaceae, *Podocarpus*. Травы представлены современными семействами *Artemisia*, Chenopodiaceae, Labiatae, Urticaceae. Палинологический комплекс позволяет отнести толщу к миоцену. Для минерального состава песков (см. рис. 96) характерно резкое преобладание устойчивых минералов, среди которых доминирует дистен.

Горелкинские слои датированы концом среднего — началом верхнего миоцена по богатым листовым флорам, недавно выявленным в ряде разрезов северной части Тамбовской области, в 20—25 км южнее описываемой территории. Разнообразие теплолюбивых таксоидиевых (*Taxodium dubium* Heer, *Sequoia langsdorffii* Brown) и широколиственных (*Castanea atavica* Ung., *Fagus orientalis* Lipsky, *Juglans acuminata* A. Br., *Zelcovaungeri* Kov.) при наличии южнокитайских элементов (*Firmiana tridens* Kr., *Cercidiphyllum crenatum* Brown) позволяет сопоставить горелкинскую флору с конкско-сарматскими флорами Крынки и Амвросиевки (Якубовская, Иосифова, 1968; Иосифова, Якубовская, 1969).

К верхней части горелкинских слоев северной части Тамбовской области приурочены мощные пласты солоноватоводных диатомитов, по составу близких к диатомитам ламкинской свиты. В толще описаны

¹ На прилагаемой к данному тому геологической карте дочетвертичных отложений эти породы включены в состав плиоцена, так как при геологической съемке они не были отделены от усманских слоев.

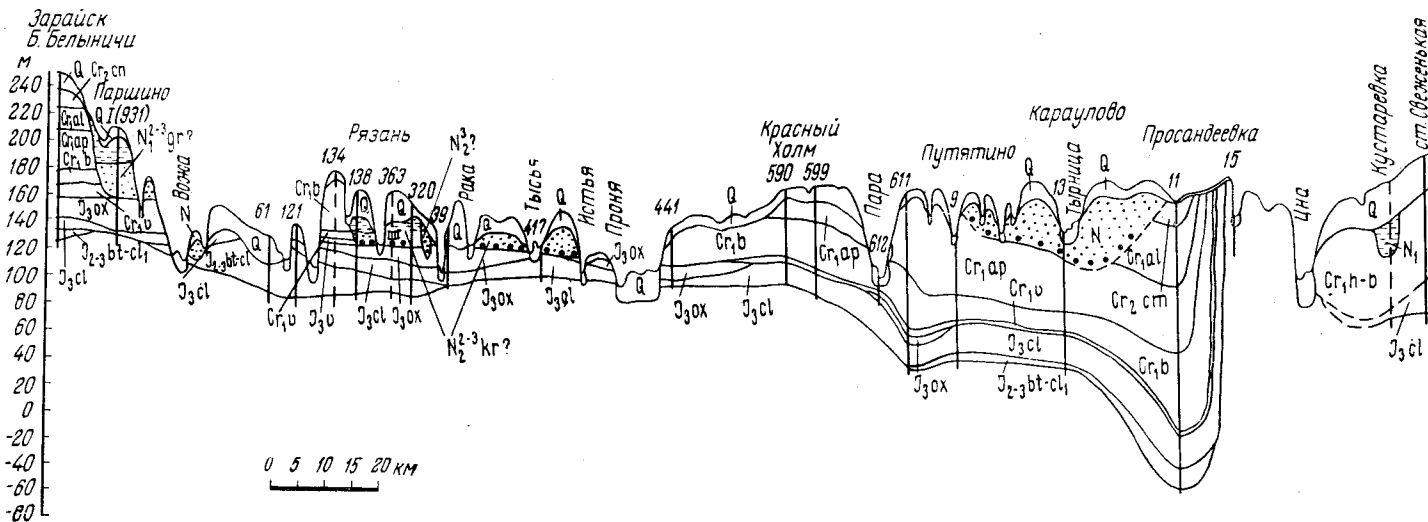


Рис. 98. Схематический геологический профиль ЖЗ по линии Зарайск — Рязань — ст. Свезьенская (см. рис. 92)

Литологические обозначения см. на рис. 94. Индексами обозначены: $J_{2-3bt-cl_1}$ — батский ярус — нижняя часть келловейского яруса; J_{3cl} — келловейский ярус; J_{3ox} — оксфордский ярус; C_{1v} — валанжинский ярус; C_{1b} — барремский ярус; C_{1ar} — аптский ярус; C_{1al} — альбский ярус; C_{1st} — сеноманский ярус; C_{1sp} — коньякский ярус; N — неоген; N_1 — миоцен; N_1^{lm} — ламкинская свита; N_2 — плиоцен; N_2^{3-kg} — плиоцен, кривоборские слои; Q — четвертичные отложения $N_2^3-Q_1$ — верхнеплиоценовые — нижнечетвертичные отложения

остатки морских кремнежгутиковых водорослей и норы морских ракообразных *Ophiomorpha*. Эти факты свидетельствуют о присутствии в составе свиты ингрессивных морских осадков (Лопатников, 1965; Иосифова, 1967). Литологическая близость горелкинских пород Рязанской области к разновозрастным отложениям Тамбовщины позволяет думать, что на описываемой территории эта толща, так же как и ламкинская свита, включает солоноватоводные отложения.

В Подмосковье — в долине р. Нары у д. Велеми, на междуречье Рожай и Северки у д. Сидориха, в долине р. Шачи у г. Кондрова — в скважинах и обнажениях вскрываются фрагменты миоценовых долин, выполненных желтыми и серыми разнородными песками с галькой кремня, кверху переходящими в темно-серые гидрослюдисто-каолиновые глины и алевролиты общей мощностью до 38 м (Ильховский, 1962; Филиппович, 1969). Абсолютные высоты днищ долин составляют 129 и 145 м.

Минеральный состав миоценовых песков отличается резким преобладанием циркона, дистена и турмалина (см. рис. 96). Глины и алевролиты толщи богаты растительными остатками. Палинологический комплекс, исследованный А. А. Гузман, М. Н. Валуевой, Г. М. Братцевой (рис. 99), характеризуется обилием экзотических термофильных растений — американо-средиземноморских (*Juglans*, *Pterocarya*, *Ostrya*, *Celtis*, *Zelcova*, *Liquidambar*, *Rhus*, *Castanea*), американо-восточноазиатских (*Tsuga*, *Carya*, *Nyssa*), восточноазиатских (*Eucommia*, *Keteleeria*, *Sciadopitys*), североамериканских (*Taxodium*, *Sequoia*), в небольшом количестве — тропических (*Podocarpus*, *Dacridium*). Среди американо-евроазиатских пород в значительном количестве присутствует *Fagus*. Как общий характер спектра, так и наличие в его составе *Eucommia*, *Taxodium*, *Sequoia*, неизвестных на Русской платформе выше низов сарматского яруса (Гричук, 1959; Дорофеев, 1955), позволяют датировать описанный комплекс миоценом, скорее всего средним. Из разреза у д. Велеми Т. А. Якубовской определена листовая флора, типичная для миоцена (*Osmunda doroschiana* G o e r p., *Betula subpubescens* G o e r p., *Liquidambar europaea* A. B r., *Alnus kefersteinii* U n g., *Sequoia langsdorffii* H e e r, *Typha latissima* A. B r., *Phragmites oenigensis* A. B r.).

Описанный флористический комплекс близок комплексу терновских слоев Окско-Донской равнины.

Недавно изолированные «острова» миоценовых отложений были выявлены в бассейне **Верхней Волги**: к югу от г. Макарьева, в бассейне Солоницы, в районе г. Нерехты и по р. Обноре (данные Т. Н. Штыхалюк, А. А. Евсеенкова, Н. И. Строка). Миоценовые породы выполнены эрозионные депрессии типа озерных котловин, ложе которых не вскрыто бурением (абс. высоты забоя скважин, установленных в этих отложениях, от 87 до 95 м). В палеонтологически охарактеризованных разрезах — скважинах у деревень Вонд Макарьево и Чепаново Нерехтинского района и в обнажениях по р. Обноре у устья р. Кузы — они представлены черными жирными глинами с вивианитом, переслаивающимися с серыми слюдястыми алевролитами и светлыми разнородными песками (вскрытой мощности до 14 м). Глины содержат пыльцу и споры, изученные В. В. Писаревой и Е. Н. Анановой (диаграмма разреза у д. Чепаново приведена А. И. Москвитиным, 1967). В спектрах преобладает пыльца древесных (50—90%), пыльца травянистых составляет от 2 до 20%, а споры — от 4 до 40%. Среди древесных обычно доминирует род *Pinus* (2—85%), представленный различными видами *Pinus* subgen. *Haploxylo* и *Pinus* subgen. *Diploxylo*. Многочисленная пыльца *Picea* (от 1—2 до 30%), *Alnus* (1—20%),

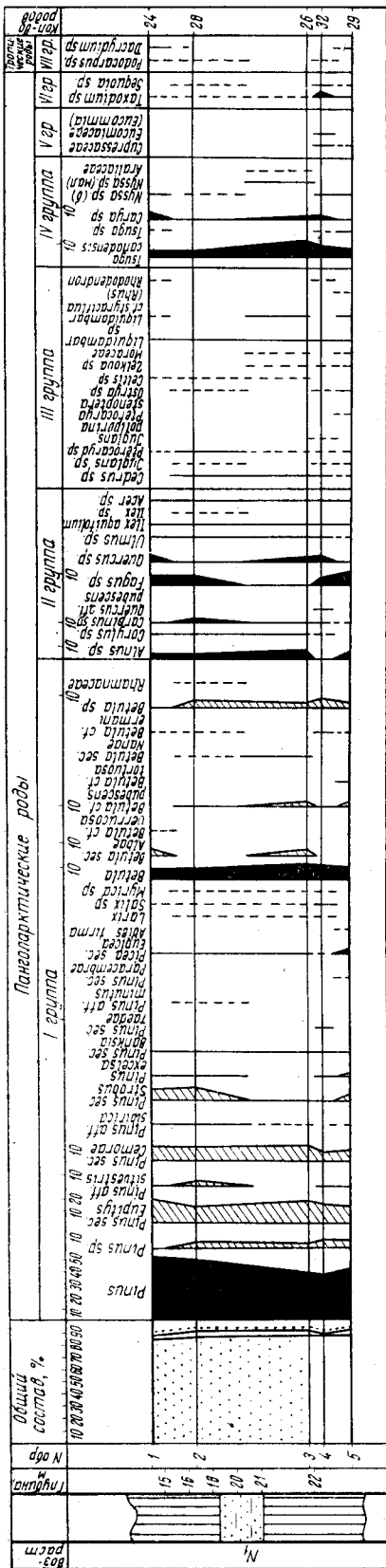


Рис. 99. Спорово-пыльцевая диаграмма миоценовых отложений в скважине у д. Велеми. Анализы Г. М. Братцовой. Условные обозначения см. на рис. 97

Betula (2—30%), *Tsuga* (2—10%). Характерно разнообразие пыльцы экзотических, теплоумеренных и субтропических растений. *Fagus*, *Juglans*, *Castanea*, *Pterocarya*, *Morus*, *Ostrya*, *Cupressaceae*, *Liquidambar*, *Nyssa*, *Clyptostrobus*, *Keteleeria*, *Sciadopytis*, *Diervilla*, часть которых на Русской платформе неизвестна выше миоцена (*Taxodium*, *Sequoia*, *Magnolia*). В небольшом количестве встречается пыльца растений, ныне распространенных в тропиках, *Podocarpus* и *Proteaceae*, а также *Cedrus* и *Ginkgo*, которую В. В. Писарева считает переотложенной. Палинологический комплекс глин позволяет отнести их к миоцену, скорее всего к нижнему — среднему.

В бассейне Унжи поле развития миоцена смыкается с полем озерных осадков олигоцена — миоцена, выявленным в Горьковской области Г. И. Бломом (1960 в). Возможно, что в бассейне Верхней Волги также присутствуют олигоценовые отложения, однако они не отделены здесь от миоценовых или плиоцен-нижнечетвертичных пород.

ПЛИОЦЕН

Плиоценовые отложения известны в северной части Окско-Донской равнины, где они выполняют две самостоятельные эрозионные ложбины, разделенные высоким водоразделом (см. рис. 92). Восточная ложбина широкая (до 100 км) и пологая, на западе она ограничена долинами Рясы и Рановы, на востоке — долиной Цны. Днище этой ложбины не опускается ниже 110—120 м. Выполняющие ее осадки на юге смыкаются с полем усманских слоев и, по-видимому, в значительной степени соответствуют последним. Западная ложбина более узкая (до 50 км) и глубокая; она повторяется современными долинами Про-

ни, Рановы и Рясы. Днище ее располагается на абс. высотах около 90—100 м. Выполняющие эту долину осадки смыкаются с полем развития кривоборской свиты и, по-видимому, в значительной степени отвечают ей.

Хорошие обнажения *усманских слоев* имеются у деревень Ламино, Можары, Максы, в бассейне Пары у деревень Курбатовки и Поляны, в долине Пожвы, у д. Старобокино в долине Верды, у д. Никольское и Большая Дорога в бассейне Лесного Воронежа. Наиболее полные разрезы усманских слоев вскрыты картировочными скважинами, пробуренными при съемках Е. А. Шулешкиной у пос. I Урицкий и деревень Марынка и Павловка.

Толща представлена немymi белыми и оранжевыми мелкозернистыми и среднезернистыми песками, обычно чистыми, сыпучими, с подчиненными прослоями каолиноподобных глин и линзами железистых песчаников. Гранулометрический состав песков книзу укрупняется. В основании свиты залегает галечник, состоящий из кварца, кремня и известняка (размеры гальки — 1—3 см). Мощность усманских слоев достигает 45 м. Слоистость толщи косая, однонаправленная и горизонтальная, что типично для пород аллювиального генезиса.

П. А. Герасимов в бассейнах Пожвы и Мостыи наблюдал в нижней части толщи крупные шлифованные валуны кремня и известняка. Их размер, необычный для аллювия равнинных рек, он объяснял транспортировкой плавающим льдом.

Минеральный состав прозрачных минералов тяжелой фракции усманских слоев (см. рис. 96) характеризуется резким преобладанием устойчивых минералов.

Возраст толщи устанавливается по ее стратиграфическому положению. Налегание на сосновские и горелкинские слои позволяет установить, что усманские слои не древнее верхнего миоцена. Тот факт, что толща перекрыта красноцветным элювием, ограничивает ее возрастной диапазон верхним плиоценом.

В настоящее время большинство исследователей датируют усманские слои нижним — средним плиоценом по предполагаемому соответствию их водораздельным пескам Ергенинского плато, с полем распространения которых они смыкаются на юге Окско-Донской равнины.

Палинологически охарактеризованные разрезы толщи, предположительно отнесенной к *кривоборской свите*, вскрыты картировочными скважинами, пробуренными в районе Скопина и Троекурова у деревень Яблонево, Свистовка и Лебяжье, а также в районе Рязани и Пронска.

Толща сложена песками и алевритами мощностью 10—15 м, сверху сменяющимися черными и зеленоватыми, комковатыми, иногда оолитовыми глинами с отпечатками листьев и обломками древесины (см. рис. 92, 93, 98 и 100). В основании ее залегает прослой из галек и валунов кремня, известняков, с микрофауной нижнего и среднего карбона и других осадочных пород (материалы Ю. Т. Кузьменко). Размер обломков 3—5, редко 10—12 см.

Минеральный состав легкой фракции песков (см. рис. 96) отличается весьма неравномерным, но иногда довольно значительным содержанием полевого шпата (до 10 и даже до 24%, в среднем 5—6%) и глауконита (7—10%), в прозрачной части тяжелой фракции преобладают устойчивые минералы.

Спорово-пыльцевые комплексы (по данным А. А. Гузман) лесного типа. Наряду с пылью древесных (32—74% спектра) весьма значительна роль спор (11—47%). Количество пыльцы недревесных растений принимается от 11 до 49%. Древесные представлены главным обра-

зом хвойными и узколиственными породами (*Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Betula*, *Salix*, *Alnus*, *Corylus*), среди которых доминирует *Pinus* (до 86%), *Betula* (47%), *Picea* (до 36%). Род *Pinus* представлен породами *Haploxyylon* и *Diploxyylon*, причем отмечена пыльца из секции *Strobus*. Из широколиственных пород встречаются *Quercus* (до 14%), *Tilia*, *Ilex*, *Ulmus* (до 10%). Во многих разрезах в количестве 2—3% присутствуют *Tsuga* и иногда *Pterocarya*. В виде единичных зерен отмечены Taxodiaceae, *Cedrus*, *Podocarpus*, *Sciadopitys*, быть может, находящиеся во вторичном залегании. Среди трав господствуют *Artemisia* (до 24%), Chenopodiaceae (до 13%), Gramineae (до 30%). Споры представлены главным образом зелеными и сфагновыми мхами и папоротниками. В одной из скважин были обнаружены диатомеи, к сожалению, не исследован-

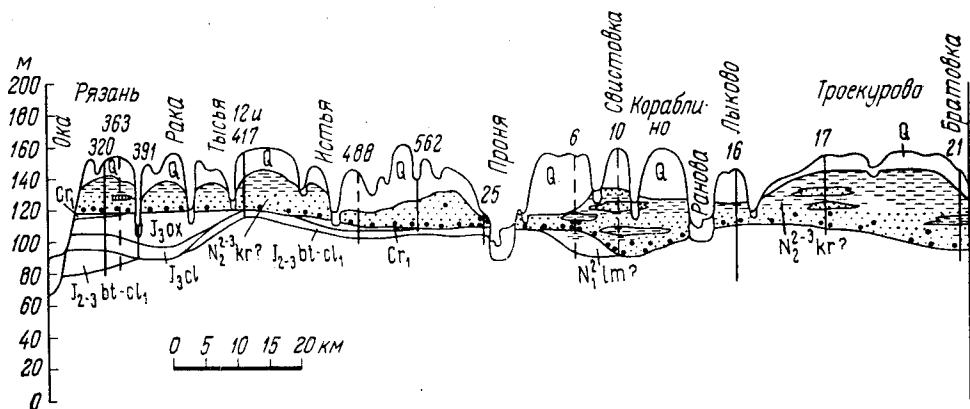


Рис. 100. Схематический геологический профиль ДЕ через Окско-Донской водораздел по линии Рязань — Троекурово (см. рис. 92). По материалам А. А. Альтовской, В. Ф. Кривицкого, Ф. И. Урусбиевой

Условные обозначения см. на рис. 94 и 98

шиеся. Палинологический комплекс позволяет отнести толщу к неогену, скорее всего к плиоцену.

К кривоборской же свите предположительно отнесены прорезающие описанную толщу немые отложения, лишенные галек кристаллических пород, отмеченные в нескольких пунктах в районе Рязани (см. рис. 98). Так Ю. И. Коломийцем описаны залегающие на темных глинах плиоцена желто-серые мелкозернистые пески, сверху переходящие в коричневые глины мощностью 15 м. У д. Затишье и на р. Раке (20 км южнее Рязани) Ю. И. Коломиец и В. Ф. Кривицкий наблюдали грубопесчаные породы, выполняющие узкие долины, полностью прорезающие темноцветную толщу; абс. отметка их днища около 110 м. Это бурые и желтые средnezернистые до гравийных пески, вверху с редкими прослоями глин. В основании они содержат глыбы известняка, крупные обломки кремня и бурого железняка. Интересна находка в основании этих отложений валунов подольских известняков значительно южнее границы распространения подольского горизонта (материалы В. Ф. Кривицкого), что подчеркивает южное направление стока.

У д. Никуличи (3 км южнее Рязани) В. Ф. Кривицкий и Ю. И. Коломиец наблюдали прорезающие темноцветную толщу овражно-балочные отложения мощностью до 20 м, сложенные комковатыми глинами и ржавыми песками с обильной галькой опок, заключающих радиоларии палеогена.

По данным Г. В. Холмового (1966), кривоборская свита в стратотипическом районе Воронежской области представляет сложное геологическое тело, образованное тремя самостоятельными, вложенными

друг в друга погребенными террасами. Описанные П. А. Никитиным семенные флоры Кривоборья, давшие название свите, приурочены к древнейшей из этих террас (которую Г. В. Холмовой предлагает именовать урывскими слоями. Палинологический спектр темных глин Скопина и Рязани близок спектру глин обнажения у д. Кривоборье, что, как и залегание темноцветной толщи в долине, являющейся непосредственным продолжением кривоборской, послужило основным доводом для предположительного и довольно условного сопоставления ее с урывскими слоями. Прорезающие темные глины плиоценовые (?) отложения, видимо, являются аналогом более молодых террас кривоборской свиты — «белогорских» и «яманьских» слоев Г. И. Холмоваго и М. Н. Грищенко, прислоненных к пескам и глинам с флорами Кривоборья. Верхнюю террасу кривоборской свиты М. И. Маудина в 1969 г. предложила называть не яманьскими, а иловайскими слоями по р. Иловай в районе Мичуринска, где расположены достоверно датированные разрезы этой толщи.

Как показали Г. И. Горецкий (1964), В. Л. Яхимович и В. К. Немкова (1966), а также П. И. Дорофеев (1966) флористический комплекс урывских слоев (местонахождения Кривоборье, Урыв, Чертовицкое) близок комплексу нижних горизонтов кинельской свиты, которые перечисленные исследователи сопоставляют со средним плиоценом. Однако мелкие млекопитающие: *Miomys stehlini* Newt., *M. praehungarica* Schew. (характерно преобладание первого), *M. pliocaenicus minor* Feif., *Cricetinus* aff. *europaeus* Kretz. и др.), изученные И. М. Громовым из разреза у д. Урыв, принадлежат хапровскому комплексу (акчагыл), что лучше согласуется с гипотезой Н. В. Кирсанова (1959) о соответствии нижней части кинельской свиты не среднему плиоцену, а акчагылу. На данном этапе изученности нижняя возрастная граница урывских слоев принята согласно со схемой стратиграфии плиоцена восточных районов Европейской части СССР (Эберзин и др., 1968), в которой древнейшие горизонты кинельской свиты сопоставлены со средним плиоценом — акчагыллом. Белогорские слои, заключающие семенные флоры Белой горы и яманьские (иловайские) слои, вмещающие флору подвалунных глин Урыва и недавно открытые крупнейшие семенные флоры р. Иловай, датируются верхним плиоценом. Возрастной диапазон кривоборской свиты в полном объеме, таким образом, охватывает конец среднего (?) — верхний плиоцен.

В единственном пункте — обнажении у д. Бурминка в бассейне р. Хупты — на описываемой территории встречены ярко-красные и красно-бурые глины с карбонатными конкрециями, перекрывающие усманские слои. По генезису они представляют, видимо, продукты элювиальной и делювиальной переработки подстилающих пород (*кору выветривания*). Исходя из условий залегания, эти отложения должны быть отнесены к плиоцену, скорее всего верхнему.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ НЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Окско-Донская равнина. В бассейнах рек Тырницы и Цны (см. рис. 92 и 98) непосредственно на продолжении ламкинской и усманской долин, по данным И. Н. Леоненко и А. И. Шибалина, развита толща немых, светлых, разнотерристых, прослоями гравелистых песков с линзами железистых песчаников и редкими прослоями темных и светлых глин мощностью до 30 м. В основании ее залегает галечник кремня, кварца и кварцита. Толща выполняет долину размыва в породах мезозоя и палеозоя. Хорошие обнажения толщи имеются у д. Тыр-

ново на правом берегу Оки и в карьере у с. Голенищево (шоссе Москва — Куйбышев).

Минеральный состав легкой фракции песков отличается обилием полевого шпата (7—32%) и глауконита (до 33%). Среди прозрачных минералов тяжелой фракции преобладают рутил, циркон, дистен, ставролит, турмалин. Обильна (до 16%) роговая обманка. Пески бассейнов Тырница и Цны, по-видимому, являются аналогами ламкинских и усманских слоев (возможно, также горелкинских слоев).

Среднерусская возвышенность. В долинах многих рек Среднерусской возвышенности на ограниченных участках выявлены лишенные кристаллических галек, немые, белые и ярко-желтые сильно слюдястые пески, то тонкие, хорошо отсортированные, то грубые, с линзами гравия и гальки, мощностью 5—10 м. Они с размывом залегают на разных горизонтах мезозоя и палеозоя. Такие пески описаны Ф. И. Урусбиевой в обнажениях и карьерах в долине Ягодной Рясы у д. Зарядчино, долине Дона у д. Данилово, в верховьях Рановы северо-западнее д. Заболотское, в долине Верды у д. Мшанки, В. Ф. Кривицким — в долине Вожи у д. Пальное. Минеральный состав песков, изображенный на рис. 96, обычен для неогеновых пород. Пески, видимо, представляют собой обрывки аллювия неогеновых террас перечисленных рек и, скорее всего, относятся к плиоцену.

В долине притоков Осетра, Кудосной и Березинки З. Д. Нефедовой выявлена глубоковрезанная погребенная долина (абс. отметки днища 87—129 м), выполненная песками с прослоями серых и черных алевроитов и глин, иногда сапропелевых, с линзами угля общей мощностью до 43 м. В скважине у д. Богатищево в алевроитах были отмечены обломки тонкостенных раковин. Ни флора, ни фауна этих пород не исследовались. По мнению З. Д. Нефедовой, это фрагмент неогеновой (плиоценовой?) долины, соединенный с долиной Оки.

Мещерская низменность. В северной части Мещерской низменности на повышенных участках постмезозойского рельефа в окрестностях Шатуры, Собинки и Судогды вскрыты «островки» неогеновых отложений, подошва которых располагается на абс. высотах 122, 130 и 150 м. Неогеновые породы представлены охристо-бурыми и серыми разнозернистыми песками, в основании с галькой осадочных пород, кверху переходящими в голубовато-серые глины. Палинологические комплексы глин исследованы М. Ф. Жарковой, выявившей в образцах из района Шатуры *Pinus*, *Picea*, *Cedrus*, *Podocarpus*, *Taxodium*, *Sequoia*, *Pseudolarix* (?), *Betula*, *Tilia*, *Corylus*, *Ulmus*, *Fagus*, *Dacrydium* (материалы С. И. Гольца), района Собинки — *Pinus*, *Picea*, *Podocarpus*, *Cedrus*, *Tilia*, *Castanea*, *Quercus*, *Pterocarya*, *Corylus*, *Betula*, *Ericaceae*, района Судогды — *Pinus*, *Picea*, *Podocarpus*, *Betula*, *Alnus*, *Tilia*, *Castanea*, *Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus* (материалы И. В. Ефимовой). Такой состав позволяет отнести вмещающие породы к неогену.

Подмосковье. На водоразделе Каширки и Лопасни у д. Михайловское вскрыты темно-серые листоватые глины с присыпками песка по плоскостям наслоения мощностью 4 м. Абсолютная высота подошвы этих пород 177 м (по данным Е. М. Шик). Пыльцевой комплекс глин, исследованный М. Н. Валуевой, лесного типа. Доминирует *Pinus* (82%), содержание *Picea* достигает 5,1%, *Abies* — 1,4%, *Tsuga* — 3%, *Betula*, *Ulmus*, *Corylus*, *Alnus*, *Tilia* — присутствуют в небольшом количестве. Имеется пыльца теплолюбивых пород: *Fagus* — 0,5%, *Juglans* — 1,5%, *Pterocarya* — 0,5%, *Carya* — 0,5%, *Liquidambar* — 0,5%, *Plex* — 0,4%, *Taxodium* — 1,5%, *Sciadopitys* 4,7—5,5%; *Podozamites* — 0,4%. Травы представлены злаками. М. Н. Валуева сопоставила этот спектр со спектрами средне-верхнеплиоценовых пород. В настоящей

работе породы разреза у д. Михайловское отнесены к неогену; не исключено, что они являются аналогом миоценовых пород д. Велеми. Минеральный состав песков изображен на рис. 96.

Костромское Поволжье. По данным Б. М. Кордуна, в долине р. Козны у д. Паново вскрыты светло-серые разнотельные пески с гравием кварца, кремня и угловато-окатанными зернами полевого шпата мощностью 8 м. Пески выполняют эрозионное понижение (абс. высота днища 104 м). Пыльцевой спектр исследован В. В. Писаревой и, по ее мнению, имеет плиоценовый облик. Преобладает пыльца древесных пород, среди которых резко доминирует *Pinus* (*Pinus* subgen. *Diploxylon* — *Pinus* subgen. *Haploxylon*). Встречается пыльца *Picea*, *Sequoia*, *Cedrus*, *Podocarpus*. Сумма зерен *Tilia*, *Corylus*, *Quercus*, *Carpinus*, *Fagus*, *Pterocarya* составляет 2—3%. Характер палинологического комплекса позволяет отнести пески долины р. Козны к неогену.

ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН — НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН (?)

Отделить верхний плиоцен от низов плейстоцена на описываемой территории очень трудно. Единственный палеонтологический (причем весьма отрывочный) материал, которым охарактеризован комплекс пограничных осадков плиоцена и плейстоцена — флористический — не позволяет выполнить эту задачу, так как на Русской равнине в верхнем плиоцене флора уже приобрела плейстоценовый облик (Гричук, 1959; Дорофеев, 1966 и др.). На описываемой территории отсутствует толща красно-бурых глин, в более южных областях представляющая четкий маркирующий горизонт, отделяющий верхний плиоцен от плейстоцена. Осадки нижней части нижнего плейстоцена вследствие внеледникового положения района в беловежское время представлены здесь аллювиальными фациями, сходными с фациями верхнего плиоцена.

Таким образом, ни палеонтологическая характеристика, ни литологический облик пород на данном этапе изученности территории не позволяют отделить осадки верхнего плиоцена от осадков низов плейстоцена. Поэтому в настоящей работе совместно описываются отложения верхнего плиоцена — нижнего плейстоцена (?), к которым отнесены доокские отложения двух типов: 1) охарактеризованные флорами четвертичного облика, лишенными экзотических пород (зеленовские слои и их аналоги); 2) врезанные в осадки среднего — верхнего плиоцена (древнейший аллювий Пра-Оки).

Подмосковье. В долинах Пахры, Нары, Мочи, Рожан, Москвы-реки, Лопасни у деревень Зелёное, Кулаково, Съяново, Становое, Терехунь и других, а по данным П. А. Герасимова также и в долине Волги у г. Рыбинска обнажаются светлые (белые, серые, желтые) чистые слюдястые пески без галек кристаллических пород («зеленовские слои»), выполняющие неглубокие эрозионные ложбины на Пахре и Москве-реке, врезанные до абс. высоты 120—130 м, а по Наре и Лопасне — до 145—160 м. Пески перекрыты окской мореной (Даншин, 1947). За исключением участка у г. Чехова, зеленовские ложбины в общем следуют вдоль современных рек и, следовательно, являются ложем погребенных террас.

Пески разнотельные, обычно мелкозернистые, с линзами гравия, с галькой и валунами кремня, известняка, кварца, часто сгруженными в основании толщи. В верхней части пески содержат линзы и прослои светлых глин, мощность толщи достигает 20 м.

В некоторых разрезах (Зеленое, Терехунь) в песках вне базального слоя залегают крупные угловатые и окатанные обломки, а иногда даже глыбы размером 1,5—2 м известняков, юрских песчаников и крем-

ней. Б. М. Даньшин (1947) объяснял их присутствие деятельностью льда («пахринская», доокская стадия оледенения). В некоторых случаях, по данным Р. А. Ильховского, их появление можно связывать с «проектированием» со склонов древних долин. П. А. Герасимов предполагает, что крупнообломочный материал зеленевских песков осажден из плавающих сезонных льдов.

В карьерах у деревень Кулаково, Съяново и Зеленое Р. А. Ильховский (1962) наблюдал в зеленевских песках однонаправленную косящую слоистость, наклоненную к северу и северо-востоку, кверху сменяющуюся горизонтальной. Это указывает на аллювиальную природу толщи; в двух последних случаях сток шел вдоль современной долины Пахры.

Минеральный состав зеленевских песков схож с составом неогеновых отложений (см. рис. 96). Для него характерно высокое содержание устойчивых компонентов.

В обнажении у д. Пролетарий на р. Рожая из глин, залегающих в верхней части зеленевских песков (?), А. А. Гузман получен следующий пылецевой спектр: *Pinus* — 31%; *Picea* — 17%; *Betula* — 2%; *Alnus* — 1%; *Corylus* — 1%; *Quercus* — 1%; *Bryales* — 7%; *Filices* — 27% (материалы Р. А. Ильховского). По мнению А. А. Гузман, спектр имеет четвертичный облик, однако он возможен и в верхнеплиоценовых отложениях.

Е. М. Шик в разрезе у д. Сидориха наблюдала налегание зеленевских песков на отложения миоцена. Зеленевские слои могут быть отнесены к отложениям плиоцена (верхнего плиоцена?) — нижнего плейстоцена. П. А. Герасимов параллелизует их с песками без кристаллических галек Ухоловского района — усманскими слоями. Г. И. Горещкий (1966) считает эти отложения соликамским (нижнебакинским) аллювием Пра-Москвы.

Бассейны Соты, Обноры и Солоницы. По данным Н. И. Строка и А. А. Евсеенкова, плиоценовые — нижнечетвертичные отложения этого района выполняют эрозионные ложбины, днища которых располагаются на абс. высотах 60—100 м. Они представлены светлыми разнородными и гравелистыми песками, в основании с галькой осадочных пород, кверху сменяющимися более тонкими песками с прослоями жирных зеленовато-серых глин (общей мощностью до 45 м). Обнажения имеются по р. Обноре и в районе г. Нерехты близ с. Каменки; наиболее полный разрез вскрыт картировочной скважиной в районе Любима.

Минеральный состав песков (см. рис. 96) характеризуется значительным содержанием эпидота (обычно 20—25%), цоизита и полевых шпатов (10—17%).

Палинологический комплекс из зеленовато-серых глин, обнажающихся по р. Обноре ниже впадения в нее ручья Кузы, исследован Е. Н. Анановой. Почти вся пыльца принадлежит древесным породам. Доминирует *Pinus silvestris*, постоянное, хотя и небольшое участие принимают *Picea* cf. *excelsa*, *Betula* sec. *albae*, *Alnus*, *Quercus*, *Corylus*, *Tilia*. По мнению указанного исследователя, палинологический спектр имеет четвертичный облик, однако он возможен и в осадках верхнего плиоцена. Описанные отложения, по-видимому, близки зеленевским слоям Подмосковья.

Мещерская низменность, низовье Оки, долина верхней Волги на участке Пучеж — Горький. На территории Мещерской низменности в районе нижнего течения Москвы у Воскресенка и Щурова, на междуречье Пры и Оки, у деревень Комсомольское и Ижевское, в бассейне р. Гусь у д. Константиново М. Х. Махлиной, Е. Е. Соколовой и Е. А. Балашковой выявлены древние аллювиальные осадки, не содержащие гальки

кристаллических пород, приуроченные к наиболее переуглубленным участкам долин Москвы и Оки. В районе нижнего течения Москвы эти осадки выполняют две погребенные эрозионные долины меридионального направления, врезанные до абс. высот 90—105 м (Махлина, Семенова, 1966). Восточная долина проходит по водоразделу Москвы-реки и Цны, пересекает Оку западнее Щурова и уходит в северо-восточную часть Щуровской низины, западная — совпадает с современной долиной Москвы (см. рис. 92, 101). Восточная долина выполнена песчано-глинистыми породами, отвечающими двум самостоятельным эрозионно-аккумулятивному циклам. Породы нижнего цикла (мощностью до 40 м) представлены серыми разноместными песками, с галькой местных пород, кверху переходящими в серые и зеленоватые каолинит-гидрослюдистые глины с обильным растительным детритом. Отложения верхнего цикла, врезанные до абс. высоты 115 м, литологически напоминают нижние, в основании их залегают галька и валуны осадочных пород размером до 15 см.

Лучшие обнажения описываемых отложений находятся в карьере у пос. Фосфоритный, наиболее изученные разрезы вскрыты картировочными скважинами юго-восточнее этого пункта.

Минеральный состав прозрачных минералов тяжелой фракции песков нижней свиты (см. рис. 96) отличается преобладанием дистена и ставролита, в верхней свите преобладают циркон и дистен.

Палинологические комплексы обоих циклов (рис. 102) изучены Э. М. Зеликсон и, по ее мнению, близки друг другу. Комплексы лесного типа (пыльца древесных 70—90%, пыльца травянистых 10—20%, спор — до 10%). Среди древесных резко преобладает *Pinus* (80—90% спектра), причем пыльцы *Pinus subgen. Diploxylon* больше, чем *Pinus subgen. Haploxylon*. В количестве 1—2% присутствуют экзотические формы *Pinus* из секций *Strobus*, *Taeda*, *Banksia*. Помимо *Pinus* среди панголарктических и американо-евроазиатских растений присутствуют *Picea* (2—3%, иногда до 32%), *Abies*, *Betula* (от долей до 12%), *Alnus*, *Salix*, *Myrica*, *Corylus* (до 10%), *Tilia*, *Quercus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Acer*, *Ilex*. Экзотические термофильные растения представлены американо-средиземноморско-азиатскими, американо-восточноазиатскими, североамериканскими и тропическими породами, количество пыльцы которых в сумме составляет до 10% в спектре. Это *Liquidambar*, *Pterocarya*, *Cedrus*, *Rhus*, *Carya*, *Nyssa*, *Tsuga*, *Taxodium*, *Sequoia*, *Podocarpus*. В составе травянистых всегда преобладают *Ericaceae* (30—61%). Среди спор присутствуют: *Polypodiaceae*, *Lycopodium*, *Sphagnales*. По мнению Э. М. Зеликсон, спектр по составу напоминает спектры верхней части челнинского горизонта кинельской свиты (нижний акчагыл).

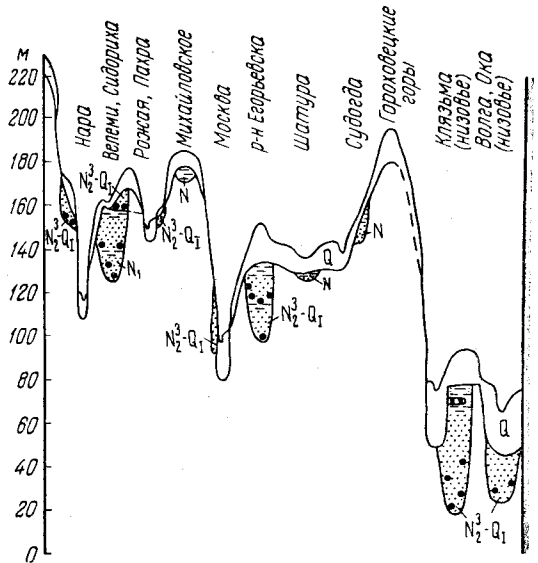


Рис. 101. Схема, изображающая условия залегания неогеновых отложений левобережья Оки
Условные обозначения см. на рис. 93 и 98

В разрезах у деревень Комсомольское, Ижевское и Константиново древний аллювий Пра-Оки сложен песками с рассеянной или сгруженной в основании галькой кремня и известняка, с прослоями темных суглинков, со слабо разложившимися остатками растений (мощность до 12 м). Он перекрыт делювием окской морены, в свою очередь подстилающим отложения лихвинского межледникового. Постель описанных пород располагается на абс. высоте около 60 м¹. Из суглинков скважины у д. Константиново М. Ф. Жаркова по трем образцам выделила пыльцу *Pinus*, *Abies*, *Betula*, *Corylus*, *Quercus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Ephedra*,

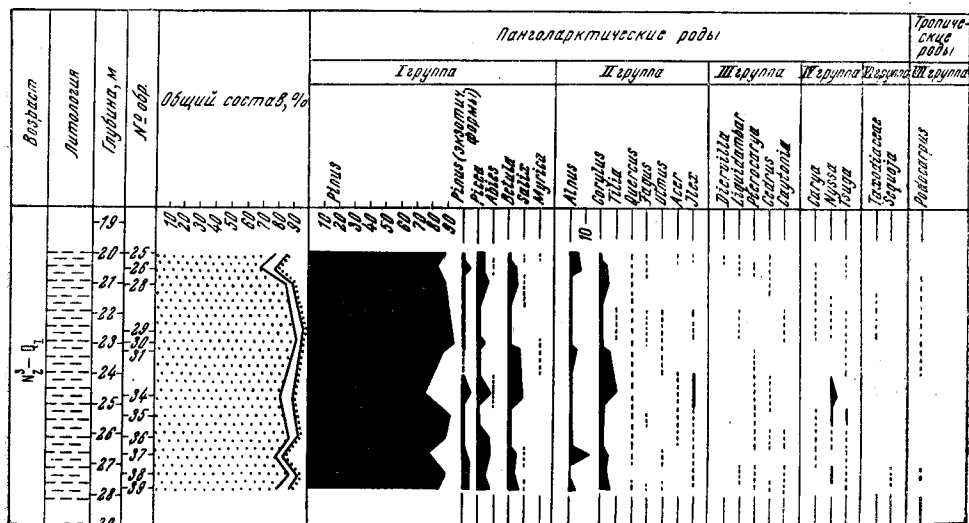


Рис. 102. Спорово-пыльцевая диаграмма неогеновых отложений нижней части бассейна р. Москвы. Анализы Э. М. Зеликсон

Условные обозначения см. на рис. 97

Juglans, *Podocarpus*, *Taxodium*, *Tsuga*, *Castanea*, *Pterocarya*, *Fagus*. Палинологический комплекс схож с комплексом «воскресенского неогена». М. Ф. Жаркова датировала его неогеном.

По данным А. М. Белозеровой, схожие отложения развиты в долине нижнего течения Оки от устья Клязьмы до слияния с Волгой и в долине Волги на участке от Пучежа до Горького. Они выполняют глубокие погребенные долины (абс. высоты днища 17—30 м), по своим очертаниям близкие современным Оке, Клязьме и Волге. Представлены эти отложения разнозернистыми песками с линзами галечника, в верхней части с прослоями зеленоватых и темно-бурых глин, суглинков и торфов (мощностью до 38 м). Галька изверженных пород отсутствует. Толща перекрыта нижнечетвертичными осадками. При палинологических исследованиях Л. М. Панова и Г. М. Малиновская выделили из глин и торфов пыльцевые комплексы лесного типа (изучено 15 образцов по 8 скважинам). В большинстве случаев в спектре преобладает род *Pinus* (25—88%), представленный *P. subgen. Haploxyton* (3—50%), *P. subgen. Diploxyton* (15—55%), *P. silvestris* (0—61%), *P. sp.* Присутствуют *Abies*, *Picea* (7—54%), *Betula* (2—59%), *Alnus* (до 9%), *Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Salix*, *Corylus*, *Viburnum*. В одном образце найдено одно зерно *Fagus*. По мнению аналитиков, описанный спектр

¹ Возможно, что эти отложения представляют не одну, а две аллювиальные свиты, одна из которых врезана до 60 м, а другая — до 100 м.

близок спектрам кинельской свиты Поволжья. П. А. Никитин, исследовавший эти же породы в районе Городца, относил их к плейстоцену по находкам семян *Azolla interglacialica* Nik., *Selaginella selaginoides* Nik., *Ranunculus* cf. *Hyperboreus* Rottb., типичных для минделя — ррисса¹.

Интереснейший вопрос о возрасте древнейшего аллювия Оки и Москвы-реки в настоящее время еще не ясен, так как флористическая характеристика этих пород недостаточно полна и противоречива; в данной работе при определении их возраста за основу приняты условия залегания. Так, в районе Рязани (см. рис. 92) наблюдается прислонение доледникового аллювия Оки, ложе которого располагается на абс. высоте 60—100 м, к неогеновым осадкам Среднерусской возвышенности и Окско-Донской равнины, по-видимому, отвечающим горелкинским слоям среднего — верхнего миоцена и кривоборским слоям среднего — верхнего плиоцена (абс. высота ложа соответственно 150 и 120 м). Исходя из этих данных, возраст древнейших аллювиальных отложений Оки должен быть определен как верхний плиоцен — нижний плейстоцен. Эта точка зрения близка к выводам Г. И. Горецкого (1966), который включает разрезы Городца и Комсомольского в состав соликамской и венедской свит нижнего плейстоцена. Присутствие в описанных осадках пыльцы экзотических термофильных пород, скорее всего, объясняется переотложением из размывавшегося миоцена.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

В палеогеновый и неогеновый периоды на описываемой территории господствовали континентальные условия. Морские трансгрессии являлись кратковременными и незначительными по площади.

Палеогеновое (харьковское) море захватывало лишь небольшой участок на юго-западе района, где отложило однообразную толщу бескарбонатных глин. В конце палеогена в результате общего воздымания платформы море ушло и отсюда, оставив за собой измененную аллювиально-озерную равнину, где в течение верхнего олигоцена — нижнего миоцена отлагаются белые пески полтавских слоев.

Остальная часть территории уже начиная с палеогена представляла собой поле действия разрушающих сил, уничтоживших ранее отложенные породы, прежде всего меловые, и покрывших страну сетью впадин и речных долин. Аккумуляция осадков, представленных глинами и песком, происходила преимущественно в речных долинах. В среднем миоцене и на рубеже среднего и верхнего миоцена опускание территории Окско-Донской равнины, совпадающее с поднятием уровня Понто-Каспия, обусловило проникновение соленых вод в эрозионное понижение Пра-Дона примерно до широты Оки. Образовались обширные мелководные сильно опресненные заливы-лиманы, в которых отлагались глауконитовые пески и темные глины с пластами диатомитов (ламкинская свита, горелкинские слои).

На протяжении палеогена и неогена на описываемой территории происходило направленное изменение климата от тропического (в палеогене) к субтропическому и теплоумеренному с невыраженной термической сезонностью (в олигоцене и миоцене) и сезонному умеренно теплему (в раннем и среднем плиоцене). Климат позднего плиоцена, по-

¹ П. А. Никитин установил, что в разрезах у Городца, в отложениях с миндель-рисской семенной флорой присутствуют переотложенные семена типичных для кинельской свиты *Tsuga* sp., *Azolla pseudopinnata* Nik., *Selaginella* cf. *mnioides* A. B. g., *Polygonum convolvululus* L. Таким образом, факт присутствия в долине Волги выше Горького плиоценовых осадков представляется достаточно обоснованным.

видимому, был уже бореальным. Изменения климата повлекли за собой соответствующие изменения в типах флор.

Рассмотрим основные черты истории речных долин описываемой территории.

Судя по приведенному в предыдущем разделе материалу, конфигурация эрозионной сети бассейнов Оки, Дона и Верхней Волги в палеогеновую и неогеновую эпохи претерпела существенные изменения. В олигоцене и миоцене долины, близкой по очертаниям к современной Волге, не существовало. На отдельных участках бассейна Верхней Волги (Волжско-Ветлужское междуречье) сток осуществлялся не к югу, а к северу (Блом, 1960 в). Долина Пра-Дона, по-видимому, была заложена за промежуток времени от конца олигоцена до среднего миоцена¹. Миоценовая долина Пра-Дона пересекала бассейн современного Дона и несомненно захватывала южную часть правобережья среднего течения Оки (бассейн Пары). Можно думать, что долина эта пересекала всю территорию Окско-Донского междуречья, так как на непосредственном ее продолжении в бассейне Тырницы имеется погребенная долина, выполненная нерасчлененными отложениями неогена и открывающаяся непосредственно к Оке. Бассейн ее захватывал, возможно, и левобережную часть бассейна современной Оки, так как несколько южнее Москвы выявлены погребенные долины, выполненные среднемиоценовыми отложениями, аналогичными терновским слоям Окско-Донской равнины. Днища этих долин располагаются на 25—30 м выше, чем днище основной ламкинской (терновской) долины, поэтому естественно предположить, что подмосковные долины принадлежали ее бассейну. Таким образом, в миоцене Окско-Донской водораздел, по-видимому, не существовал, а бассейны современной Оки в среднем течении и Верхнего Дона представляли единое целое.

Вероятно, такую же конфигурацию имела эрозионная сеть бассейнов Верхнего Дона и Средней Оки в первую половину плиоцена. Свидетельством этого являются плиоценовые ложбины, пересекающие Окско-Донской водораздел (участки Рязань—Чаплыгин и, возможно, Тырново—Староюрьево). Низко врезанный доледниковый аллювий долины Оки (разрезы близ Константинова, Воскресенска, в низовьях Оки) может представлять или тектонически опущенные отложения тех же ложбин или, что более вероятно, прислоненные к ним более молодые осадки, отлагавшиеся в долине, по очертаниям уже близкой к современной Оке. В первом случае разделение бассейнов Оки и Дона произошло после накопления неогеновых толщ района Рязани, Воскресенска и др. Во втором случае оно произошло после отложения плиоценовых осадков района Рязани, но перед оформлением воскресенского и константиновского фрагментов долин.

К сожалению, плохая изученность неогена бассейна Средней Оки не позволяет достоверно датировать ни плиоценовые отложения Окско-Донского междуречья, ни доледниковый аллювий долины Оки. Исходя из современных представлений о возрасте этих осадков, можно думать, что конфигурацию, близкую к современной, долина Средней Оки приобрела не ранее, чем в верхнем плиоцене. Резкая перестройка речной сети могла быть вызвана возникновением долины Пра-Волги (средний—верхний плиоцен), урез которой в силу причин, обусловленных специфической тектоникой Каспийского бассейна (Милановский, 1965), располагался значительно ниже, чем урез рек бассейна Пра-Дона, что

¹ Так как древнейшая погребенная долина Пра-Дона, выполненная ламкинской свитой среднего миоцена, прислонена к полтавским (берекским) породам верхнего олигоцена, венчающим плато Среднерусской возвышенности.

привело к прорыву вод из бассейна Пра-Дона в бассейн Пра-Волги. Другой причиной перестройки могли быть тектонические движения в Мещерской низменности и на Окско-Цнинском валу, которые могли создать благоприятные условия для прорыва вод из бассейна Пра-Дона в бассейн Пра-Волги.

Данные о сквозном стоке из бассейна Средней Оки в Дон в течение миоцена и первой половины плиоцена хорошо согласуются с известной гипотезой Г. Ф. Мирчинка (1935), предсказавшего существование «древнего Дона» в близкой конфигурации, и с материалами Ю. А. Петроковича (1947), назвавшего этот поток Ергень-рекой, но противоположны построениям А. И. Спиридонова (1950, 1957), А. А. Асеева (1959, 1962) и М. И. Лопатникова (1957, 1960).

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Первые работы, посвященные четвертичным отложениям Европейской части России, в которых они трактуются как ледниковые образования, относятся к середине XIX века (Рулье, 1845; Щуровский, 1856; Шмидт, 1871). Однако систематическое изучение их началось в 70-е годы прошлого столетия и связано с именем С. Н. Никитина. Им была разработана первая схема стратиграфии четвертичных отложений, включавшая три горизонта: нижние валунные пески, морену и верхние валунные пески (Никитин, 1886б, 1890б, 1896 и др.).

Постепенно к началу XX века начали появляться высказывания о существовании нескольких оледенений на рассматриваемой территории. Работами Н. И. Криштафовича (1897) и других, особенно Н. Н. Боголюбова (1904 а, б, 1907), было подготовлено представление о двукратном оледенении Русской равнины. Две морены на этой территории выделяли также А. П. Павлов (1907), А. Д. Архангельский (1909), А. П. Иванов (1910, 1911), В. Г. Хименков (1923) и др.

В 20-е годы Г. Ф. Мирчинком (1928) и А. П. Павловым (1922) был сделан вывод о трехкратном оледенении Русской равнины. Указанные исследователи сопоставляли эти три оледенения с миндельским, рисским и вюрмским оледенениями Альп, но несколько расходились в определении южных границ их распространения. Г. Ф. Мирчинк считал максимальным рисское оледенение, а А. П. Павлов пределы южного распространения ледников миндельского и рисского оледенений предполагал почти одинаковыми.

Стратиграфическая схема А. П. Павлова и Г. Ф. Мирчинка получила широкое признание и надолго утвердилась в работах тех лет. Одновременно продолжали существовать и моногляциологические схемы, основным приверженцем которых был Б. М. Даншин (1933 б): обе развитые под Москвой морены он относил к моренам разных стадий одного оледенения.

Утвердившиеся представления о сложности событий в плейстоцене вызвали необходимость разработки биостратиграфической базы четвертичных отложений и поисков нового метода для такой разработки, так как ввиду редкости остатков фауны обычная методика оказалась непригодной для их расчленения.

Палеонтологической базой при расчленении четвертичных отложений послужили в основном палеоботанические материалы. Развитие палеоботанических методов и их применение в четвертичной геологии и палеогеографии связаны в основном с именами В. Н. Сукачева (1928, 1936, 1938) и В. С. Доктуровского (1922, 1923, 1930, 1932). Новый метод анализа спор и пыльцы, благодаря все увеличивающемуся числу нахо-

док торфяников, стал одним из основных методов познания палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений.

Значительно более скромны результаты классического метода изучения остатков фауны и палеолитических культур. До Великой Отечественной войны было обнаружено только несколько местонахождений остатков млекопитающих, имеющих серьезное биостратиграфическое значение: в Москве у Краснохолмского моста, на р. Яхроме близ г. Дмитрова и в Одинцове под Москвой (Меннер, 1930; Мирчинк, 1933 а; Даньшин, 1933 б), и изучена единственная палеолитическая стоянка на р. Оке близ Фатьяновки (Борисковский, 1934).

Многочисленный и разнообразный материал по четвертичным отложениям, полученный в довоенные годы при строительстве метро, канала им. Москвы и в процессе геологической съемки в ближнем Подмосковье позволил приступить к разработке более детальной стратиграфии четвертичного покрова и выяснению палеогеографии четвертичного периода. Реконструкции доледникового рельефа посвящены работы Б. М. Даньшина, Е. В. Головиной (1934), Г. Ф. Мирчинка (1940), А. Н. Сокольской (1937), Б. М. Даньшиным (1941) и А. И. Москвитиным (1936 а, б) было установлено существование двух рисских морен в Подмосковье, а А. И. Москвитиным выделена и третья, миндельская морена.

В довоенные годы большой вклад в дело изучения четвертичных отложений был внесен В. П. Гричуком. И до работ В. П. Гричука в эти годы появилось несколько прекрасных сводок по изучению флоры четвертичных отложений других исследователей: В. С. Доктуровского (1930 и др.), В. Н. Сукачева (1936 и др.), Г. А. Благовещенского (1940, 1946) и др. Однако же они касались главным образом днепровско-валдайской (по тогдашней терминологии), межледниковой эпохи. Вопросы же характера развития растительности более древней — лихвинско-днепровской — межледниковой эпохи и различия между обеими эпохами оставались открытыми. Исследования В. П. Гричука в значительной степени восполнили этот пробел. В своей работе, посвященной реконструкции растительности Русской равнины в ранне- и среднечетвертичное время (1950), он наметил целый ряд различий в формировании растительности в днепровско-валдайскую и лихвинско-днепровскую межледниковые эпохи. Для обоснования им привлечены были, правда, данные по сравнительно немногочисленным разрезам, находящимся за пределами данной территории (Шелагу, Ольцевичи, Гамарня, Копысь, Афанасово и др.). Для данной же территории им приведены пыльцевые диаграммы двух разрезов: у г. Лихвина на Оке и с. Пепелово на р. Шуге.

В 1950 г. вышла сводка А. И. Москвитина (1950), обобщившая огромный фактический материал по геологии, в основном верхнечетвертичных отложений, которая оказала значительное влияние на развитие стратиграфии четвертичных отложений Европы. В этой работе было обосновано выделение нового межледниковья, более молодого, чем микулинское, разделяющего два предполагаемых оледенения верхнечетвертичного времени — калининское и ошашковское.

В стратиграфической схеме А. И. Москвитина теперь, в связи с выделением молого-шекснинского межледниковья, появилось пять межледниковий — одно в эоплейстоцене, два в мезоплейстоцене (лихвинское и одинцовское) и два в неоплейстоцене (микулинское и могого-шекснинское). При этом выделение самого древнего межледниковья автором было намечено исходя из анализа строения лёссовых толщ Прилуцкого округа.

В 1956 г. вышла в свет монография С. А. Яковлева о четвертичных отложениях Русской равнины. Четвертичная система была разделена им в этой работе на четыре отдела, в составе которых он выделил во-

семь ледниковых и семь межледниковых ярусов, опустив нижнюю границу системы в плиоцен (табл. 15). Отличительной особенностью его схемы являлась ее крайне полигляциалистическая сущность.

Не останавливаясь на детальном разборе подразделений древнего отдела (так как в пределах центральных частей территории им выделено только одно нерасчлененное древнеледниковье, параллелизуемое с окским оледенением), нужно отметить очень слабое обоснование его выделения, основанное на далеких сопоставлениях с польскими и белорусскими единичными разрезами, толкование стратиграфического положения которых еще очень спорно (Гамарня и др.). Как видно из таблицы, подразделения, помещенные стратиграфически выше окского горизонта, довольно хорошо сопоставляются с горизонтами издавна выделяемых на Русской равнине, вплоть до микулинского межледниковья включительно (второго новомежледниковья, по С. А. Яковлеву).

Последнее, или четвертое, новоледниковье автора, еще более молодое, чем ошашковское оледенение А. И. Москвитина, отделяется от предшествующего межледниковой эпохой, во время которой произошло накопление отложений так называемой мгинской трансгрессии. Подавляющим большинством геологов она относится ко времени микулинского, а А. И. Москвитиным к молодого-шекнинскому межледниковьям.

Следует упомянуть и еще об одном обстоятельстве. Увязывая московские конечные морены с конечными моренами вартинского оледенения Северо-Германской низменности и сопоставив все более молодые ледниковые эпохи с вислинским оледенением, С. А. Яковлев коренным образом расходится с мнением А. И. Москвитина по этому поводу, оставляя калининское оледенение последнего без западноевропейского аналога.

Большое значение в истории изучения четвертичных отложений имело созванное в 1954 г. Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода, посвященное в основном проблемам создания единой стратиграфической шкалы на основе корреляции местных схем. На этом совещании А. И. Москвитиным (1957) была предложена схема четвертичных отложений Европейской части СССР, которая практически не отличалась от опубликованной им в 1950 г., в ней были выделены те же шесть оледенений и пять межледниковий. Кроме того, были рассмотрены и другие варианты расчленения четвертичной системы. В качестве рабочей совещание приняло стратиграфическую схему В. И. Громова (1957), отметив необходимость ее более детальной разработки.

В 1957 г. состоялось новое межведомственное совещание по изучению четвертичного периода, главной целью которого было обсуждение вопроса о нижней границе системы. С обоснованием необходимости понижения этой границы выступили В. И. Громов (1961), Е. В. Шанцер (1961) и др. В. И. Громов предлагал на основании анализа состава фауны млекопитающих включить весь плиоцен в четвертичную систему; Е. В. Шанцер считал возможным (1961) отнести к четвертичной системе только значительную часть верхнего плиоцена, а, по мнению И. И. Краснова (1961) и В. П. Гричука (1961 а), в нее следует включить весь верхний плиоцен. К. В. Никифорова и Л. И. Алексева (1961) предложили проводить нижнюю границу системы под куяльником.

В 1959 г. было создано совместное заседание Пленума постоянной комиссии по четвертичной системе МСК, Национального комитета геологов и Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, целиком посвященное вопросам обоснования нижней границы системы и ее подразделений, на котором было решено, что в пределах СССР, так же как это сделано за рубежом, необходимо спустить нижнюю границу четвертичной системы под слой с идентичной виллафранкской — хал-

Сопоставление стратиграфических схем четвертичных отложений

Европейская часть СССР

Унифицированная схема МСК, 1964 г.		К. К. Марков и др., 1961 г.	К. К. Марков и др., 1965 г.	
Современные отложения (голоцен)	Современный (голоценовый) горизонт	Голоцен	Голоцен	
Вернечетвертичные отложения (верхний плейстоцен)	Валдайский надгоризонт	Осташковский горизонт (ледниковый)	II верхнеплейстоценовое оледенение	Валдайское ледниковье
		Молого-шекснинский горизонт (межледниковый)	II верхнеплейстоценовое межледниковье	
		Калининский горизонт (ледниковый)	Валдайское ледниковье	
	Микулинский горизонт (межледниковый)	Микулинское межледниковье	Мгинское (микулинское) межледниковье	
Среднечетвертичные отложения (средний плейстоцен)	Среднерусский надгоризонт	Московский горизонт (ледниковый)	Московское ледниковье	Московское ледниковье (стадия)
		Одинцовский горизонт (межледниковый)	Одинцовское межледниковье	Рославльское межледниковье (интерстадия)
		Днепровский горизонт (ледниковый)	Днепровское ледниковье	Днепровское ледниковье
	Лихвинский горизонт (межледниковый)	Лихвинское межледниковье	Лихвинское межледниковье	
Нижнечетвертичные отложения (нижний плейстоцен)		Окский горизонт (ледниковый)	Окское ледниковье	Окское ледниковье
		Беловежский горизонт (межледниковый)		

Таблица 15

Европейской части СССР и некоторых районов Западной Европы

		Западная Европа		
С. Я. Яковлев, 1956 г.		Альпы и Италия (по А. Пенку, Э. Брюкнеру, Б. Эберлю, А. Бланку и др.)		
		ГДР, ФРГ, Голландия, Скандинавия, Финляндия (по П. Вольшштедту 1958, с дополнениями)		
Современный отдел	Последниковоье	Последниковое (поствюрмское) время		
	Позднеледниковье			
Новочетвертичный отдел	4 новоледниковье	Вюрмское оледенение (вюрм)	Вюрм III	
	4 новомежледниковье			
	3 новоледниковье			
	3 новомежледниковье			
	2 новоледниковье			Интерстадиал вюрм II—III
	2 новомежледниковье			Вюрм II
				Интерстадиал вюрм I—II
				Вюрм I
Среднечетвертичный отдел	1 новоледниковье	Рисское оледенение (рисс)	Рисс II	
	1 новомежледниковье		Интерстадиал Рисс I—II	
	Среднеледниковье		Рисс I	
	Среднемежледниковье		Интергляциал миндель—рисс	
Древнечетвертичный отдел	2 древнеледниковье	Миндельское оледенение (миндель)	Миндель II	
	2 древнемежледниковье		Интерстадиал миндель I—II	
	1 древнеледниковье		Миндель I	
		Голоцен	Субатлантическое время	
			Суббореальное время	
			Атлантическое время	
			Климатический оптимум	
			Бореальное время	
		Вислинское (вайхзельское) оледенение	Субарктическое время (финнгляциал)	
			Стадия сальпаусельская	
			Интерстадиал аллерёд	
			Лаигеланская стадия	
			Интерстадиал беллинг	
			Померанская стадия	
			Франфуртская стадия	
			Бранденбургская стадия	
			Интерстадиал паудорф	
			Щецинская (штеттинская) стадия	
		Интерстадиал риксдорф геттвейг		
		Начальная фаза		
		Верхний плейстоцен	Эемский интергляциал (эем)	
			Завальское оледенение	Стадия варта (заале II)
				Интерстадиал оэ
		Стадия дрента (заале I)		
		Эльстерское оледенение	Гольштейнский интергляциал	
			Эльстер II	
			Интерстадиал	
			Эльстер I	

Европейская часть СССР			
Унифицированная схема МСК, 1964 г.		К. К. Марков и др., 1961 г.	К. К. Марков и др., 1965 г.
Неогеновая система	Плиоцен	Верхний плиоцен	Нижнеплейстоценовое межледниковье (или потепление)
		Апшеронский ярус	Древнее нижнеплейсто- ценовое ледниковье (или похолодание)
	Средний плиоцен	Акчагыльский ярус	Плиоцен
		Киммерийский ярус	I Плиоцен

ровской фауной, т. е. включить в четвертичную систему верхний плиоцен.

Непосредственно четвертичным отложениям рассматриваемой территории посвящена вышедшая в 1955 г. работа Д. И. Погуляева о геологии и полезных ископаемых Смоленской области, в которой с большой полнотой и мастерством были описаны четвертичные отложения и правильно очерчены границы московского и калининского оледенений. Еще не имея данных по спорово-пыльцевым анализам разрезов межледниковых толщ у поселков Кириллы и Подруднянский, Д. И. Погуляев правильно определил их стратиграфическое положение, поместив между днепровской и московской моренами.

В 1959 г. М. М. Цапенко и Н. А. Махнач опубликовали сводку материалов по четвертичным отложениям Белоруссии. Стратиграфическая схема, предложенная этими исследователями, по числу оледенений и межледниковий мало отличалась от схемы А. И. Москвитина, а нижняя граница системы также было опущена под акчагыл. Однако в отношении многих других деталей эта схема была существенно иной.

Продолж. табл. 15.

		Западная Европа				
С. Я. Яковлев, 1936 г.		Альпы и Италия (по А. Пенку, Э. Брюкнеру, Б. Эберлю, А. Бланку и др.)		ГДР, ФРГ, Голландия, Скандинавия, Финляндия (по П. Вольдштедту 1938, с дополнениями)		
Древнечетвертичный отдел	1 древнемежледниковье	Апшеронский ярус	Верхний виллафранк		Кромерский (вестерховенский) интергляциал	
	Древнейшее ледниковье		Сицилийские слои	(морские отложения)		Гюнцское оледенение (гюнц)
	Предледниковье		Эмилийские слои			Интергляциал дунай—гюнц
Плиоцен	Акчагыльский ярус	Вилла франк	Средний виллафранк		Нижний плейстоцен	
			Калабрийские слои	Дунайское оледенение		Дунайское оледенение в собственном смысле
	Интерстадиал или интергляциал					
Киммерийский ярус	Биберское оледенение или стадия	Эбуронское похолодание				
		Нижний виллафранк	Астийский ярус (морские отложения)		Претегеленское похолодание	
				Плиоцен	Реверские слои	

Так, акчагыльскому и апшеронскому времени у авторов схемы соответствуют две холодные и одна теплая эпохи. Ледниковую же эпоху, сопоставляемую с окской, они помещают еще выше, связывая ее с милдельским оледенением Альп (т. е. так, как это делает Г. Ф. Мирчинк, И. П. Герасимов, К. К. Марков и др.). Оценить правильность этой части схемы очень трудно, так как выделение двух морен самостоятельных оледенений древнее окского практически необосновано. Один из опорных разрезов, где найдены якобы межледниковые слои, разделяющие эти морены (д. М. Быково), оказался приуроченным к отторженцу (Н. И. Кригер), а истолкование стратиграфического положения других разрезов может быть различным.

Верхняя (выше московских слоев) часть таблицы в общем сходна со схемой А. И. Москвитина: там также выделяются четыре ледниковые и три межледниковые эпохи. Однако конкретное сопоставление межледниковых разрезов и истолкование их стратиграфического положения у этих авторов во многих случаях иное. Это связано с различным толкованием границ верхнечетвертичных оледенений и иным понима-

нием ими межледниковья, как эпох, во время которых льды освободили территорию Белоруссии. В результате к одинцовским большей частью отнесены, скорее всего, межстадиальные отложения (за исключением Бостыни).

В 1961 г. появилась монография «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины» под редакцией К. К. Маркова, в которой была предложена стратиграфическая схема, по количеству оледенений и межледниковий напоминающая схему А. И. Москвитина 1959 г. Но сходство это кончается «ниже» лихвинского и «выше» микулинского межледниковий. Окское оледенение поставлено в конец нижнего плейстоцена, тогда как у А. И. Москвитина оно в начале его, а в начало плейстоцена поставлено древнее нижнеплейстоценовое ледниковье.

Выше микулинского межледниковья верхний плейстоцен подразделен на два ледниковья, разделенные так называемым вторым верхнеплейстоценовым межледниковьем, но конкретное стратиграфическое положение этого межледниковья, помещается ли оно выше морены осташковского оледенения или внутри него, неясно.

Таким образом, и эта стратиграфическая схема оказывается столь же недостаточно обоснованной в нижней и верхней своих частях, как и разобранные выше схемы А. И. Москвитина и С. А. Яковлева.

В середине 60-х годов были опубликованы две части обширной монографии Г. И. Горецкого (1964, 1966), посвященной исследованиям погребенного антропогенного аллювия. Следует отметить, что характерной особенностью схемы, предложенной этим автором, явилось проведение нижней границы четвертичной системы под бакинскими слоями, т. е. стратиграфически выше аналогов виллафранкских слоев на территории СССР.

Если за стратиграфический репер принять лихвинское межледниковье, то ниже его Г. И. Горецким выделяются два оледенения — березинское и окское, разделенные венедемским межледниковьем. Но окское оледенение помещено у него стратиграфически выше древнейшего березинского, а не наоборот, как у А. И. Москвитина, считающего окское оледенение древнейшим на Русской равнине. После днепровского оледенения, согласно схеме Горецкого, в среднечетвертичное время было еще одно сложное оледенение, отделенное от днепровского рославльским межледниковьем, что хорошо согласуется с новейшими данными. Хорошо также согласуется с новыми данными и выделение двух стадий оледенения, следующего за рославльским межледниковьем.

Как видно из приведенного обзора, несмотря на то, что степень обоснованности стратиграфических схем Европейской части СССР еще относительно невелика, все же наметилась тенденция к «усложнению» прежней схемы, предполагавшей только трехкратное оледенение Русской равнины. Большая часть исследователей пришла к выводу о пятикратном оледенении ее, это представление и было закреплено в сводной унифицированной стратиграфической схеме четвертичных отложений Европейской части СССР, утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1964 г. (см. табл. 15).

Одобрению схемы предшествовала длительная дискуссия, выявившая значительные расхождения во взглядах на число оледенений, нижнюю границу системы, а также различное понимание объема некоторых ее подразделений. Так, несмотря на то, что и названия горизонтов новой схемы (за исключением самого древнего — беловежского) и число оледенений ее совпадают с названиями подразделений А. И. Москвитина, обе эти схемы расходятся очень сильно, начиная «отсчет» четвертичного времени с разных стратиграфических уровней. По Москвитину

(табл. 16), окское оледенение началось в акчагыле, а в унифицированной схеме оно попадает в послепашеронское время (верхнебакинские слои). Лихвинское межледниковье, начинающее средний плейстоцен унифицированной схемы, помещено А. И. Москвитиним в эоплейстоцен, а между этим межледниковьем и днепровским оледенением им не без оснований (Москвитин, 1967) предполагается по крайней мере еще два оледенения и межледниковья.

Таблица 16

Сопоставление стратиграфических схем четвертичных отложений Европейской части СССР, Альп, Северо-Германской низменности, Польши и Голландии. Составил А. И. Москвитин

	Межледниковье	Оледенение		Межледниковье	Оледенение
Неоплейстоцен		Осташковское Вюрмское со стадиями	Эоплейстоцен		Березинское верхнее Гюнц II Эльстер II Эддерикое (лоустофт)
	Молого-шекснинское Рисс-вюрм Паудорф Ое			Борисовское Интергюнц Гольштейн I	
		Калининское Варта			Березинское нижнее Менапское Гюнц I Эльстер I
Мезоплейстоцен	Микулинское Ээмское			Лихвинское Кромерское Ваальское	
		Московское Ребургское			Эбуронское Верхнепашеронское
	Одинцовское Интерминдель Цвейдорф				
		Днепровское Миндель I Заале		Тегеленское	
	Ивановское Гольштейн II				Окское Претегеленское Дунайское

Примечание. Подразделения, выделенные А. И. Москвитиним, набраны жирным шрифтом.

Данные палинологических исследований в общем также подтверждают вывод о большей сложности событий в окско-днепровское время, чем предполагалось ранее.

Завершая оценку нижней части унифицированной схемы, необходимо указать, что сколько-нибудь надежного стратотипа наиболее древнего ее члена — беловежского горизонта — нет. Отсюда и условность его выделения, как самостоятельной стратиграфической единицы плейстоцена. Для выделения стратиграфических аналогов этого горизонта в Подмосковье еще нет достаточного надежных данных.

Объем подразделений средней части схемы, куда помещены днепро-московское оледенения, разделяющее их одинцовское межледниковье и начинающее верхний плейстоцен микулинское межледниковье, и их стратиграфические соотношения подавляющей частью исследователей понимаются одинаково и не вызывают особых разногласий.

Много дискуссионных вопросов возникает при оценке верхней части схемы, особенно это касается объема калининского, молодого-шекснинского и осташковского горизонтов и их таксономического значения. Только по концепции А. И. Москвитина (1950 и др.) указывались границы распространения морен двух оледенений. По другим воззрениям (Гричук, 1961 а, б), хотя и признававшим два оледенения в верхнем плейстоцене, конкретно не определялась граница распространения каждой из морен этих оледенений и, следовательно, исключалось конкретное расчленение валдайского надгоризонта. Разнобой во взглядах исключал надежную корреляцию унифицированной и местных схем. Поэтому в постановлении МСК оговорена условность этой части схемы. Исследования последних лет не дают материала для окончательного решения проблемы, но позволяют отдать некоторое предпочтение гипотезе А. И. Москвитина.

Приступая к описанию стратиграфии четвертичных отложений территории Центра, нужно подчеркнуть, что практически нижняя граница четвертичной системы в настоящей работе проведена под отложениями, связанными с древнейшим для данной территории, окским оледенением. Что же касается беловежского горизонта, отвечающего какой-то части эоплейстоцена, то он в данном очерке не охарактеризован, поскольку стратотипа его нет, и его предполагаемые стратиграфические аналоги в Подмосковье неопределенны. Поэтому все отложения, залегающие стратиграфически ниже окских, описаны в данной работе в разделе «Неогеновая система». Следует заметить, что значительная часть подокских отложений, палеонтологически немых, характеризующихся минеральным составом, более близким к минеральному составу четвертичных отложений, отнесен к подразделению широкого диапазона времени формирования — от конца плиоцена до начала плейстоцена (считая за его начало эпоху окского оледенения). Возможно, что беловежский горизонт присутствует в составе этого неоген-четвертичного комплекса.

НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН)

Нижнечетвертичные отложения описываемой территории изучены очень слабо. Реликты их сохранились в погребенных депрессиях доледникового рельефа; обычно они залегают ниже уровня рек и очень редко образуют естественные обнажения. Среди нижнечетвертичных отложений более или менее достоверно известны почти исключительно ледниковые и водноледниковые образования, которые относятся к окскому горизонту унифицированной шкалы МСК, соответствующему ледниковому времени. В настоящее время обнаружены слои, видимо, подстилающие окские ледниковые образования и, возможно, относящиеся к более глубоким горизонтам нижнего плейстоцена, однако пока еще недостаточно данных, чтобы уверенно выделить их в стратиграфической схеме.

ОКСКИЙ ГОРИЗОНТ

Критерием выделения окского горизонта в разрезах служит залегание его отложений ниже днепровских ледниковых и предшествующих им лихвинских межледниковых слоев и их аналогов, которыми принято начинать средний плейстоцен¹. Несомненно лихвинские отложения известны пока из весьма ограниченного числа пунктов (рис. 103), что неизбежно делает многие датировки окских отложений в той или иной степени условными.

Наиболее важные опорные разрезы окского горизонта расположены южнее области распространения московских ледниковых образований (см. карту четвертичных отложений), так как он перекрыт там только одной днепровской мореной.

Самым известным разрезом является обнажение, расположенное на левом берегу Оки под г. Чекалиным (быв. Лихвин). Оно не без основания считается стратотипическим для окского горизонта. Здесь Окой вскрыта погребенная под днепровской мореной и подстилающими ее флювиогляциальными отложениями древняя речная терраса, с которой связана линза озерно-старичных илов с флорой лихвинского межледниковья. Под озерной линзой на поверхности известняков турнейского яруса залегают светло-желтые диагональнослоистые русловые аллювиальные пески, в основании которых содержится щебень и галька кремней, редко кристаллических пород (Москвитин, 1931, 1967). Среди последних, по свидетельству К. А. Ушко (1959), Б. М. Куплетским определены граниты, мигматиты, габбро и кварцевые порфиры, типичные для Балтийского щита. Первичноледниковое происхождение гальки кристаллических пород, таким образом, вряд ли может вызывать сомнения, в связи с чем она и рассматривается как продукт размыва ранее существовавшей здесь окской морены.

Залегающая на близком уровне красно-бурая морена, отделенная толщей песков от вышележащей днепровской, была описана А. И. Москвитиным только в обнажениях несколько выше г. Чекалина по Оке. Позднее окская морена была выделена и в непосредственной близости от стратотипического обнажения (Горецкий, 1966).

Стратотипический разрез дополняют данные буровой скважины, заложенной в 1965 г. Тульской экспедицией над бровкой обнажения (материалы Ф. С. Бибикова). Эта скважина установила, что вскрытые в основании обнажения пески с галькой местами уходят под урез реки еще на 6,5 м, спускаясь в древнюю ложбину. Здесь под ними был пройден 5-метровый слой темно-серых плотных глин с обугленными растительными остатками и редкой кремневой галькой, подстилаемый серыми среднезернистыми песками также с галькой кремня, которые ложатся на аргиллитоподобные глины и известняки турнейского яруса. В двух образцах темных глин с глубины 42 и 44 м обнаружена пыльца и споры. Пыльца очень плохой сохранности и, возможно, в значительной части переотложенная, преобладает (51—60%) древесная. В составе последней больше всего кустарниковой березы (36,6—38,6%), меньше древовидной березы (15—17%), много сосны (30—31%), присутствуют ольха и ольховник (8—11%), в небольшом количестве липа (3—4%) и ель (1,7—2%). Содержащие эту пыльцу глины не похожи на морену и могут толковаться как аллювиальные отложения заболоченной поймы или старицы. Если пренебречь плохой сохранностью этой пыльцы, то вполне можно допустить довольно холодноый климат времени ее накопления, что позволяет отнести эти отложения к тому же окскому

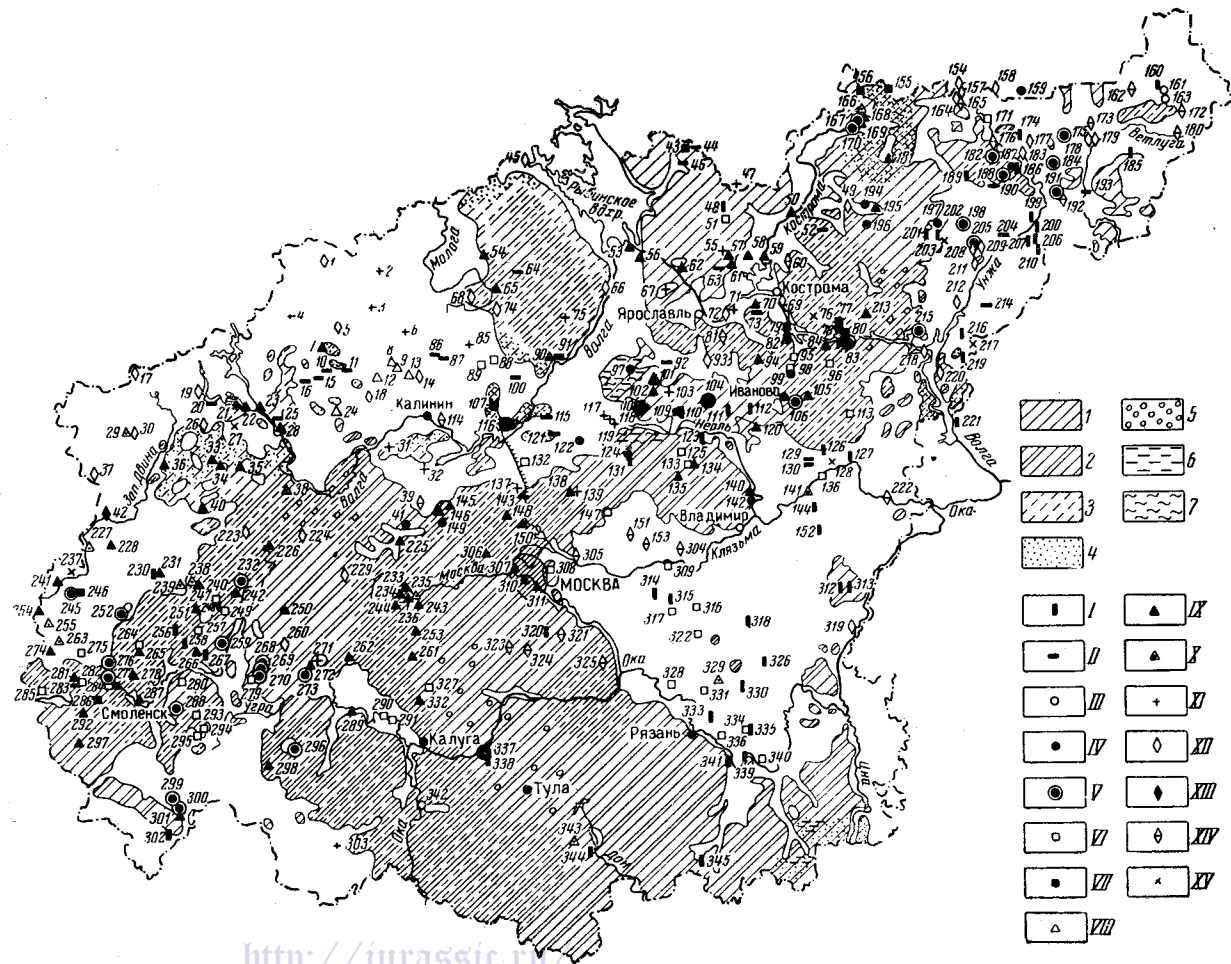
¹ А. И. Москвитин (1967) относит и лихвинское межледниковье к нижнему плейстоцену.

Рис. 103. Схематическая карта распространения перигляциальных образований и местоположение палеоботанически изученных разрезов

Перигляциальные образования: 1 — суглинки; 2 — суглинки (местами с погребенными почвами); 3 — супески; 4 — пески; 5 — гравий, галька, валуны; 6 — глины; 7 — алевроиты.

Разрезы, изученные палеоботанически: I — окско-днепровские межледниковые; II — среднечетвертичные, неопределенного стратиграфического положения; III — лихвинские межледниковые; IV — одинцовские межледниковые; V — то же, предположительно, в основном по геологическим данным; VI — днепровско-московские неопределенного ранга (межстадиальные, межледниковые); VII — московские (межстадиальные); VIII — московско-валдайские неопределенного ранга (межледниковые, межстадиальные); IX — микулинские межледниковые; X — то же, предположительно, в основном по геологическим данным; XI — средневалдайские (молого-шекснинские) межледниковые; XII — верхне-четвертичные неопределенного ранга; XIII — верхнечетвертичные (межстадиальные); XIV — верхнечетвертичные (?) с пыльцевыми диаграммами «Балазенского» типа; XV — с неопределенным типом спектра.

Места отбора проб и по чьим данным (см. цифры на карте): 1 — Раменье (ГУЦР); 2 — Ряд (ГУЦР); 3 — Тараки (ГУЦР); 4 — Гранчиная (Кац, 1956); 5 — Красный Май (ГУЦР); 6 — Сосновка (ГУЦР); 7 — Подол (ГУЦР); 8 — Бол. Плоское (ГУЦР); 9 — Барановка (ГУЦР); 10 — Ям (ГУЦР); 11 — Трубно (ГУЦР); 12 — Погорельцево (ГУЦР); 13 — Старое Русское (ГУЦР); 14 — Бродниково (ГУЦР); 15 — Березки (ГУЦР); 16 — Кочаново (ГУЦР); 17 — Борисово (Чеботарева, 1965); 18 — Хотиново (ГУЦР); 19 — Забелино (ГУЦР); 20 — Старая Жужопа; 21 — Сосноватка, Бол. Дубенка (Чеботарева и др., 1961); 22 — Сково-



рово, Скакулино (Чеботарева и др., 1961); 23 — Килешино, р. Сижина (Чеботарева и др., 1961); 24 — Журавки (ГУЦР); 25 — Погост Илья Пророк (Гричук, 1961); 26 — Митино (ГУЦР); 27 — Булатово (ГУЦР); 28 — Лошаково, р. Мал. Коша (Чеботарева и др., 1961); 29 — Красная Горка (ГУЦР); 30 — Марьино (ГУЦР); 31 — Емельяново (ГУЦР); 32 — Тургиново (ГУЦР); 33 — Центральный Лесной заповедник (Соколов, 1949); 34 — Мал. Ясновицы (ГУЦР); 35 — Пыжи (ГУЦР); 36 — Зуево (Москвитин, 1950; ГУЦР); 37 — Смыки (ГУЦР); 38 — Чертолино (Москвитин, 1950); 39 — Торфяной (ГУЦР); 40 — Козлово (ГУЦР); 41 — Чухалово (ГУЦР); 42 — Аверково (ГУЦР); 43—44 — Трубайка (Соколова, 1966); 45 — Шарика (Ауслендер, 1966); 46 — Парфеньево (Соколова, 1966); 47 — Холм (ГУЦР); 48 — Голосово (ГУЦР); 49 — Успенье (2 ГУ); 50 — Луток (2 ГУ); 51 — Макарово (ГУЦР); 52 — Григорьево (2 ГУ); 53 — Черменино (Новский, 1958 и др.); 54 — Борок (Missuna, 1909); 55 — Старово (ГУЦР); 56 — Черемуха (ИГАН); 57 — Серeda (Сукачев, 1965); 58 — Глазово (Сукачев, 1965); 59 — Исaды (ГУЦР); 60 — Офершицево (2 ГУ); 61 — Вятское (Сукачев, 1965); 62 — Отмищево (ГУЦР); 63 — Долгуши (2 ГУ); 64 — Старое Гвоздино (ГУЦР); 65 — Бежецк (Москвитин, 1950; ГУЦР); 66 — Шестихно (ГУЦР, ВСЕГЕИ); 67 — Варегово (ГУЦР); 68 — Шишово (Москвитин, 1950); 68 — Козловы Горы (Москвитин, 1950); 70 — Песочная (2 ГУ); 71 — Малые Соля (2 ГУ); 72 — Поляны (2 ГУ); 73 — Левашово (2 ГУ); 74 — Сукрома (ГУЦР); 75 — Чернятино (ГУЦР); 76 — Ивановское (2 ГУ); 77—78 — Захарьино (2 ГУ); 79 — Лунево (2 ГУ); 80 — Рыболовка (2 ГУ); 81 — Орленцы (2 ГУ); 82 — Толстоквасово (2 ГУ); 83 — Заболотье (2 ГУ); 84 — Плес (2 ГУ); 85 — Топориха (Чеботарева, 1965); 86 — Борутино (ГУЦР); 87 — Алхимково (ГУЦР); 88 — Красное (ГУЦР); 89 — Волосково (ГУЦР); 90, 91 — Васенево (ГУЦР); 92 — Дарцево (ГУЦР); 93 — Юцкое (ГУЦР); 94 — Сорхота (2 ГУ; Москвитин, 1967); 95 — Новинское (ГУЦР); 96 — Удиха (ГУЦР); 97 — Мычково (ГУЦР); 98 — Фурманов (ГУЦР); 99 — Бибирево (ГУЦР; Москвитин, 1967); 100 — Дуброво (ГУЦР); 101 — Черемшник (ГУЦР; Тюрменов, 1952); 102 — Теханово (ГУЦР); 103 — Климатино (ГУЦР); 104 — Ратчино (ГУЦР); 105 — Федосово и Глухово Болото (ГУЦР); 106 — Елдятино (ГУЦР); 107 — Стояницы (ГУЦР); 108 — Первятино (ГУЦР); 109, 110 — Гари (ГУЦР); 111 — Савино (ГУЦР); 112 — Ораново (ГУЦР); 113 — Крутцы (ГУЦР); 114 — Орша (ГУЦР); 115 — Хотилово (ГУЦР); 116 — Строево (ГУЦР); 117 — Захарьино (Хотинский, 1961); 118 — Мшаровское (Хотинский, 1961); 119 — Полосухино; 120 — Бураково (ГУЦР); 121 — Бучево (ГУЦР); 122 — Вергино (ГУЦР); 123 — Шордыга (ГУЦР); 124 — Скоблево (ГУЦР); 125 — Федоровка (ГУЦР); 126 — Боянково (ГУЦР); 127 — Юдиха (ГУЦР); 128 — Набережная (ГУЦР); 129 — Егорье (ГУЦР); 130 — Каличье (ГУЦР); 131 — Лаврово (ГУЦР); 132 — Запрудня (ГУЦР); 133, 134 — Юрьев-Польский (ГУЦР); 135 — Дунаевка (ГУЦР); 136 — Андреевка (ГУЦР); 137 — Татищевское озеро (Москвитин, 1950); 138, 139 — Рогачево (ГУЦР); 140 — Каменный овраг (Вадер); 141 — Погост (ГУЦР); 142 — Уловка (Цейтлин, 1965); 143 — Дмитров (ГУЦР); 144 — Сенино (ГУЦР); 145 — Тарасово (ГУЦР); 146 — Новлянское (ГУЦР); 147 — Жари (ГУЦР); 148 — Каменка (ГУЦР); 149 — Еднево (ГУЦР); 150 — Ильинское (Доктуровский, 1932); 151 — Финеево (ГУЦР); 152 — Красный Маяк (ГУЦР); 153 — Головино (ГУЦР); 154 — Устье р. Береговки (2 ГУ); 155 — Трофиново (2 ГУ); 156 — Токорево (2 ГУ); 157 — Устья р. Понги (2 ГУ); 158 — Пеженги (2 ГУ); 159 — Анюг (Лобачев и др., 1967); 160 — Синиченки (2 ГУ); 161 — Языково (2 ГУ); 162 — р. Вочь (2 ГУ); 163 — Вавилата (2 ГУ); 164 — устье р. Понги (2 ГУ); 165 — Устье р. Понги (2 ГУ); 166 — Долгое поле (2 ГУ); 167, 168 — Тимощино (2 ГУ); 169 — Гнездиново (2 ГУ); 170 — Челасово (2 ГУ); 171 — Окоотово (2 ГУ); 172 — Грабовский Мост (2 ГУ); 173 — Боровский лесопункт (2 ГУ); 174 — Советский (2 ГУ); 175 — Березовское (2 ГУ); 176 — Вонох (2 ГУ); 177 — Скв. 504 (2 ГУ); 178 — Кривячка (2 ГУ); 179 — Гомзиха (2 ГУ); 180 — Шумково (2 ГУ); 181 — Чухлома (Марков, 1940); 182 — Монза (2 ГУ); 183 — Ильинское (2 ГУ); 184 — Костромиха (2 ГУ); 185 — Верховский (2 ГУ); 186,

187 — Лосицино (2 ГУ); 188 — Продукцион; 189 — Молосниково (2 ГУ); 190 — Горюшино (2 ГУ); 191 — Медведица (2 ГУ); 192 — Сластистое (2 ГУ); 193 — Павлово (2 ГУ); 194 — Горки (Москвитин, 1954); 195 — Лобачи (Москвитин, 1954); 196 — Челма (Москвитин, 1954); 197 — Пепелово (Доктуровский, 1931); 198 — Курилова (2 ГУ); 199 — Кривоногово (2 ГУ); 200 — Усольское озеро (2 ГУ); 201 — Зачин (2 ГУ); 202 — Ростиш (2 ГУ); 203 — Власово (2 ГУ); 204 — Савино (2 ГУ); 205 — Погорелово (2 ГУ); 206 — Ключиха (2 ГУ); 207 — Клепачи (2 ГУ); 208 — Бугино (2 ГУ); 209 — Сивково (2 ГУ); 210 — (2 ГУ); 211 — Селищи (2 ГУ); 212 — Трещаткино (2 ГУ); 213 — Выборы (2 ГУ); 214 — Вонд (2 ГУ); 215 — Кондома; 216 — Сафронова Пожня (2 ГУ); 217 — Ильинка (2 ГУ); 218 — Карево (2 ГУ); 219 — Лесной (СВГУ); 220 — Мал. Сокольское (СВГУ); 221 — Фалино — Пестово (СВГУ); 222 — Вязники (ГУЦР); 223 — Безгладово (Москвитин, 1950); 224 — Заозерки (ГУЦР); 225 — Жданово, Неданов (ГУЦР); 226 — Клецово (Глинка, 1902 и др.); 227 — Пискуново (ГУЦР); 228 — Ковали (ГУЦР); 229 — Пречистое (Глинка, 1902); 230, 231 — Вертка (Шик, 1961); 232 — Палкино (ГУЦР); 233 — Аксаново (ГУЦР); 234 — Новое Село (ГУЦР); 235 — Ильинское (ГУЦР); 236 — Маслово (ГУЦР); 237 — Ястреб (ГУЦР); 238 — Батурино (ГУЦР); 239 — Селнце (ГУЦР); 240 — Залорожье (Москвитин, 1930); 241 — Заполье (ГУЦР); Салов, 1960); 242 — Холм-Жирковский (ГУЦР); 243 — Можайск (ГУЦР); 244 — Митьково (ГУЦР); 245, 246 — Цыбны (ГУЦР); 247 — Новики (ГУЦР); 248 — Дроновка (ГУЦР); 249 — Яковская (ГУЦР); 250 — Высокое (ГУЦР); 251 — Подьежалово (Москвитин, 1940); 252 — Голибзы (ГУЦР; Салов, 1951); 253 — Ступино (ГУЦР); 254 — Боярщина (Чеботарева, 1954); 255 — Дуброво (ГУЦР); 256 — Зайцево (ГУЦР); 257 — Кузьбакино (ГУЦР); 258 — Манчино (ГУЦР); 259 — Дурово (ГУЦР); 260 — Лукьяново (ГУЦР); 261 — Мальцево (ГУЦР); 262 — Павловское (ГУЦР); 263 — Храпки (ГУЦР); 264 — Зуево (ГУЦР); 265 — Топорово; 266, 267 — Гридино (Бреслав, Шик, 1960); 268 — Беломир (Шик, 1959); 269 — Семлево (Шик, 1961); 270 — Максименки (Шик, 1959); 271 — Васильевщина (ГУЦР); 272 — Дрожжино (Доктуровский, 1931); 273 — Хмельники (ГУЦР); 274 — Микулино (Доктуровский, 1930 и др.); 275 — Лойна (ГУЦР); 276 — Тепляно (ГУЦР); 277 — Прудны (ГУЦР); 278 — Пузынино (ГУЦР); 279 — Ламанчино (ГУЦР); 280 — Новоселки (ГУЦР); 281 — Смоляки (ГУЦР); 282, 283 — Акипширово; 284 — Красный Бор (Шик, 1960); 285 — Красное (ГУЦР); 286 — Доморатчина (ГУЦР); 287 — Новые Немыкары (Доктуровский, 1935 и др.); 288 — Глинка (ГУЦР); 289 — Южнов (ГУЦР); 290 — Бутырки (ГУЦР); 291 — Матово (ГУЦР); 292 — Крюково (ГУЦР); 293 — Ельня (ГУЦР); 294 — Горолок, Сухой Почнок (Шик, 1959); 295 — Федоровка (ГУЦР); 296 — Глазово (Гричук и др., 1961); 297 — Лобково (ГУЦР); 298 — Асташево (ГУЦР); 299 — Кириллы (Шик, 1957); 300 — Подруднянский (Шик, 1957); 301 — Дубравы (Шик, 1958); 302 — Волконщина (ГУЦР; Гричук, 1961); 303 — Сусяя (Коненков, 1930); 304 — Бармино, Липня (2 ГУ); 305 — Савинки (ГУЦР); 306 — Истра (Данилова, 1951); 307 — Троицкое (ГУЦР); 308 — Максино (Москвитин, 1954); 309 — Чаща (2 ГУ, ВГГТ); 310 — Потылиха (Доктуровский, 1930); 311 — Коренево (Кац, 1959); 312 — Чебышево (ГУЦР); 313 — Мал. Юрьевка (ГУЦР); 314 — Петрушино (Асеев, 1962); 315 — Софряново (Асеев, 1962); 316 — Туглеский бор (2 ГУ); 317 — Шатура (2 ГУ); 318 — Курловский (Асеев, 1962); 319 — Ляхи (ГУЦР); 320 — Красное (ГУЦР); 322 — Тельма (2 ГУ, ВГГТ); 323 — Хлевнино (ГУЦР); 324 — Оксино (ГУЦР); 325 — Ляхово (ГУЦР); 326 — Константиново (2 ГУ); 327 — Гончаровка (ГУЦР); 328 — Белоомут (Асеев, 1959); 329 — Пилево (Асеев, 1959); 330 — Голованово (Асеев, 1959); 331 — Криуши (Асеев, 1959); 332 — Харомоново (ГУЦР); 333 — Лопухи (Асеев, 1959); 334—335 — Веретье, лесхоз «Комсомольский» (Асеев, 1959); 336 — Мурмино (Асеев, 1959); 337, 338 — Авангард (ГУЦР); 339 — Фатьяновка (Москвитин, 1954); 340 — Знаменка (2 ГУ, ВАГГТ); 341 — Ясаково (Москвитин, 1954); 342 — Чекалин (Боголюбов, 1907 и др.); 343 — Бегичево (ГУЦР); 344 — Колобово (ГУЦР); 345 — Лысково (ГУЦР)

горизонту, быть может, к слоям, стратиграфически непосредственно предшествующим окской морене.

Второй опорный разрез вскрыт буровой скважиной у совхоза «Авангард» близ с. Сукромна на водоразделе Оки и Крушмы, приблизительно в 6 км южнее г. Алексина. По данным А. И. Тепериной, эта скважина прошла отложения, выполняющие погребенную доледниковую ложбину, толща которых построена во многом сходно с описанной в лихвинском обнажении. Здесь две морены разделены 37-метровой толщиной межледниковых мергелей, глин и гумусированных суглинков, содержащих пыльцу широколиственных деревьев (до 90% спектра). Так как верхняя морена этих мест несомненно днепровская, то нижнюю с уверенностью можно считать окской. Она сложена серыми плотными грубопесчаными глинами мощностью около 3 м, содержащими валуны и мелкие обломки кремня, кварца, карбонатных и кристаллических пород, петрографический состав которых, к сожалению, не изучался. В подобных же условиях окская морена или оставшиеся от ее размыта валуны встречены буровыми скважинами в той же погребенной ложбине у селений Вишневка и Б. Бизюкино.

Третий разрез, часто принимаемый за опорный, располагается в обнажении правого берега Оки у с. Фатьяновка, немного ниже устья р. Прони. Здесь, по данным А. И. Москвитина (1954), перекрытые днепровской мореной темные илы и мелкозернистые пески с растительными остатками подстилаются уходящими под урез реки белыми кварцевыми песками с гальками кремня и кристаллических пород. Сходные пески с галькой описаны Н. И. Николаевым (1935) и из соседнего обнажения под развалинами Старой Рязани. По аналогии с лихвинским разрезом содержащуюся в песках гальку и здесь рассматривают как продукты перемыва окской морены. Такой вывод достаточно правомерен, хотя надо сказать, что тундровый тип пыльцевых спектров из вышележащих илов и отсутствие каких-либо данных о климатической обстановке накопления белых песков лишает датировку галечника полной убедительности.

Кроме описанных опорных разрезов, южнее области распространения московского оледенения известны еще несколько пунктов, где обнаружена окская морена или продукты ее перемыва. В этих пунктах они отделены от днепровской морены большей частью немymi толщами песков, иногда лёссовидными суглинками. Часто межморенные пески содержат валуны и, несомненно, являются флювиогляциальными, так что отнесение нижней морены к окскому горизонту становится в известной мере условным. Однако повсюду эта нижняя морена резко отличается от днепровской как указанными выше условиями залегания в погребенных ложбинах, так и своим обликом и составом. Это, как правило, тяжелые суглинки серого, зеленоватого, иногда почти черного цвета, сильно обогащенные материалом местных, в частности мезозойских пород (темных юрских глин, глауконитовых песков и т. д.) и содержащие преимущественно валуны осадочных пород Русской платформы, главным образом известняков и кремней. Валунов северных кристаллических пород в них очень мало. Резкий контраст этих образований с обычно красно-бурой и относительно более богатой валунами кристаллических пород днепровской мореной является дополнительным аргументом в пользу более древнего, окского, их возраста.

Такие разрезы с двумя моренами известны вплоть до окраин Среднерусской возвышенности. Они описаны в 10 км южнее г. Сухиничи (данные М. И. Маудиной), на р. Серене у с. Бурнашево в Козельском районе Калужской области (Добров, Константинович, 1936), в 10 км южнее Калуги (Утехин, 1948) и в 12 км юго-восточнее у сел Вышневка

и Бирюково, у с. Голдино в 12—13 км южнее г. Михайлова (данные М. И. Маудиной). Окская морена указывается также З. Д. Нефедовой у с. Заболотье в 18 км юго-восточнее Серебряных Прудов. Здесь она перекрыта, однако, лишь 10-метровой толщей песков, на которых залегают безвалунные покровные суглинки, а опорный горизонт днепровской морены отсутствует, что делает датировку весьма условной.

Присутствие окских ледниковых образований в Мещерской низине пока не является фактически доказанным. Их выделение здесь затруднено фрагментарным развитием днепровской морены и отсутствием среди подстилающих ее отложений слоев с достоверно межледниковыми спорово-пыльцевыми спектрами. Достаточно обоснованно установлено существование окской морены только у западной окраины низины у с. Шемилово в 30 км восточнее Москвы. Здесь она была выделена А. И. Москвитиным (1967) по данным нескольких буровых скважин, вскрывших разрез флювиогляциальной террасы р. Москвы. Эта терраса сложена валунными песками от 18 до 33 м мощностью, прислоненными к днепровской морене. Под ними залегают типичные для окской морены черные глины с мелкими валунами. Если учесть упомянутые выше обнажения окских отложений у с. Фатьяновка и Старой Рязани на восточной окраине Мещерской низины, то становится очевидным, что окский ледник должен был перекрывать ее целиком. Мало того, описанные Д. Н. Утехиным (1948) следы окской морены близ г. Шацка на р. Цне дают право предполагать, что этот ледник продвигался и значительно южнее, возможно, переваливая даже через Окско-Донской водораздел.

Северо-восточнее Мещерской низины, вплоть до склонов доледниковой Галичско-Чухломской возвышенности, под единственной для этих мест мореной максимального днепровского оледенения, нигде не известно ни более древнего горизонта морены, ни гальки, которая могла остаться от ее размыва. Не отмечено их и почти нигде в глубокой депрессии кровли коренных пород, соединяющей древнюю долину р. Волги у г. Горького с доледниковым Верхневолжским плато. Единственным исключением является погребенная эрозионная ложбина, обнаруженная бурением под аллювием второй надпойменной террасы р. Клязьмы у с. Чистуха Владимирской области. В ней на абс. отметках около 60 м залегают темно-серые, местами черные суглинки с гнездами серого песка, галькой и мелкими валунчиками «темноцветных и зеленокаменных пород», условно принятые С. В. Алехиным и другими геологами, изучавшими эту местность, за окскую морену.

Полное отсутствие следов окской морены на столь обширной площади к северо-востоку от Мещеры, возможно, связано с тем, что нижнечетвертичное оледенение вообще на нее не распространялось, ограничиваясь линией, проходящей от г. Чекалина (быв. Лихвина) в обход северного окончания Среднерусской возвышенности южнее Алексина, далее на Серебряные Пруды (с. Заболотье) и Голдино к югу от Михайлова, отсюда в район г. Шацка или к югу от него, а затем через Старую Рязань и Фатьяновку вдоль восточной окраины Мещеры на север в область, захваченную впоследствии московским оледенением, где проследить ее в настоящее время невозможно.

Для области к северу от границ московского оледенения опорным является разрез близ Москвы, где бурением обнаружена глубокая погребенная ложбина Пра-Москвы, изученная Б. М. Даншиным, Г. Ф. Мирчинком, А. И. Москвитиным, Е. В. Шанцером и др. Дно этой долины опущено обычно на 25 м ниже уреза реки. Нижняя окская морена, выполняющая местами дно ложбины или лежащая на склонах, обычно темноокрашенная и содержит в основном валуны местных оса-

дочных пород. Там, где лежащая стратиграфически выше серия песков, подстилающая днепровскую морену, налегает прямо на коренные породы, над ее кровлей прослеживается только скелет окской морены в виде прослоя сгруженных валунов и гальки. Один из таких разрезов, позволяющих надежно датировать возраст реликтового галечника, был вскрыт в районе Краснохолмского моста.

По описанию Г. Ф. Мирчинка (Шанцер, 1947) разрез здесь таков (сверху вниз):

1. Суглинок	4 м
2. Песок среднезернистый в верхней части, крупнозернистый внизу, с галькой, в самом основании встречаются валуны кристаллических пород диаметром до 0,2—0,3 м	5—6 „
3. Гравийно-галечные отложения	2—3 „
4. Торф плотный, бурый, подстилаемый местами галькой	около 10 „
5. Известняки карбона.	

В торфе обнаружены нижнечелюстные зубы слона, определенного В. И. Громовым как *Palaeoloxodon antiquus* (Falc.)¹, тождественного подвиду *Palaeoloxodon antiquus meridionaloides* (V. Grom.) из кожоских слоев Нижней Волги. Эта форма антиквоидного слона без сомнения входит в состав фауны, более древней, чем хазарский фаунистический комплекс В. И. Громова, т. е. имеющей доднепровский возраст. Очевидно, торф, в котором найдены зубы слона, можно сопоставить только с лихвинскими межледниковыми слоями, а следовательно, и подстилающие его галечники рассматривать как продукты размыва окской морены.

Более убедительных разрезов, доказывающих присутствие окской морены в Подмоскowie, неизвестно. Однако распространение ее в древней долине Москвы детально прослежено многочисленными скважинами, пробуренными для различных целей.

Естественные обнажения морены, окский возраст которой весьма вероятен, известны в немногих местах Подмоскowie, там, где современная долина Москвы-реки пересекает вкrest участки погребной долины. Одно из таких обнажений, изученное А. И. Москвитиным (1936 б), находилось у бывшего с. Покровское-Стрешнево на северо-западной окраине Москвы. Здесь, по его данным, под аллювием второй надпойменной террасы залегают две морены, разделенные песками. Нижняя, предположительно окская, мощностью 2,0 м представлена грубой темно-бурой или синеватой щебневатой плотной валунной супесью, с гнездами и петлеобразно изогнутыми прослоями гравия и глауконитового песка. Встречаются валуны размером 0,5 м. В гораздо большем числе случаев, морена размыта и замещена галечником. Такой галечник встречен в обнажениях по р. Москве у с. Спас, д. Зукиной, в быв. Студенном овраге по нынешнему Хорошевскому шоссе и под с. Дьяковским.

Гораздо менее достоверно выделяется древнейшая окская морена несколько северо-западнее Москвы, где она, так же как и в самом городе, неизменно приурочена к днищам и склонам погребенных доледниковых ложбин и отличается своеобразным литологическим составом. Однако кроме этих косвенных признаков ее окский возраст обосновывается по существу только тем, что она является третьей сверху, перекрываясь еще двумя моренными горизонтами — днепровским и московским.

В Рузском районе Московской области, близ деревень Самошкино, Вишенки, Старое и Коковино, по данным В. А. Головки и С. Я. Гоффеншефер, бурением обнаружены три морены, нижняя из которых представлена обычно темно-серым, реже буровато-коричневым грубым суг-

¹ В. И. Громовым описана как *Elephas antiquus* Falc.

линком с мелкой галькой и гравием преимущественно карбонатных пород и кремня, с единичными обломками изверженных пород. Мощность нижнего горизонта морены изменяется от 1,7 до 11,9 м. В наиболее полном разрезе в д. Старое в толще песков, разделяющих среднюю (днепровскую) и нижнюю (окскую?) морены, залегают линзы коричневых суглинков и темно-коричневых глин с обугленными растительными остатками, которые могут считаться межледниковыми. Однако палеоботанических доказательств ее лихвинского возраста пока не имеется.

В Звенигородском районе А. И. Москвитиным (1936 б) также было установлено присутствие окской морены у деревень Дунино, Кораллово, Петровское и Кольпино, выделена она и к юго-востоку от Москвы в Бронницком районе А. Н. Давыдовой (1939).

Во всех этих местах окская морена отличается от днепровской литологически, сохраняя указанные выше особенности. Обогащенность ее материалом местных осадочных, в частности мезозойских, пород сказывается на минеральном составе основной мелкоземистой массы, выражаясь в значительном увеличении по сравнению с более молодыми горизонтами морен содержания таких устойчивых минералов, как рутил, циркон и некоторые другие.

Так, по данным Е. М. Шик и А. Т. Базилевского, минеральный состав окской (?) морены в Подольском районе Московской области таков (среднее по 3 образцам, в %): легкая фракция — кварц 87,1, полевой шпат 12,9, тяжелая фракция: рутил 12,1, циркон 25,1, дистен 14,4, ставролит 8,1, гранат 8,3, силлиманит 2,0, роговая обманка 9,5.

Западнее, в пределах Смоленской области, известно довольно много разрезов с тремя горизонтами морен, нижняя из которых датируется как окская. Так, Д. И. Погуляев (1955) указывает 20 пунктов на территории Руднянского, Смоленского, Глинковского, Рославльского, Дорогобужского, Ельнинского, Выходского и Кардымовского районов, в которых, по его мнению, окская морена вскрыта буровыми скважинами. Несколько случаев пересечения буровыми скважинами окской морены, залегающей в погребенных ложбинах, отмечено также Н. А. Молгачевой и С. М. Шиком близ г. Ельни, например у ст. Мутищи и д. Пирятино в 20 км юго-восточнее этого города. Однако надо сказать, что при этом окский возраст нижней морены большей частью нельзя признать обоснованным. Прежде всего разделяющие морены толщи, как правило, немые и не содержат отложений, которые можно было бы принять за межледниковые. Очень часто эти пески, по-видимому, являются флювиогляциальными. Поэтому не исключено, что во многих пунктах происходило местное расщепление более молодых моренных горизонтов вклинивающимися в них межстадиальными и межосцилляторными слюями, которое тем более возможно, что в этой части Смоленско-Московской возвышенности развиты достаточно широкие пояса краевых ледниковых образований, нередко сопровождающиеся подобного рода явлениями. Обращает на себя внимание и то, что нижняя морена этих мест часто обладает повышенной мощностью, не свойственной окской морене более восточных частей территории (17—18 м в с. Мархоткино и д. Митишкино Ельнинского района, до 22 м в Красном Бору под Смоленском и до 40 м в окрестностях Ельни). В то же время литологически она очень сходна с вышележащими более молодыми горизонтами морен и подобно им содержит относительно очень много валунов кристаллических пород. Надо, впрочем, подчеркнуть, что те литологические особенности, которые столь ярко отличают окскую морену от днепровской в Подмосковье и к югу от него, нельзя безоговорочно распространять на рассматриваемую здесь область. Так, например, в бассейне р. Сожа близкие черты — серые и зеленовато-серые тона, боль-

шая плотность и глинистость, насыщенность материалом местных осадочных пород и т. п. — имеет днепровская морена.

Таким образом, пока остается не вполне ясным, насколько широко распространена окская морена в пределах Смоленской области. Однако ее присутствие не вызывает никакого сомнения, о чем свидетельствуют разрезы, в которых две верхние морены — московская и днепровская — отделены от нижней несомненно межледниковыми отложениями. Один из них пройден буровой скважиной в д. Ракачеве западнее с. Глинка в 50 км юго-восточнее Смоленска. Этот разрез был упомянут в работе Д. И. Погуляева (1955), а в дальнейшем более подробно обработан С. М. Шиком. Скважина, заложенная на водораздельном пространстве среди конечных морен, прошла здесь:

1. Суглинок бурый, вверху тонкий, однородный, ниже грубопесчаный, с гравием и валунами (морена)	18,6 м
2. Песок желтовато-серый, среднезернистый с гравием, галькой и валунами	8,5 „
3. Скопление гальки и валунов	4,2 „
4. Суглинок бурый, грубопесчаный, с галькой и валунами (морена)	23,2 „
5. Алевроит коричневатого-бурый, однородный, с единичным гравием и растительными остатками	4,95 „
6. Торф темно-бурый песчанистый, плохо разложившийся	1,0 „
7. Алевроит коричневатого-серый, однородный, с включениями вивианита и растительными остатками	10,0 „
8. Песок серый, тонкозернистый, известковистый	5,0 „
9. Песок серый, разнозернистый, с гравием, галькой и валунами	18,6 „
10. Суглинок зеленоватого-серый, грубый, с гравием и галькой (морена)	5,2 „

Ниже скважина вошла в коренные породы.

Окский возраст нижнего горизонта морены (слой 10) в этом разрезе аргументируется типом спорово-пыльцевых спектров из перекрывающих его слоев.

Несколько более спорным остается толкование другого интересного разреза, описанного С. М. Шиком по данным буровой скважины у д. Волконщина Рославльского района. Восточнее этой деревни достоверно установлено (Шик, 1961б) присутствие трех горизонтов морен, из которых нижний сохранился только в погребенной эрозивной ложбине и может предположительно приниматься за окский. В самой д. Волконщина вскрыта другая погребенная ложбина, в которой нижняя морена отсутствует. Здесь, под средней мореной, днепровский возраст которой не вызывает сомнения, пройдены вначале озерные суглинки, под которыми располагается пачка разнозернистых песков, насыщенных гравием и галькой черных кремней. Есть основания думать, что эта галька является продуктом размыва ныне не сохранившейся нижней морены. Под песками, имеющими мощность 7,1 м, вновь располагаются озерные слои, сложенные серыми глинами. Если сделанные выше допущения правильны, то верхние озерные суглинки занимают стратиграфическое положение, аналогичное лихвинским межледниковым слоям. На пыльцевой диаграмме, составленной М. П. Гричук (рис. 104), им действительно соответствует отрезок, на котором отчетливо виден резкий ник пыльцы граба, сближающий его с диаграммой лихвинского разреза. Тогда нижние озерные глины должны соответствовать времени, предшествующему накоплению окской морены. Большая часть отвечающего им отрезка пыльцевой диаграммы мало выразительна, но характеризуется достаточно холодным типом пыльцевых спектров с преобладанием пыльцы сосны и березы при малом количестве ели. Среди березы много кустарниковой, что сочетается с присутствием пыльцы ольховника. Все это говорит о суровом климате, возможно, соответствующем началу окского оледенения. Только в нижней части озерной толщи появляется пыльца широколиственных деревьев, которая, однако, может быть переотложенной. Об этом свидетельствует присутствие пыльцы птерокарпии, ниссы, явно мезозойских видов хвойных и мезозойских же спор. Если изложенное толкование разреза правильно, то здесь, как и в описанном выше лихвинском разрезе, кроме окских ледниковых образований, имеются и более древние отложения, соответствующие либо низам того же окского горизонта, либо, быть может, даже каким-то предшествующим ему слоям нижнего плейстоцена.

Островки и линзы окской морены, как правило, уцелевшие в днищах погребенных ложбин, прослеживаются и в Калужской области.

Севернее широты Москвы на Клинско-Дмитровской гряде три горизонта морен в разрезе не редкость, но датировка нижней морены как окской в сущности прямыми данными не обоснована, хотя ее присутствие здесь и весьма вероятно. Так полагал еще Г. Ф. Мирчинк (1940), указывая на находки зуба *Elephas trogontherii* Pohl. на р. Яхроме, хотя и сделанные в не вполне ясных условиях залегания, но бесспорно

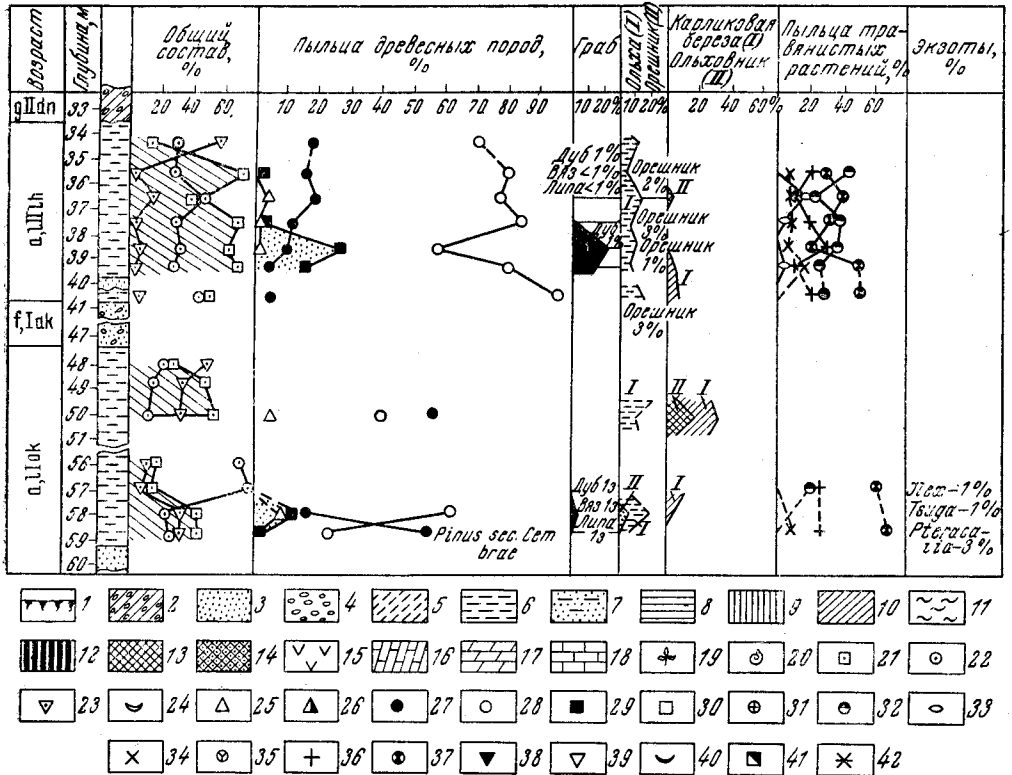


Рис. 104. Спорово-пыльцевая диаграмма древне- и среднечетвертичных отложений, вскрытых скв. 130 в д. Волконщина. Анализы М. П. Гричук

1 — почва (современная и погребенная); 2 — морена разного состава; 3 — пески; 4 — гравий и галечка; 5 — супеси; 6 — глины разного состава; 7 — песчаные глины разного состава; 8 — ленточные глины разного состава; 9 — суглинки лёссовидные; 10 — суглинки безвалунные; 11 — алевроиты; 12 — торф разного состава; 13 — гиттин (сапропелиты) разного состава; 14 — песчаные гиттин; 15 — диатомит; 16 — известковый диатомит; 17 — мергель; 18 — известняки; 19 — растительные остатки; 20 — раковины пресноводных и морских моллюсков; 21 — пыльца древесных пород; 22 — пыльца травянистых растений и кустарничков; 23 — споры; 24 — ливственница; 25 — ель; 26 — пихта; 27 — сосна; 28 — береза; 29 — широколиственные породы (дуб, вяз, липа и граб); 30 — ольха; 31 — ива; 32 — злаки; 33 — осоки; 34 — маревые (лебедевые); 35 — верескоцветные; 36 — полины; 37 — разнотравье; 38 — сфагновые мхи; 39 — зеленые мхи; 40 — папоротники; 41 — плауны; 42 — кустарнички

свидетельствующие о существовании здесь выходов доднепровских горизонтов четвертичной толщи.

Оговоримся, в связи с этим, что хорошо известны факты расслоения верхней морены Клинско-Дмитровской гряды и замещения ее местами галечником или валунником, легко объясняющееся положением в зоне краевых ледниковых образований. Это заставляет осторожно относиться к мнениям о широком развитии здесь окской морены, тем более, что они основаны по существу просто на подсчете числа моренных горизонтов в отдельных разрезах. По-видимому, наиболее достоверно выделение ее только в доледниковых ложбинах, значительно (на 70—90 м) углубленных ниже современных речных русел.

Таковы, например, соотношения в Клинском районе Московской области, где О. Н. Лаврович датирует нижнюю морену как окскую близ деревень Нудоль — Шарино, Степаньково и Воздвиженское. Она выстилает там днища погребенных ложбин на 30—90 м ниже дна современных долин (88—110 м абс. высоты). Представлена эта морена темно-бурыми, иногда черными грубыми суглинками, с галькой и гравием в основном осадочных пород. Столь же вероятно выделение окской морены и в Дмитровском районе Московской области (Москвитин, 1936 а, б), а также у с. Лисавы между Загорском и Переславлем-Залесским (Москвитин, 1966).

Не богато разрезами с тремя горизонтами морен восточное окончание Клинско-Дмитровской гряды — Владимирское Ополье. Из них характерным является разрез погребенной долины Пра-Нерли у с. Улово Суздальского района. Скважиной, заложенной на водоразделе в 1 км восточнее села с абс. высоты около 155 м, С. В. Алехиным пройдена толща четвертичных отложений общей мощностью 43,6 м, налегающая на глины татарского яруса. Верхняя часть этой толщи вскрыта поблизости в естественных обнажениях в долине Уловки. Под покровными суглинками до 15 м мощности здесь залегают два почти равных по мощности (6—6,5 м) горизонта морен, разделенные шестиметровым слоем зеленоватых алевритов, внизу переходящих в разнозернистые пески.

В кровле этих алевритов развита подлесная погребенная почва, относимая к одинцовскому межледниковью. Ниже подстилающей их днепровской морены с глубины 33 м скважиной пройден слой мелкозернистых, в отдельных гнездах крупнозернистых песков мощностью 6,5 м, под которыми располагается нижний горизонт морены, вероятно, имеющий окский возраст. Это буровато-коричневый алеврит с гнездами грязно-зеленого и кирпично-красного цвета, сильно перемятый, сильно песчаный, с галькой кристаллических и окатышами подстилающих пермских пород. Мощность его 4,1 м.

Севернее Клинско-Дмитровской гряды также известны разрезы, в которых можно выделить три горизонта морен и предположительно датировать нижнюю из них как окскую. Таков, например, разрез погребенной ложбины системы Пра-Нерли, полученный бурением близ с. Гончарово Гаврилово-Посадского района Владимирской области (данные С. В. Алехина). Скважина, заложенная на склоне водораздела (абс. высота 128 м), прошла здесь:

1. Суглинок лёссовидный	2,0 м
2. Суглинок темно-серый, песчаный, с гравием и галькой кварца и кристаллических пород (морена)	2,2 „
3. Песок тонкозернистый	1,6 „
4. Песок тонкозернистый, с хорошо окатанной галькой кристаллических пород	1,0 „
5. Глина коричневатая-серая, алевритистая	5,0 „
6. Песок мелкозернистый, с редкой галькой кварца, известняка и кристаллических пород	2,2 „
7. Суглинок серый, с прослоями глин	5,8 „
8. Суглинок тонкий, серый, слабослюдистый, с примесью зерен кварца. В основании толщи хорошо окатанные валуны кварца, известняка и кристаллических пород	6,0 „
9. Песок серый, среднезернистый, с прослоем грубозернистых гравийных	31,0 „
10. Суглинок темно-серый, плотный, с гравием и галькой кварца и кристаллических пород	4,5 „
11. Глина сверху темно-серая, книзу серая и шоколадно-коричневая, разности глин чередуются, разделяясь присыпками алеврита на плоскостях напластования	26,5 „

Ниже залегают породы триаса.

В этом разрезе, правда, выпадает днепровская морена как таковая, но скопление валунов в основании слоя 8 является несомненно результатом ее размыва. Отделенная от него 31-метровой толщиной песков нижняя темная глинистая морена со значительной уверенностью может поэтому считаться окской.

Еще севернее ряд разрезов, в которых с той или иной степенью уверенности выделяется окская морена, можно проследить в направлении к городам Ростову и Иванову. Так, несколько северо-западнее Ростова близ совхоза «Красный Октябрь» Борисоглебского района артезианской скважиной пройдены три горизонта морены, разделенных песками. Нижний из них, сложенный плотными слюдистыми глинами мощностью около 3 м, залегает на склоне погребенной эрозионной ложбины на абсолютных отметках около 63 м и предположительно может считаться окским. Аналогичные разрезы пройдены артезианскими скважинами восточнее у д. Редриково Ильинско-Хованского района и у д. Бордовое Тейковского района Ивановской области. В первом из этих пунктов мощность валунных глин, слагающих окскую морену, превышает 10 м.

Несколько более отчетливо устанавливается окский возраст нижней морены в разрезе у с. Бибирево в 11 км севернее г. Иванова (Москвитин, 1967).

Во вскрытых буровыми скважинами глубоких рывинах, погребенных под современными котловинами оз. Плещеево у Переславля-Залеского и оз. Неро у Ростова, также можно предполагать присутствие окской морены. Эти рывины выполнены мощными толщами, местами полностью сложенными валунными суглинками, местами состоящими из пяти-шести горизонтов суглинков, очень сходных друг с другом литологически. К сожалению, их разрезы плохо документированы и не поддаются пока обоснованному расчленению. То же касается аналогичных толщ, выполняющих глубокие погребенные ложбины в котловинах Галичского и Чухломского озер и в бассейне Верхней Унжи близ Кологрива (Лобачев, 1965; Бреслав, 1967). Известно лишь, что под Ростовом в верхних частях разреза выделяются межледниковые отложения, возраст которых точно не установлен и может быть либо одинцовским, либо верхнечетвертичным. Минеральный состав валунных суглинков, подстилающих эти отложения, близок к составу распространенной в этих местах московской морены и, таким образом, по литологическим признакам они также не поддаются расчленению.

Переходя к области распространения верхнечетвертичных оледенений, надо сказать, что выделение в ее пределах окской морены вызывает еще большие трудности. В большинстве пунктов, где она упоминается, выделение ее основано на простом подсчете числа моренных горизонтов в разрезе, что не может считаться достаточно убедительным. В настоящее время можно указать только два района, где ее присутствие более или менее достоверно установлено.

Первый из них — север Смоленской области. Здесь у с. Вертка Пречистенского района буровой скважиной, заложенной в пойме р. Конеды (приток Межи), вскрыты четыре горизонта морены (Шик, Чеботарева, 1961), разделенных озерными отложениями. Озерные слои, залегающие между верхними двумя моренами, на основании данных спорово-пыльцевого анализа могут быть отнесены к микулинскому межледниковью. Остальные озерные пачки столь определенной палинологической характеристики не имеют. Однако стратиграфическое положение нижней морены и ее литологические особенности делают весьма вероятным вывод С. М. Шика о ее окском возрасте.

Другой район — долина Верхней Волги вблизи г. Углича. Здесь еще Г. Ф. Мирчинк (1935) описал в естественных обнажениях выходы трех горизонтов морен, прослеживающихся на значительном протяжении. Эти морены либо непосредственно налегают друг на друга, различаясь достаточно отчетливо по литологическому облику, либо разделяются маломощными слоями песков. Нижнюю из них Г. Ф. Мирчинк считал миндельской, поскольку она является третьей по счету, а верхняя, по его мнению, должна относиться к вюрмскому, т. е. верхнечетвертичному оледенению. В настоящее время, когда известно существование двух ледниковых горизонтов в составе среднего плейстоцена, этот вывод представляется неправильным. Третья сверху морена этих мест должна ныне рассматриваться как днепровская. Однако в ядрах сильно развитых в районе Углича складчатых гляциодислокаций местами выше уровня воды (до подпора Волги Рыбинской плотиной) можно было наблюдать выходы еще одной, очевидно, более древней морены, сильно обогащенной материалом юрских глин и нижнемеловых песков, слагающих коренное ложе. Языки и деформированные блоки этой морены можно видеть в разрезах и в настоящее время внутри слоя днепровской морены, в которую они затащены. И по положению в разрезе, и по особенностям состава она весьма сходна с окской мореной Подмошья и, по-видимому, может быть с нею сопоставлена.

Подводя итоги, еще раз подчеркнем слабую изученность отложенный окского горизонта. В его составе пока более или менее достоверно можно выделить только моренные образования, другие же генетические типы отложений почти неизвестны. Но и распространение, и условия залегания и состав самой окской морены установлены весьма и весьма приближенно. Многие факты, относящиеся сюда, приходится часто коренным образом пересматривать по мере новых данных. Так, в литературе можно встретить указания на некоторые разрезы, в которых до недавнего времени выделялась окская морена на основании того, что относимые к ней слои залегают под погребенными торфяниками, спорово-пыльцевые диаграммы, которых истолковывались как лихвинские. Это разрезы у Кульбакина и Дроновки в Смоленской, Трубайки в Ярославской, Алхимкова и Хотилова в Калининской областях. Как будет показано ниже, эти погребенные торфяники следует считать более молодыми, а соответственно иначе датировать и подстилающую морену.

СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН)

Среднечетвертичные (среднеплейстоценовые) отложения в настоящей работе рассматриваются в объеме, принятом в унифицированной шкале МСК, согласно которой нижней их границей является кровля окского горизонта, а верхней — постель межледниковых отложений микулинского горизонта, начинающего собой верхний плейстоцен. Внутри этого стратиграфического диапазона выделяются четыре горизонта — лихвинский, днепровский, одинцовский и московский, для которых, за исключением днепровского, описываемая территория является стратотипической областью. При картировании в качестве опорных обычно используются днепровский и московский горизонты, поскольку они сложены лучше распознаваемыми комплексами ледниковых и водноледниковых образований, в том числе легко прослеживаемыми донными моренами. Лихвинский и одинцовский горизонты значительно труднее выделяются в разрезах, так как основными критериями в данном случае служат не столько литологические и генетические признаки этих отложений, сколько присутствие в слагающих их слоях характерной межледниковой флоры, обнаруживаемой далеко не всюду. В то же время

именно эти флороносные слои играют важную роль при определении геологического возраста, и их спорадическое развитие порой приводит к неопределенности датировок значительной части разреза и невозможности выделения в нем всех перечисленных выше подразделений.

Эти трудности возникают уже при разграничении средне- и нижне-четвертичных отложений. Там, где лихвинский горизонт по тем или иным причинам не поддается выделению, все слои, разделяющие окскоую и днепровскую морены, приходится рассматривать как единую нерасчлененную, частично, ниже-, частично среднечетвертичную толщу, в которую могут входить и собственно межледниковые, преимущественно аллювиальные и озерные отложения, и литологически сходные с ними водноледниковые образования конца окского и начала днепровского оледенений. Такие нерасчлененные толщи распространены значительно шире, чем реликты окской морены, и там, где последняя отсутствует, их нижняя граница, вообще говоря, не соответствует строго определенному стратиграфическому рубежу. В этих случаях в их состав могут входить даже отложения более древние, чем окские. Однако обычно такая возможность исключается, поскольку в низах разреза обнаруживаются валунно-галечные продукты размыва окской морены. Это дает право включить подобные нерасчлененные толщи в целом в стратиграфическую колонку, как межморенные окско-днепровские отложения.

Окско-днепровские межморенные отложения, хотя и имеют довольно ограниченное распространение, но не столь тесно связаны с ложбинами доледникового рельефа как окская морена. Во многих местах они переходят на склоны этих ложбин и даже перекрывают довольно значительные площади древних водоразделов. Особенно широко они развиты в Андреевском, Руднянском и Сычевском районах Смоленской, Мещерском и Юхновском районах Калужской, Серпуховском, Ступинском и Шатурском районах Московской, в Рязском и Скопинском районах Рязанской, Даниловском районе Ярославской областей и в окрестностях Москвы.

Мощность описываемого комплекса зависит от его положения в древнем рельефе. В понижениях она составляет обычно 10—15 м, довольно часто увеличиваясь до 25—30 м, а в отдельных случаях и более. Особенно большие мощности установлены юго-восточнее г. Алексина — до 49 м; в д. Лес-Бухвалово Смоленской области — 65 м, в д. Н. Мутищи Смоленской области — 80 м; на ст. Сещинская в Брянской области — 73 м. Опускаясь в древние ложбины до 70—90 м абс. высоты, межморенные отложения поднимаются по склонам депрессий до 140—170 м. На древних водоразделах (170—220 м абс. высоты) их мощность обычно не превышает 2—5 м, лишь местами возрастая до 10—15 м.

На дневную поверхность окско-днепровские межморенные отложения выходят только в долинах рек, пересекающих Среднерусскую и Смоленско-Московскую возвышенности. Литологически это довольно однообразный комплекс, в основном сложенный разнозернистыми песками, большей частью, вероятно, водноледниковыми. Однако среди них, по видимому, нередки и аллювиальные пески, хотя выделить их из разреза обычно трудно. Можно предполагать, например, что аллювиальными и возможно частично межледниковыми являются разнозернистые гравийные пески, залегающие на погребенных под мореной доднепровских террасах древней долины Пра-Москвы (Андреевское, Черная Грязь, Гольево, Вашутинки, Елгазино, Востряково).

Если пески в составе описываемого комплекса приурочены в основном к понижениям древнего рельефа, то на склонах древних водоразде-

лов отмечаются большей частью отложения медленно текучих или стоячих вод, а частью, возможно, и делювиальные. Представлены они тонкими глинистыми песками, супесями, суглинками и глинами.

Днепровский и вышележащие горизонты среднего плейстоцена несравненно лучше обнажены и имеют гораздо большее площадное распространение, чем толщи, подстилающие днепровскую морену. Поэтому они значительно более уверенно расчленяются и картируются. Правда, и их не всегда удается достаточно хорошо отделить друг от друга. В первую очередь это касается отложений, разделяющих днепровскую и московскую морены там, где не обнаружено палеоботанически охарактеризованных одинцовских межледниковых слоев. В этих случаях приходится выделять нерасчлененную днепровско-московскую межморенную толщу. Надо, однако, подчеркнуть, что в естественных обнажениях подобные толщи обычно оказываются состоящими целиком из водноледниковых отложений, среди которых, как правило, удается различить как надморенные днепровские, так и подморенные московские. При геологической съемке их все же оставляют в большинстве случаев нерасчлененными, чтобы придать карте возможно большую выразительность и структурность.

Гораздо сложнее обстоит дело в области, лежащей к югу от границ распространения московского оледенения, где один из маркирующих горизонтов — московская морена — отсутствует. Развитые здесь водноледниковые и аллювиальные отложения могут быть уверенно подразделены по возрасту только там, где они приурочены к четко геоморфологически обособленным уровням рельефа или содержат слои, хорошо охарактеризованные палеофлористически или палеофаунистически. Там, где этого нет, днепровские, одинцовские и московские отложения иногда не поддаются даже приближенному противопоставлению. В подобных случаях на прилагаемой к настоящей работе карте показаны нерасчлененные отложения среднерусского надгоризонта, в котором объединены все эти три горизонта.

Там, где развиты морены более молодых верхнечетвертичных оледенений, не редко возникают трудности при определении положения верхней границы среднечетвертичных отложений, аналогичные указанным выше. В связи с этим часто выделяют нерасчлененные межморенные толщи, пограничные между средним и верхним плейстоценом.

ЛИХВИНСКИЙ ГОРИЗОНТ

Как уже указывалось, согласно унифицированной шкале МСК к лихвинскому горизонту относятся все слои, заполняющие стратиграфический диапазон между кровлей окских и подошвой днепровских ледниковых и водноледниковых образований. В настоящее время его можно выделить только путем сопоставления отдельных разрезов окско-днепровской межморенной толщи, часто разобщенных значительными расстояниями и не поддающихся детальной корреляции.

Сложность строения лихвинского горизонта отчетливо выступает уже в его стратотипическом разрезе у г. Чекалина, частично охарактеризованном выше¹.

Прерывистая цепь обнажений протягивается здесь от северной окраины г. Чекалина примерно на 1 км вниз по левому берегу Оки вдоль уступа погребенной под днепровской мореной древней террасы.

¹ В данном разделе мы подробно опишем не только обнажающиеся в нем лихвинские, но и все перекрывающие их слои, поскольку разрез в целом имеет существенное значение для четвертичной стратиграфии.

Строение последней лучше всего наблюдать у самого города, между устьем речки Лихвинки и оврагом, расположенным метрах в 500 ниже по течению. Именно в этом месте уступ террасы подмывался рекой в начале нынешнего столетия и здесь Н. Н. Боголюбовым впервые были описаны ставшие знаменитыми лихвинские озерные отложения (Боголюбов, 1904 а, б, 1907), флора из которых тогда же была обработана В. Н. Сукачевым (1907, 1910). Впоследствии разрез изучался К. И. Лисицыным (1913), Г. Ф. Мирчинком (1930), А. И. Москвитиным (1931), А. П. и Е. А. Ивановыми (1936), В. Н. Сукачевым (1936, 1938), К. К. Марковым (Герасимов, Марков, 1939), В. П. Гричуком (1950), К. А. Ушко (1959) и А. И. Москвитиным (1967), совместно с которым в 1967 г. он был посещен и автором настоящего раздела.

Наиболее подробными являются записи А. И. Москвитина (1967), построившего по многочисленным расчисткам сводный профиль обнажения. По данным этого исследователя и приведено в основном настоящее описание.

Строение перекрывающих погребенную террасу днепровских и более молодых отложений мало меняется на всем протяжении обнажения. В их составе выделяются следующие пачки.

I. Современная подзолистая почва на лёссовидном суглинке с желто-бурым горизонтом В 1,0—1,25 м

II. Буровато-палевые лёссовидные суглинки 1,0—2,6 „

В крайнем южном конце обнажения (Москвитин, 1967, стр. 8) лёссовидные суглинки пачки II замещены сходными делювиальными суглинками, спускающимися по склону к долине Лихвинки, срезая подстилающие слои и ложась прямо на среднюю часть морены (см. ниже описание слоя IV₂).

III. Комплекс погребенных почв в средней части обнажения (расчистка ба А. И. Москвитина) распадающийся на два слоя:

III₁. Верхняя часть слабо развитого подзолистого профиля, слагающаяся из синевато-серого гумусного суглинка (горизонт А₁—0,05 м) и грязно-желтого по слоистости и пятнами белесоватого или серого пылеватого суглинка с мелкими ортштейнами в основании (горизонт А₂—0,2—0,26 м) около 0,25 м

III₂. Мощная почва, распадающаяся на:

а) горизонт А₁—коричневатый-серый слабо гумусный суглинок, внизу с подзолистой присыпкой около 0,45 „

б) горизонт А₂—белесо-серый сильно оподзоленный суглинок с рыхлыми ортштейнами, «рассыпающийся в мелкую крупу» 0,2 „

в) горизонт В—серовато-бурый уплотненный суглинок, крошащийся на комочки, с сильной подзолистой присыпкой по отдельностям, вверх с твердыми бобовинами ортштейнов 1,2 „

А. И. Москвитин относит почву III₁ к верхневолжскому интерстиалу калининского оледенения, а аномально мощную почву III₂ с несколько своеобразным профилем считает результатом наложения друг на друга относительно темноцветной почвы микулинского межледниковья и более древней сильно подзолистой одинокской почвы. По его устному сообщению, местами можно наблюдать расщепление этой сложной почвы на два горизонта, из которых верхний более темноцветен. Такую темноцветную почву с гумусовым горизонтом мощностью до 0,7 м С. Л. Бреслав наблюдал в одной из расчисток. Другие исследователи устанавливают здесь только одну микулинскую погребенную почву, единственную на большей части протяжения обнажения. Ниже следуют:

IV. Хорошо выдержанная на всем протяжении обнажения пачка днепровских ледниковых и водноледниковых отложений подразделяющаяся на:

IV₁. Линзовидно залегающие пески и грубые супеси с прослоем валунов в основании 0—2,5 м

IV₂. Красно-бурые и желто-бурые, сверху местами с малиновым оттенком валунные суглинки и супеси с многочисленными линзами и линзовидными прослоями серых и желтых слоистых песков. За счет неровности нижней границы мощность несколько варьирует 7,0—10,0 м

IV₃. Зеленовато- и желтовато-серые пылеватые слоистые суглинки с серыми полосами оглеения. Вверху содержат линзы песка и редкие мелкие валуны, число которых возрастает по направлению к контакту с перекрывающей мореной. Нижняя граница неровная, явно вырезанная в подстилающем слое 3,0—6,0 „

Слой IV₃, несомненно, сложен отложениями талых вод наступающего днепровского ледника, отличавшихся застойным режимом в связи с подпрудой льдами долины Оки, направлявшейся здесь навстречу леднику. В них еще Н. Н. Боголюбовым были найдены обломки костей носорога, определенные им как *Rhinoceros tichorhinus*, бивень и две кости мамонта.

Под днепровскими подморенными флювиогляциальными суглинками флюя IV₃ начинается часть разреза, относящаяся к лихвинскому горизонту в принятом нами его объеме и распадающаяся на несколько пачек. Верхняя из них (V) прослеживается с небольшими изменениями вдоль всего обнажения:

V. Пачка коричневатой и ржаво-бурых суглинков, сильно переработанных древними процессами почвообразования. При внимательном изучении может быть подразделена на несколько слоев, особенно отчетливо выделяющихся в южном конце обнажения. Здесь А. И. Москвитин (1967) выделяет:

V₁. Коричнево-бурая крошащаяся сильно выветрелый суглинок с крупными кротовинами, в верхней части с гумусовыми примазками и редкими дутиками, ниже ржаво-бурая по трещинам. Напоминает горизонт В мощной подлесной почвы подзолистого ряда около 2,8 м

V₂. Два слоя, составляющих неполный профиль подзолистой почвы: горизонт А₂ — желтовато-серый слабо оподзоленный неясно слоистый среднезернистый глинистый песок — 0,6 м; горизонт В₁ ржаво-серая грубая комковатая супесь с подзолистой присыпкой — 0,75 м. Общая мощность 1,35 „

V₃. Подлесная почва подзолистого ряда с хорошо различимыми генетическими горизонтами:

А₁ — ржаво-бурая оглеенная суглинок со слабыми гумусными примазками — 0,1—0,15 м; А₂ — белесый, совершенно выщелоченный мучнистый оподзоленный суглинок, сверху сизоватый, со слабой плитчатой отдельностью — 0,25—0,30 м; В — ржаво-бурая плотная пылеватая суглинок, распадающийся на мелкие орешки — 0,4 м. Общая мощность около 0,8 „

Таким образом, в пачке V, суммарная мощность которой достигает около 5 м, удается различить до трех погребенных почв, иллювиальные горизонты которых полностью переработали суглинки, на которых они были развиты. В средней из погребенных почв (слой V₂) А. И. Москвитин (устное сообщение) наблюдал рассекающую ее псевдоморфозу по ледяному клину, выполненную светлым лёссовидным суглинком. По его мнению, таковым должен был быть и первоначальный облик материнских суглинков иллювиальных горизонтов погребенных почв до их переработки почвообразованием. Генетически он склонен рассматривать их как солифлюкционные образования, хотя не менее вероятным представляется их делювиальное или делювиально-пролювиальное происхождение. Во всяком случае, это явно субаэральные отложения. Исключение составляет, видимо, нижняя из погребенных почв, постепенно переходящая в подстилающий аллювий, на котором она, очевидно, непосредственно развилась.

Сама толща этого погребенного аллювия построена различно в южной (верхней по течению Оки) и северной (нижней по течению) частях обнажения. В южной части ее слагают:

VI₁. Розовато-палевые пылеватые столбчатые лёссовидные суглинки, вниз приобретающие все более ясную неправильно горизонтальную слоистость и переходящие в супеси с прослойками песка (пойменный аллювий)

2,7—6 м

VI₂. Светлые серые, желтоватые и почти белые пески, в самом верху тонко- и мелкозернистые, ниже разномзернистые со щебнем кремня и известняка и редкой мелкой галькой кристаллических пород. Вверху прослойки светлых супесей, ниже наклонные вниз по течению Оки прослои темных суглинков (руслый аллювий)

до 12—14 „

По неровному контакту пески налегают на коренные известняки.

В северной части обнажения, где вскрыта крупная линза озерно-старичных отложений, строение толщи погребенного аллювия иное. Здесь под суглинками с погребенными почвами пачки V во внутренней части старичной линзы залегают:

VII₁. Темные черно-бурые и синевато-серые окрашенные органическим веществом оглеенные суглинки, часто с болотным запахом, с прослоями желтых, а в верхней части желтовато-серых супесей. Содержат растительные остатки, а в нижней части также раковины анадонт и пресноводных гастропод

около 5—6,5 м

VII₂. Светло-серые, местами зеленоватые или более темно-серые мергелистые глины с тончайшей листоватой слоистостью («листоватые мергели»), богатые растительными остатками, скелетами и отпечатками рыб и др.

0,28—0,75 „

VII₃. Синевато-серые оглеенные супеси с раковинами анадонт и пресноводных гастропод

около 1,5 „

«Листоватые мергели» слоя VII₂ залегают наклонно, явно облекая рельеф дна древнего озерного водоема. К южному краю линзы они поднимаются на 3—4 м по вертикали и выклиниваются. Одновременно изменяется мощность слоя VII₃, сильно уменьшающаяся во внутренней части линзы. Повсюду он по неровному контакту налегает на:

VII₄. Русловые аллювиальные пески, аналогичные описанным выше в слое VI₂.

Соотношение озерно-старичной линзы с перекрывающей ее пачкой V и связанными с последней погребенными почвами может быть истолковано по-разному. А. И. Москвитин (1967) считает, что над озерно-старичными отложениями отсутствует нижняя из погребенных почв пачки V, что приводит его к выводу о их одновременности. Тогда очевидно, что озерно-старичные отложения должны быть более молодыми, чем пойменный аллювий слоя VI₁, образовавшиеся после того, как перекрытая им пойма превратилась уже в надпойменную террасу, на поверхности которой сохранилось только реликтовое старичное озеро. В то же время К. А. Ушко (1959), подробно изучавший строение озерной линзы, утверждает, что погребенные почвы в данном разрезе залегают линзовидно и не могут иметь стратиграфического значения.

Если он даже только частично прав и хотя бы часть почв действительно местами выклинивается, то аргументы А. И. Москвитина становятся необидительными. Обращает внимание, что сам А. И. Москвитин в одной из расчисток (№ 12) над старичными отложениями в основании выделенной выше пачки V описал слой розовато-серовато-желтого плотного пылеватого суглинка мощностью около 1,3 м, который с известным основанием можно считать аналогом розовато-палевого лёссовидного пойменного аллювия южной части обнажения, отличающегося от последнего только большей уплотненностью и некоторыми признаками оглеения.

Нам представляется, что озерные слои могут рассматриваться и как нормальные старичные отложения, синхронные в целом толще погребенного аллювия или даже как несколько более древние, чем ее пойменный горизонт.

Условия формирования озерной толщи охарактеризованы спорово-пыльцевыми диаграммами нескольких исследователей. Наиболее полная из них помещена в известной работе В. П. Гричука (1961 б). Однако на ней по существу отражено изменение растительного покрова

только для времени климатического оптимума, а начальная и конечная фазы межледниковья совершенно не затронуты ею.

Не останавливаясь подробно на характеристике этой диаграммы, неоднократно повторявшейся во многих работах, нужно лишь отметить, что наиболее теплые условия существовали, видимо, во время накопления голубовато-серых суглинков верхней части разреза (слой VII₁). В это время произрастали дубово-грабовые леса с большой примесью ели. Большое содержание пыльцы ели по всему разрезу следует рассматривать в основном как признак значительной влажности климата, о чем свидетельствует и резкое преобладание граба среди широколиственных пород. Даже в наиболее холодную фазу оптимума межледниковья, соответствующую времени накопления «листоватых мергелей», климат был теплее современного. Здесь тогда произрастали *Najas marina* и *Salvinia natans*, ныне распространенные только южнее широты г. Чекалина, а также реликтовый папоротник *Osmunda cinnamomina* L., известный ныне в юго восточной Азии.

В составе флоры лихвинских озерных отложений имеется много форм, ныне чуждых средней полосе Европейской части СССР или же совершенно вымерших в Европе вообще, что придает ей относительно древний облик. В. П. Гричук (1961 а, б) приводит из них шесть, не встречающихся в более молодых горизонтах четвертичной системы: *Osmunda glautonia* L., *Azolla filiculoides* Lam., *Picea* sec. *Omorica*, *Pinus* sec. *Strobis*, *Ylex aquifolium* L., *Tilia tomentosa* Moench. К этому списку надо добавить обнаруженную здесь Е. Н. Анановой (1964) пыльцу *Juglans regia*, *Castanea sativa*, *Tsuga* sp.

Диатомовые, наиболее обильные в нижней части озерных глин и листоватом мергеле, представлены 230 пресноводными видами, принадлежащими 30 родам. По данным А. И. Жузе (Ушко, 1959), 4 вида вымерли и 9 сохранились только как реликты, остальные широко распространены в современных водоемах. К вымершим относятся: *Cyclotella Temper* Meist., *Stephanodiscus ningarae* Ehrh., известные из верхнего плиоцена Армении и Грузии.

Фауна рыб изучена В. Д. Лебедевым (1953). Им обнаружено (в основном в листоватом мергеле) 12 видов рыб. Наиболее обильны остатки плотвы (*Rutilus rutilus* L.) и окуня (*Perca fluviatilis*). Большинство рыб относится к пресноводному комплексу, обитающему в настоящее время в водоемах не севернее Финского залива. Представители холодноводной ихтиофауны не обнаружены.

Остатки наземной фауны, обнаруженной в озерных слоях, немногочисленны. Еще Н. Н. Боголюбовым (1904 а) в листоватом мергеле были обнаружены обломки костей крупного млекопитающего (быка или носорога) и отпечаток выдры *Lutra vulgaris* L. При раскопках листоватого мергеля в 1951 г. К. А. Ушко (1959) были обнаружены лесная мышь, водяная крыса и полевка. Все ископаемые, за исключением трудно определимых обломков костей быка или носорога, принадлежат животным, обитающим и в настоящее время в данной местности.

С биостратиграфической точки зрения приведенный палеонтологический материал допускает различные истолкования. Найденные в озерно-старичных слоях фаунистические остатки сами по себе вообще не дают возможности судить о их геологическом возрасте, так как принадлежат исключительно формам широкого вертикального распространения, существующим и в наши дни. В растительности имеются виды, исчезающие в Европе с верхнего плейстоцена, а общий ее состав во многом напоминает растительность среднеплейстоценового гольштейнского межледниковья Западной Европы, хотя Ушко допускает и более древнюю датировку. Диатомовая флора позволяет датировать те же слои

ранним плейстоценом или даже как пограничные с плиоценом, но не исключает и их более молодого, среднеплейстоценового, возраста, поскольку стратиграфическое распространение приведенных выше вымерших видов не может считаться пока вполне строго установленным.

Большинство исследователей в настоящее время склонно относить озерные слои лихвинского разреза к началу среднего плейстоцена, однако имеются и иные мнения. Так, В. И. Громов (Громов, Алексеев и др., 1965) датирует их концом нижнего плейстоцена, а А. И. Москвитин (1967) параллелизует с ваальским или даже тегеленским межледниковьем эоплейстоцена Западной Европы и с акчагылом Понто-Каспийской области. Последний исследователь, основываясь на анализе лихвинского разреза, принимает каждую из погребенных почв, развитых в пачке V, за следы отдельного межледниковья, а разделяющие их суглинки за солифлюкционные образования, соответствующие самостоятельной ледниковой эпохе. В качестве признаков сурового климата времени накопления этих суглинков им указываются, кроме упоминавшегося выше клина, рассекающего среднюю из погребенных почв, мелкие деформации, толкуемые как криогенные. В итоге он насчитывает внутри пачки V, отделяющей время образования озерно-старичной линзы от времени днепровского оледенения, признаки двух межледниковий и двух оледенений.

Построения А. И. Москвитина нельзя считать бесспорными, однако ясно, что лихвинский горизонт, как прекрасно видно из его стратотипического разреза, действительно отвечает длительному отрезку времени, в течение которого происходили неоднократные колебания климата. Несомненно, что каждую из погребенных почв следует считать за следы фаз потепления, а разделяющие их слои за следы фаз похолодания, хотя принимать эти последние за особые ледниковья пока вряд ли есть основания. Лихвинские озерные слои соответствуют только первому из этой серии потеплений и поэтому их пыльцевая диаграмма не может считаться характерной для всего отрезка времени, соответствующего лихвинскому горизонту в целом. Это очень хорошо видно из сопоставления спорово-пыльцевых диаграмм нескольких разрезов данного горизонта.

Одним из наиболее интересных из них является разрез, расположенный в 6 км к югу от г. Алексина у совхоза «Авангард». Здесь скважиной, заложенной на водоразделе рек Крушмы, Свинки и Оки, вскрыты следующие породы, выполняющие погребенную доледниковую долину (сверху вниз):

1. Покровные суглинки	8,5 м
2. Глины темно-серые, книзу переходящие в тонкозернистые пески, с растительными остатками и обломками раковин моллюсков	10,9 „
3. Валунные суглинки (морена)	8,6 „
4. Мергелистые глины и тонкослойные суглинки с прослоями тонкозернистого песка	45,0 „
5. Пески	2,0 „
6. Валунные суглинки (морена)	3,0 „
7. Пески	2,0 „

Ниже залегают коренные (дочетвертичные) породы.

45-метровая толща межморенных мергелей и глин (слой 4) изучена палинологом А. А. Гузман. К сожалению, лишь в трех образцах с глубины 27,8, 43,6 и 43,9 м обнаружена обильная пыльца. В образце с глубины 27,8 м в слоях, непосредственно подстилающих днепровскую морену, была найдена пыльца березы (86%) и сосны (14%), видимо, захороненная уже в начале ледниковой эпохи. Два других образца (с глубины 43,6 и 43,9 м) относятся к отложениям, сформировавшимся в оптимальное время межледниковья (рис. 105). Здесь широколиствен-

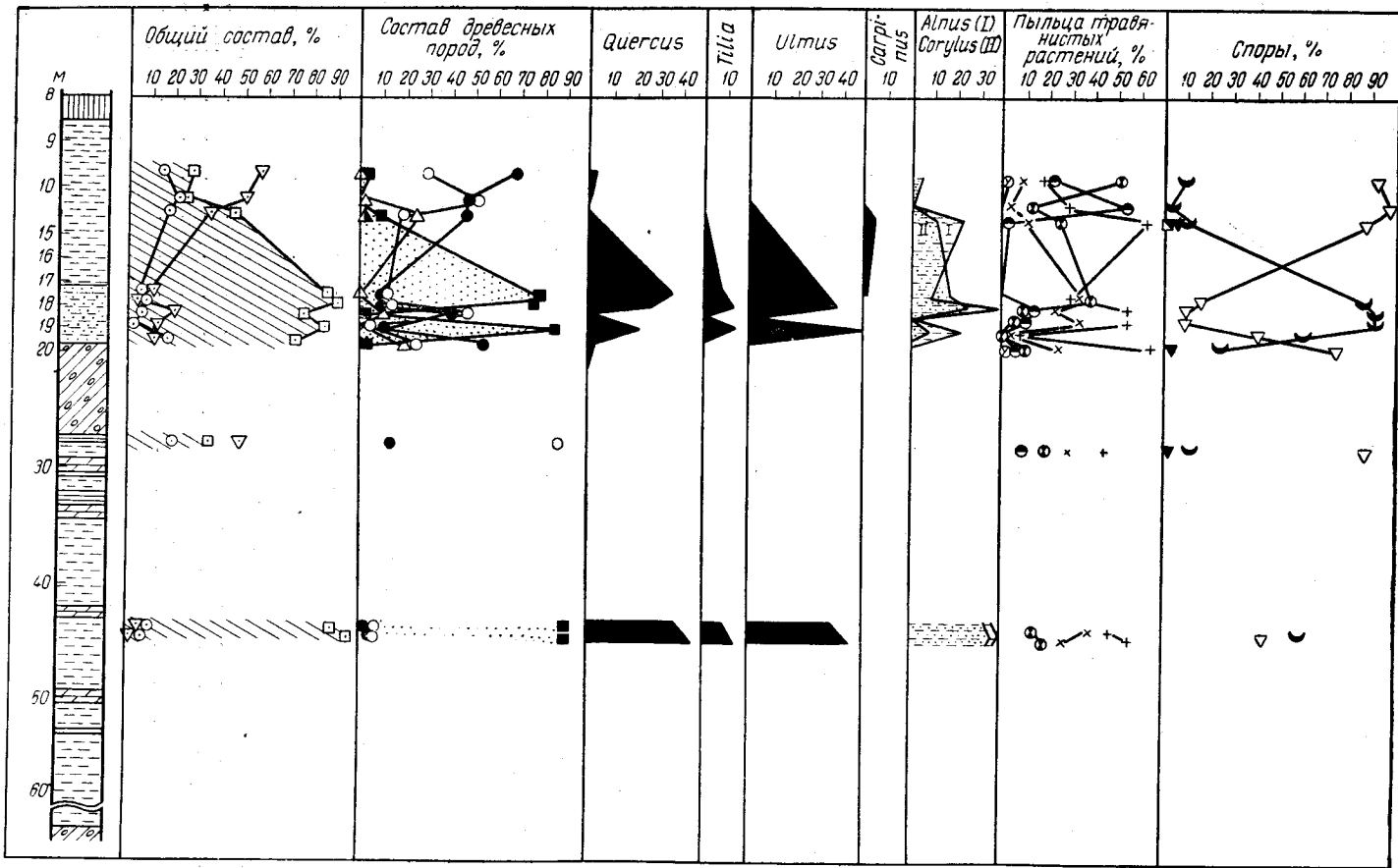


Рис. 105. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза окско-днепровских и одинцовских озерных отложений у совхоза «Авангард» Алексинского района Тульской области. Анализы А. А. Гузман.

Условные обозначения см. на рис. 104

ные породы составляют 90% спектра древесной пылицы (если исключить пылицу ольхи): преобладает дуб (41—44%), вяз (39—41%), присутствует липа (5—10%), довольно обильна пылица лещины (36—37%), мало сосны (3—5%), ель, пихта и граб отсутствуют. Содержание ольхи по отношению ко всей древесной пылице 36—39%.

Кроме того, в межморенной толще найдены (вдоль р. Крушмы) растительные остатки, а, по сведениям В. Д. Соколова (1892), отсюда, возможно, происходят зубы носорога, кости мамонта, рога оленя.

При всей недостаточности спорово-пыльцевых данных они бесспорно свидетельствуют о межледниковом характере растительности хотя бы того отрезка времени, когда накапливались слои на глубине 43,9—43,6 м. Однако характер спорово-пыльцевого спектра этих образцов резко отличен от спектра любого из участков лихвинской диаграммы: в ней практически отсутствуют характерные для последнего ель, пихта, граб и довольно обильна пылица орешника, в лихвинском разрезе представленная слабо.

Несомненно, при столь незначительных расстояниях от опорного разреза у г. Чекалина, влияние географической зональности на развитие растительности сказаться не могло. Следовательно, эти данные подтверждают сложную картину изменений климата и растительности в окско-днепровское время. (Возможно, что разрез у свх. «Авангард» относится к одинцовскому межледниковью, валунные суглинки слоя 3 в этом случае можно трактовать как солифлюкционные — *Прим. ред.*).

Следующий, уже более детально изученный палинологами разрез подстилающих днепровскую морену явно межледниковых слоев вскрыт скважиной у с. Ларкино Вохомского района Костромской области, заложеной на склоне водораздела к р. Малый Поговец (правый приток р. Вохмы). Скважина прошла там (по данным А. Г. Алферьева):

1. Суглинок коричневый, песчаный, с гравием кварца и кремня, комковатый (морена)	1,5 м
2. Суглинок светло-серый, с марганцовистыми пленками, железистыми бобовинами и мелкими известковыми стяжениями; с гравием и мелкой галькой кварца и кремня, комковатый	6,0 "
3. Суглинок тяжелый, серо-коричневый, с желтоватым оттенком и буроватыми пятнами. С глубины 9,0 м с прослоями глинистого песка, с гравием и галькой кварца	3,0 "
4. Песок мелко- и среднезернистый с прослоями суглинка и гравия кварца и кремня	2,0 "
5. Суглинок средний, песчаный, известковый; с мелкими мучнистыми стяжениями	2,0 "
6. Суглинок темно-серый, песчаный, известковый, с древесными остатками	4,5 "
7. Песок мелкозернистый, серый, кварцевый, слоистый, с большим количеством органических остатков	5,0 "
8. Песок тонкозернистый, серый, кварцевый, с обломками угловато-окатанного песчаника и прослоями известковой глины	3,0 "
9. Суглинок тяжелый, коричнево-серый, песчаный, сильно известковый, с обломками песчаника	2,0 "
10. Глины триаса.	

Палинологом В. В. Писаревой изучена практически вся подморенная толща этого разреза с глубины 14 до 27 м. Рассматривая (рис. 106) пыльцевую диаграмму, нужно отметить, что в ней участвуют в сущности все компоненты растительности, обнаруженные в лихвинском разрезе, особенно важно отметить присутствие в обоих случаях *Picea sec. Omorica* и *Pinus sec. Strobis* как показателей относительно древнего возраста. Однако вместе с тем имеются и значительные различия.

Так, в нижней части данной диаграммы, в отличие от лихвинской, резко угнетен граб, мало дуба, очень велика роль липы, решительно доминирующей среди широколиственных пород, значительно содержание пылицы сибирского кедра. Эти

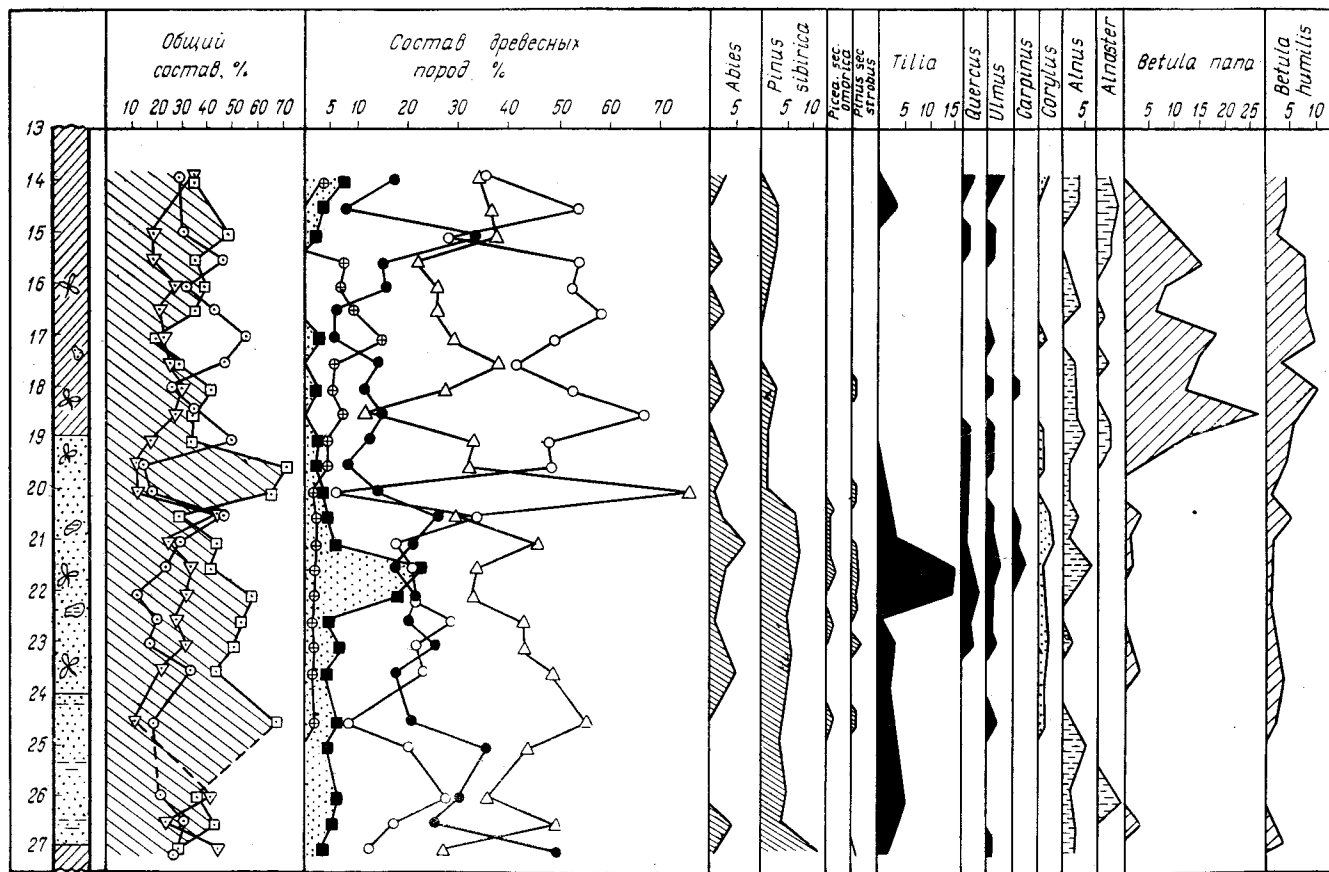


Рис. 106. Спорово-пыльцевая диаграмма лихвинских межледниковых отложений, вскрытых у с. Ларкино (Вавилята) Вохомского района Костромской области. Анализы В. В. Писаревой
Условные обозначения см. на рис. 104.

отличия можно было бы объяснить более северным положением ларкинского разреза, но и в этом случае малопонятным остается присутствие заметного количества пыльцы кустарниковых берез почти на всем протяжении диаграммы, а на некоторых интервалах появление даже *Betula nana*. Более вероятным представляется, что ларкинская диаграмма относится к иной, возможно, более молодой фазе потепления климата, чем лихвинская. К сожалению, начальных стадий этого потепления диаграмма не охватывает, а предшествующее холодное время вовсе не отражено в разрезе, в котором отсутствует нижняя окская морена. Зато верхняя часть ларкинской диаграммы отчетливо фиксирует весьма значительное похолодание, предшествующее днепровскому ледниковью и, по-видимому, отделенное от него фазой потепления, намечающейся самыми верхними отрезками диаграммы. Во время этого днепровского похолодания практически исчезают широколиственные деревья, в большом количестве появляется кустарниковая березка, а в общем составе пыльцы резко понижается содержание древесной. Пока трудно сказать, правильнее ли рассматривать это похолодание как раннюю стадию днепровского оледенения или как одно из самостоятельных оледенений, выделяемых А. И. Москвитиным между окским и днепровским.

В целом разрез у Ларкина ясно показывает сложность истории климата в течение отрезка времени, соответствующего лихвинскому горизонту унифицированной шкалы.

Пыльцевые диаграммы других разрезов межледниковых толщ у селений Вавилята, Сениченки и Языково Вохомского района, залегающих под единственной здесь днепровской мореной, значительно менее полны. К разряду таких же неполных можно отнести разрез у с. Новославино Первомайского района Тамбовской области. Он описан Е. А. Шулешкиной и Л. В. Крыловой в 1962 г., заложившими здесь на склоне балки скважину, вскрывшую с абсолютной высоты 120 м следующие породы (снизу вверх).

На озерских известняках верхнего девона залегает песчаная толща, в которой выделяются две пачки, соответствующие двум аллювиальным циклам. Нижняя начинается прослоем серого тонкозернистого кварцевого песка с мелкими полуистлевшими растительными остатками мощностью 3,1 м. На песках лежит прослой глинистого торфа (0,1 м), а выше — темно-серые и коричневые гумусированные суглинки (3,3 м), содержащие в кровле известковые «дутики». Верхняя пачка начинается среднезернистыми песками (4,4 м), переходящими в супесь (4,4 м), с гнездами песка и окатышами серых глин. На песках лежит запесоченный торф (0,6 м) с полуистлевшими листьями древесных и травянистых растений. Еще выше залегают серовато-коричневые, комковатые, гумусированные суглинки с полуистлевшими остатками корней растений. Над ними серые валунные суглинки днепровской морены.

Спорово-пыльцевая диаграмма, составленная по данным анализов А. Л. Гузман, охватывает нижние $\frac{2}{3}$ разреза подморенной толщи. Она резко отличается от диаграммы лихвинского (чекалинского) разреза, но сходна с самой нижней частью диаграммы только что охарактеризованного разреза у с. Ларкино, в которой намечаются резкое сокращение ели и возрастание роли сосны и березы при значительной роли липы.

Из разрезов предполагаемых лихвинских отложений в области, захваченной московским оледенением, наиболее известен разрез у Краснохолмского моста в Москве, подробно охарактеризованный выше в разделе, посвященном окской морене. К сожалению, торф, в котором был найден зуб *Palaeoloxodon antiquus*, не был изучен палинологами сколько-нибудь детально, поэтому материалов для сравнения климатических условий, существовавших во время накопления данного торфяника и лихвинских озерных отложений возле г. Чекалина, нет.

Известны и другие довольно многочисленные разрезы (селения Глинка, Зайцево, Манчино, Дроновка, Авдюковка Смоленской области, г. Дмитров и с. Бучево Московской области, села Первищино и Лаврово Ярославской области, см. рис. 103) явно межледниковых образований, отнесенных по условиям залегания к лихвинскому горизонту, но характеризующихся неполными или неопределенного типа диаграммами (материалы И. П. Аполлоновой, Г. Ф. Симоновой, А. М. Цукуровой).

Такого же рода разрезы с весьма неопределенным типом спорово-пыльцевых спектров известны и в области распространения калининского (ранневалдайского) оледенения, один из них (разрез у с. Вертка Смоленской области) описан С. М. Шиком (19616).

В заключение необходимо отметить, что наши знания о толщах, объединяемых ныне в лихвинский горизонт, еще явно недостаточны. Однако с определенностью можно утверждать, что разрез его отличается сложностью строения, свидетельствующей о неоднократных и достаточно значительных колебаниях климата в течение (видимо, весьма длительного) времени накопления лихвинских отложений.

ДНЕПРОВСКИЙ ГОРИЗОНТ

Днепровское оледенение почти целиком покрывало описываемую территорию. Не занятыми льдами оставались в ее пределах только незначительные площади на северо-востоке, в верховьях р. Ветлуги, и на крайнем юге, в Ефремовском районе Тульской области, где высоты Среднерусской возвышенности разделяли Днепровский и Донской языки ледника. На всем пространстве днепровский горизонт слагается почти исключительно ледниковыми и водноледниковыми отложениями. Особенно широко распространены образования донных морен. Водноледниковые отложения, хотя и занимают местами обширные площади, все же распространены значительно меньше, тяготея преимущественно к понижениям рельефа. В их составе преобладают флювиогляциальные, поскольку сток талых вод на большей части территории происходил беспрепятственно. Это главным образом различные пески, обычно в той или иной степени валунные. Озерно-ледниковые образования имеют гораздо более подчиненное значение. Можно полагать, что они должны играть значительно большую роль на северо-западе, где, по условиям рельефа, сток во многих случаях подпрудивался ледником. Однако истинная картина их распространения в этих районах неясна, так как днепровский горизонт вскрывается здесь только сравнительно редкой сетью буровых скважин. Южнее большое «пятно» озерно-ледниковых отложений закартировано только в пределах Верейско-Подольского плато на Москворецко-Окском междуречье.

Отложения талых вод наступавшего днепровского ледника повсюду погребены под его донными моренами и, как было сказано выше, обычно остаются невыделенными из нерасчлененных окско-днепровских толщ. Севернее границы московского оледенения, как правило, нерасчлененные толщи, разделяющие днепровскую и московскую морены, включают и отложения талых вод времени отступления днепровского оледенения. Не поддаются надежному выделению они также в широкой полосе зандров, сопровождающей с юга зону краевых образований московского оледенения. Только еще южнее надморенные днепровские водноледниковые отложения распознаются и картируются с достаточной достоверностью. Но это касается относительно небольшой части описываемой территории, поэтому ниже мы остановимся только на характеристике днепровских донных морен, имеющих для нас особый интерес, поскольку они являются важнейшим стратиграфическим репером.

К югу от границ московского оледенения (см. карту четвертичных отложений) днепровская морена распространена практически повсюду, облекая чехлом непостоянной мощности рельеф, существовавший к началу оледенения. В большинстве случаев она залегает непосредственно на коренных породах, лишь изредка отделяясь от них более древними четвертичными отложениями. Этот комплекс подморенных доднепров-

ских четвертичных образований развит преимущественно в пределах погребенных долин и лишь изредка наблюдается на древних водоразделах, где имеет малую мощность и, чаще всего, представленными лишь флювиогляциальными отложениями того же днепровского ледника. Отсутствует днепровская морена здесь только в прорезающих ее более молодых речных долинах.

Столь же широким распространением описываемая морена пользуется, по-видимому, и на большей части площади, лежащей севернее границы московского оледенения, хотя она и не всегда устанавливается там с полной достоверностью, так как судить о ней приходится преимущественно по буровым данным. Есть основания полагать, что в северо-западной части территории, лежащей в пределах распространения верхнечетвертичных оледенений, днепровская морена была уничтожена на значительных площадях позднейшей экзарацией; ее присутствие бесспорно установлено там пока только в некоторых погребенных долинах.

Днепровская моренная толща будет рассматриваться ниже как единое целое, ибо в настоящее время она не поддается обоснованному расчленению на более дробные стратиграфические подразделения.

Правда, А. И. Москвитин (1961а, б) выделял в днепровском оледенении I и главную фазы, разделенные так называемым максинским интерстадиалом. Этот интерстадиал был намечен им на основании анализа спорово-пыльцевой диаграммы озерных слоев у бывшего с. Максина на нынешней окраине Москвы. Основная часть диаграммы относится им ныне (Москвитин, 1967) к новому ивановскому межледниковью, выделяющемуся в верхней части хронологического интервала, соответствующего лихвинскому горизонту в принятом нами его понимании и рассматриваемому как непосредственно предшествующее днепровскому времени. В верхнем отрезке максинской диаграммы различаются признаки значительного похолодания и следующего за ним некоторого потепления климата, которые и толкуются как следы I фазы днепровского оледенения и максинского интерстадиала. Стратиграфическое положение максинских озерных слоев дискуссионно и другие исследователи приписывают им значительно более молодой возраст, о чем еще будет речь далее. Но независимо от толкования максинского разреза ни А. И. Москвитин, ни кто-либо другой не указывают нигде ледниковых отложений, которые могли бы соответствовать его I фазе днепровского оледенения и, таким образом, его построения не имеют прямого отношения к стратиграфии моренной толщи как таковой.

Более реальные данные по этому вопросу имеются для бассейнов верхнего течения Унжи и Ветлуги. Так, А. Г. Алферьев и другие геологи, работавшие в верховьях р. Вохмы (левый приток Ветлуги), отмечают двуслойность днепровской морены. Верхняя ее часть сложена здесь коричневыми суглинками с большим количеством валунов, в том числе из пород явно кольского происхождения (хибинит, нефелиновый и эгириновый сиениты). Валунные суглинки по четкому контакту, иногда сопровождающемуся невыдержанными маломощными прослоями серых песков, налегают на нижнюю часть моренной толщи, сложенную существенно иными породами. Это — темно-серые и почти черные суглинки и глины с зеленоватым оттенком, очень плотные, более известковистые, чем вышележащие, иногда неяснослоистые с присыпкой песка по плоскостям наслоения. Они содержат мало валунов, вернее, щебня кварца, известняка, угля, редко гранита и богаты обломками белемнитов. Близ основания суглинки обогащаются материалом подстилающих триасовых красноцветов и приобретают красно-коричневый оттенок. Аналогичное строение моренной толщи наблюдал В. Р. Лозовский западнее, в бассейне р. Пыщуг, так что оно не является чисто местной особенностью. Поэтому можно с некоторым основанием предположить, что в данном случае имеются следы двух подвижек днепровского ледника. Южнее, в районе г. Юрьева-Польского, Е. Н. Щукиной (1933), детально изучавшей долину Волги, были отмечены раслаивающие днепровскую морену линзы флювиогляциальных песков до 17 м мощностью и до 1 км протя-

женностью, которые можно толковать как интерстадиальные образования.

Указанные данные однако совершенно недостаточны для выделения, а тем более для картирования отдельных стадий днепровского оледенения. Не оказывается возможным распознать такие стадии и на основании геоморфологических данных. Даже южная граница распространения днепровского оледенения не сопровождается морфологически выраженными краевыми образованиями. Не известно такого рода образований, образующих сколько-нибудь сомкнутые и протяженные зоны и нигде севернее, вплоть до границы московского оледенения. Не обнаружены пока и достоверные палеоботанически охарактеризованные межстадиальные слои, расчленяющие моренную толщу.

Наиболее мощной морена является в широкой полосе, протягивающейся от Галичско-Чухломской возвышенности и Кинешемско-Юрьевоцкого Поволжья через область погребенного Верхневолжского плато и Смоленско-Московскую возвышенность к «корневой» части Днепровского ледникового языка в верхнем течении Десны и Сожа. К этой полосе можно отнести и ближнее Подмосковье. Здесь повсюду преобладающими являются мощности порядка 10—25 м, как правило, уменьшающиеся на водоразделах и возрастающие в понижениях доледникового рельефа, в которые морена спускается. Так, на Верхневолжском плато мощности изменяются соответственно с 20—30 до 50—60 м, в Подмосковье с 10—20 до 30—80 м, в районе Рославля и Сежи с 10—15 до 40—46 м и т. д. Некоторое исключение составляет, по-видимому, Галичско-Чухломская возвышенность, где, по данным А. Г. Алферьева и других, днепровская морена не спускается в целиком заполненные до ее отложения доледниковые долины, а наибольшие ее мощности тяготеют к водоразделам, где иногда достигают 20—40 м (верховья р. Пыщуг, междуречье Вохмы и Вочи и т. п.). В нижних частях доледниковых склонов мощности резко снижаются до 1—5 м.

В других частях территории мощности днепровской морены заметно меньше. Особенно это касается Мещерской низины и примыкающих площадей. Здесь преобладающими значениями являются 0,5—2 или 3—5, реже 8—10 м и только в некоторых древних долинах они возрастают до 15—20 м. Во внутренних частях Мещеры морена на больших площадях вообще целиком размыта.

Уменьшается мощность моренного покрова и к югу от Москвы, на Верейско-Подольском плато, где она обычно не превышает 2—8 м, увеличиваясь в долинах иногда до 18—19 м. Еще южнее, на Среднерусской возвышенности, у самой границы распространения ледниковых образований, мощность днепровской морены падает до 1—4 м, причем дальше всего на юг она заходит здесь по некоторым долинам и балкам, значительно раньше выклиниваясь на разделяющих вторичных водоразделах, возможно, вообще не покрывавшихся утоньшившимся к краю ледником. К западу, в сторону Днепровского языка ледника, мощности морены вновь нарастают. Так, у г. Чекалина они достигают уже 14—16 м, а в древней долине у Болхова даже 25 м. Точно так же они увеличиваются и на восточном склоне возвышенности, в сторону Донского ледникового языка, доходя в Рязском и Пронском районах до 8—10 м, а в долине Пра-Оки до 20—24 м.

На северо-западе территории, как уже говорилось, днепровская морена частично уничтожена позднейшей экзарацией. Участки погребенных водораздельных высот, на которых она отсутствует, констатируются бурением уже в северной части Смоленско-Московской возвышенности. В пределах же Валдайской возвышенности уменьшается, видимо, и ее общая мощность. Обычно по данным бурения здесь указываются

цифры от 2 до 16 м и только в отдельных погребенных долинах до 30 м.

В большинстве случаев днепровские донные морены слагаются валунами, а также в той или иной степени карбонатными суглинками бурых, коричнево- и красно-бурых, реже серых тонов. Во многих местах к югу от границы московского оледенения отмечается общее опесчанивание морены в пределах долин и появление в ней многочисленных линз интраморенных песков. Иногда весь моренный пласт замещается при этом валунными песками и супесями. Особенно отчетливо такие «долинные фации» морены выражены на некоторых отрезках долины Пра-Оки в районе Чекалина, ниже Рязани и других мест. Общее опесчанивание днепровской морены характерно также для окраинной полосы ее распространения на Среднерусской возвышенности. Большое развитие интраморенных песчаных линз констатировано также в Юрьевецком Поволжье, на некоторых участках Верейско-Подольского плато и в междуречье Десны и Сожа.

Валуны в днепровской морене принадлежат по преимуществу осадочным породам Русской платформы, главным образом известнякам и кремням, однако имеется и много валунов северных пород, в том числе кристаллических. Известно, что среди них много валунов гранитоидов, в том числе рапакиви, различных кристаллических сланцев и гнейсов, весьма обычны валуны кварцито-песчаников типа шокшинских и других пород карельского и, частично, финского происхождения. В пределах Галичско-Чухломской возвышенности, как уже отмечалось, констатированы валуны пород, типичных для Кольского полуострова.

Во многих местах в днепровской морене присутствуют крупные отторженцы местных палеозойских и мезозойских отложений. Особенно много обнаружено их в пределах Смоленско-Московской возвышенности. Так, отторженцы верхнемеловых и каменноугольных пород мощностью до 30 м указываются С. М. Шиком у д. Княжье Село Смоленской области; отторженец нижнего карбона мощностью 52 м отмечает А. А. Семенов у д. Вишенки к северо-востоку от Гжатска; такой же отторженец до 42 м мощностью наблюдался Н. А. Молгачевой и С. М. Шиком в Ельнинском районе Смоленской области, более мелкие отторженцы отмечены С. Л. Бреславом в Дорогобужском, Сафоновском и Вяземском районах, а также у с. Теплый Стан под Москвой. Очень много небольших отторженцев юрских и нижнемеловых пород встречается в районе Углича на Верхней Волге, юрских глин в Подмосковье, красноцветного триаса в Галичском районе и т. д. На отдельных участках днепровская морена буквально переполнена материалом местных пород, как, например, в нижнем течении р. Москвы (Шуровская низина), где она сильно слюдиста и имеет темно-серый цвет за счет обогащения юрскими породами.

Однако несмотря на местные различия литологии минеральный состав днепровской морены, особенно состав минералов тяжелой фракции, оказывается довольно выдержанным на значительных пространствах. При этом, как показывают средние цифры из групповых анализов (табл. 17), намечается закономерное его изменение в направлении с северо-востока на юго-запад. Оно выражается в значительном уменьшении содержания эпидота и цоизита (с 50—58% до 19—26% в сумме) и соответствующем возрастании роли группы устойчивых минералов — особенно рутила, циркона и дистена (с 8,9—11,3% до 16,4—28,0%). Менее существенным изменениям подвергается содержание амфиболов, гранатов и других компонентов тяжелой фракции. Эти минералогические различия, скорее всего, следует связывать с составом пород ложа ледника, при движении к северо-восточным районам описываемой территории обогащавшего свою морену материалом, заимствованным из

Таблица 17

Средний минеральный состав днепровской морены

Район	Количество анализов	Легкая фракция (в сумме 100%)		Прозрачные минералы тяжелой фракции (в сумме 100%)										Примечания
		кварц	Полевой шпат	Рутил	Циркон	Листен	Ставролит	Гранат	Сидлиманит	Андалузит	Роговая обманка	Эпидот	Цонзит	
Бассейн Ветлуги (материалы Алферьева, пересчет Бреслава)	110	71,1	24,9	1,9	7,2	3,2	1,9	13,1	—	—	12,0	58,1		Кроме перечисленных минералов встречаются турмалин—1,1% и апатит—1,5%
Красносельский район Костромской области (данные Большаковой и Базилевского)	10	92,2	7,8	0,7	7,3	0,9	0,2	9,8	—	—	23,6	48,0	2,9	
Район Ивановской области (материалы Смирнова и Базилевского)	11	86,1	13,9	4,4	13,9	3,2	2,5	12,1	0,6	—	19,7	23,0	12,5	
Владимирское Ополье (данные Алехина и Базилевского)	25	86,3	13,7	4,6	11,9	3,1	1,9	12,5	0,44	0,12	20,2	25,0	11,7	
Кимрский и Калязинский районы Московской области (материалы Симоновой и Базилевского)	8	81,6	18,3	5,1	13,7	2,7	2,4	14,8	0,3	0,1	21,4	18,7	13,3	
Волоколамский район (материал Семененко и Базилевского)	6	78,5	21,5	5,5	18,8	3,7	2,7	12,4	0,4	0,01	28,1	19,1		
Клинский район Московской области (данные Лаврович и Базилевского)	5	84,0	16,0	7,5	14,7	5,1	2,3	16,1	0,7	0,2	24,8	19,3		
Серпуховский и Подольский районы Московской области (материалы Шик, Яковлева, Базилевского)	75	88,7	11,3	7,7	12,2	6,5	4,5	11,6	0,6	0,15	22,2	26,3		
Михневский и Ступинский районы Московской области (материалы Жаке, Толченникова, Базилевского)	64	91,6	8,4	6,8	10,5	8,5	6,1	9,2	1,0	0,1	19,5	30,2		

красноцветных отложений триаса, отсутствующих на остальном пространстве, где льды двигались по юрским, меловым и подстилающим их палеозойским образованиям.

Минеральный состав днепровской морены, несмотря на указанные региональные различия, по-видимому, повсюду достаточно заметно отличается от состава московской морены. Отметим только, что для московской морены типична гораздо большая обогатенность тяжелой фракции амфиболами, среднее содержание которых нередко превышает 40%, тогда как в днепровской морене оно не поднимается выше 12—25%. Эти различия заметно выражены и, видимо, выдерживаются на обширных площадях, поэтому несмотря на ограниченность имеющегося материала, в некоторых случаях этот факт используется нами в стратиграфических целях.

В частности, это касается датировок днепровской морены в области распространения московского оледенения. Как будет показано далее, в ее пределах на значительной территории московская морена с достаточной убедительностью может быть расчленена на два горизонта, разделенных межстадиальными слоями, в отдельных пунктах охарактеризованными палеоботанически. К этой территории относятся Переславский, Калязинский, Кимрский и Талдомский районы, где наличие двух стадийных московских морен обосновывается данными В. К. Кузнецова, Г. Ф. Симоновой и др. Естественно, что здесь днепровской должна считаться третья сверху морена. Как показывают анализы, произведенные А. Т. Базилевским для Переславского района, именно она и обладает теми особенностями минерального состава, которые были приведены выше для достоверно датированных днепровских морен. Верхние же две морены сильно отличаются от нее в этом отношении и обе характеризуются признаками, свойственными московской морене, в том числе повышенным содержанием амфиболов. Исходя из этих данных, нам представляется вряд ли обоснованным мнение О. Н. Лаврович и Л. Т. Семеново о том, что в сопредельных Клинском и Волоколамском районах днепровской является вторая сверху морена. Как показывают анализы собранного ими материала, эта морена характеризуется минеральным составом более типичным для московских морен. А типичным для днепровской минералогическим спектром обладает более низкая, третья сверху морена, необоснованно принимаемая ими за окскую. Днепровский возраст третьей сверху морены этих районов кажется столь несомненным, что данные по ее минералогии мы включили в табл. 17, из которой ясно видно, насколько они хорошо укладываются в общую для днепровской морены картину. Сходный состав имеет третья сверху морена и в расположенном сейчас же севернее Конаковском районе.

Нам представляется, что, учитывая особенности минералогии морен разного возраста, уместно поставить под вопрос правильность датировок днепровской морены и в ряде районов северо-восточной части описываемой территории, на Валдайской возвышенности и в прилегающих к ней местах. Так, например, для Вышневолоцкого района, Л. Т. Семеново считает днепровской морену, тяжелая фракция которой обладает средним содержанием роговой обманки 48% (по 9 анализам), а А. Потехин приводит для соседних мест среднее содержание 44% (по 23 анализам). Как мы видели, такие цифры гораздо более характерны для московской морены, которая здесь, так же как и в других местах, возможно расщеплена на два стадийных горизонта, нижний из которых и датирован Л. Т. Семеново днепровским.

ОДИНЦОВСКИЙ ГОРИЗОНТ

Одинцовский горизонт получил свое название от ст. Одинцово к юго-западу от Москвы, близ которой в карьерах кирпичных заводов в конце 20-х годов текущего столетия были открыты обнажения межморенных слоев. Впервые они были осмотрены А. Н. Розановым в 1928 г. (Мирчинк, 1929) и вскоре после этого специально изучены Ю. П. Карпинским и Н. И. Николаевым (1930), а найденная там фауна была определена В. В. Меннером (1930). Вначале эти межморенные слои относились Г. Ф. Мирчинком (1928, 1929) к миндель-рисскому межледниковью. Не-

сколько позже Б. М. Даньшин (Даньшин, Головина, 1934) счел их за межстадиальные. К этому мнению присоединился А. И. Москвитин (1936а), сопоставивший их с внутририсским интерстадиалом. Только впоследствии он (Москвитин, 1946) выделил одинцовское межледниковье, разделяющее два самостоятельных оледенения — днепровское и московское. Свой вывод он основывал при этом не столько на подробном изучении самого одинцовского разреза, сколько на сопоставлении последнего со ставшими к тому времени известными другими разрезами палеоботанически охарактеризованных межморенных слоев аналогичного стратиграфического положения.

В 1960 г. нами в Одинцове был описан разрез, расположенный в одном из новых карьеров в 300 м севернее завода, оказавшийся совершенно аналогичным описанному ранее А. И. Москвитиным (1954). В этом пункте залегают (сверху вниз):

- | | |
|---|----------|
| 1. Покровный суглинок, местами с прослоем мелкозернистого песка в основании | до 1 м |
| 2. Валунный красновато-бурый суглинок | до 1,5 „ |
| 3. Пески с гравием и галькой, залегающие отдельными линзами | до 0,5 „ |
| 4. Супесь буровато-серая со светло-бурыми пятнами, книзу зеленовато-серая, тонкослоистая, слоистость подчеркнута интенсивным ожелезнением отдельных слоев | до 2,2 „ |
| 5. Глина темно-серая, с синеватым оттенком, вязкая, пластичная с обугленными растительными остатками, линзовидными торфянистыми включениями и редкими обломками кристаллических пород и кремней. В этом слое В. П. Гричуком найдены надкрылья жуков | до 2,0 „ |
| 6. Суглинки коричневатобурые и темно-серые с многочисленным гравием кристаллических пород и кремней размером до 15—18 мм, местами слабо ожелезненные, крупитчатой структуры (горизонт В погребенной почвы подзолистого ряда). Граница с нижележащим слоем резкая, местами карманообразная | до 2,0 „ |
| 7. Черные иловатые глины, местами приобретающие бурую окраску за счет обогащения гидроокислами железа. Содержат редкую гальку и валунчики | до 1,0 „ |
| 8. Серые валунные суглинки, местами в кровле ожелезненные. Вскрытая мощность | 0,5 „ |

Из одинцовских межморенных слоев В. В. Меннером (1930) были определены зубы и костные остатки *Elephas primigenius* Blum., *Equus caballus fossilis* L. и *Ovibos* sp., указывающие на возраст, несомненно, не более древний, чем средний плейстоцен, и на достаточно суровый климат. Сравнивая наши описания со старыми, можно заключить, что эти остатки происходят из части разреза, соответствующей низам слоя 4. Из аналогов слоя 5 происходят также единичные зерна пыльцы березы, сосны и полыни, свидетельствующие о довольно холодной климатической обстановке времени накопления всей части разреза, располагающейся выше погребенной почвы. К тому же последняя в верхней части нарушена криогенными смятиями. А. И. Москвитин наблюдал при этом остатки сильно криотурбированных гумусного и подзолистого горизонтов вместе с иллювиальным горизонтом слоя 6 составляющих полный профиль подзолистой почвы. Подобные же подзолистые почвы, но ярче выраженные описаны им в разрезах аналогичных по строению, положению в рельефе и стратиграфической позиции межморенных слоев в Верхних Котлах на южной окраине Москвы (1946). Видимо, именно формированию погребенной почвы, т. е. перерыву в накоплении осадков, должен был здесь отвечать во времени оптимум межледниковья. Суглинки, служащие субстратом погребенной почвы, вновь соответствуют уже холодному времени, поскольку их материалом заполнены псевдоморфозы по ледяным клиньям, внедряющиеся в подстилающую нижнюю морену.

Неполнота одинцовского разреза вполне понятна, поскольку он приурочен к плоской приводораздельной ложбине, являющейся ареной лишь спорадической и маломощной аккумуляции. Это делает его весьма неудачным стратотипом для межледниковья. Несомненно, что именно его неполнота явилась одной из причин, почему некоторые исследователи до сих пор рассматривают одинцовское время всего лишь как крупный интерстадиал, не придавая днепровскому и московскому надвиганиям ледника значения самостоятельных оледенений. Однако в настоящее время известно несколько других, несравненно более полных и богато охарактеризованных палинологически разрезов отложений, разделяющих днепровскую и московскую морены, которые вполне убедительно рисуют обстановку одинцовского времени как подлинно межледниковую. Часть из этих разрезов, расположенных в пределах Смоленской и Калужской областей, с одной стороны, и в окрестностях г. Галича, с другой стороны, приобрела ныне по существу значение парастратотипов.

Большой интерес представляет так называемая рославльская группа разрезов, подробно описанная С. М. Шиком и В. П. Гричуком (1961). Из них наиболее полным и выразительным является разрез буровой скважины, заложенной у пос. Подруднянский в пойме речки Навли. В ее разрезе отсутствует верхняя, московская, морена, слагающая всю эту местность. Сохранились только валуны этой морены, сгруженные в основании современного аллювия, мощность которого достигает 12 м. Под ним непосредственно начинается 43-метровая межморенная толща. Она состоит из последовательно сменяющих сверху вниз друг друга тонкозернистых песков (3 м), известковистых суглинков (16 м), тонкозернистых песков, переходящих в разнотернистые (6,5 м), известковистых суглинков с вивианитом, переходящих в мергели с раковинами пресноводных моллюсков (11,45 м) и, наконец, ленточных глин (4,6 м). Таким образом, межморенная толща сложена здесь в основном явно озерными, а в низах озерно-ледниковыми отложениями. Ниже нее располагаются суглинки с гравием и щебнем нижней, днепровской морены, мощностью 28,3 м, под которыми вновь следуют ленточные глины (8,3 м), подстилаемые слоем песков и гравием (1 м), лежащим на поверхности девонских пород.

Таким образом, межморенная толща может быть подразделена на два интервала, нижний из которых начинается ленточными глинами и включает пачку известковистых суглинков и мергелей, а верхний начинается слоем песков и обнимает вышележащие известковистые суглинки. С этим двучленным делением согласуется спорово-пыльцевая диаграмма, составленная В. П. Гричуком, на которой каждому из указанных интервалов соответствует отдельный климатический оптимум. Оба оптимума разделены фазой весьма значительного похолодания климата, соответствующей в разрезе верхам нижнего интервала и базальным пескам верхнего.

Спорово-пыльцевая диаграмма подруднянского разреза подробно проанализирована В. П. Гричуком. Отмечая присутствие в слоях, отложившихся в течение нижнего оптимума *Azolla filiculoides* Lam. и сосны из секции *Strobus*, он рассматривает эти формы как доказательство среднеплейстоценового возраста. В целом для нижнего оптимума характерен высокий пик широколиственных деревьев, объединяемых обычно в ассоциацию «смешанного дубового леса», среди которых В. П. Гричук указывает несколько видов дубов и вязов (*Quercus robur* L., *Q. petraea* Liebl., *Q. pubescens* Wild., *Ulmus laevis* Vall., *Campestris* L.). Особо подчеркивается им общая относительная ксерофильность флоры, выражающаяся в обилии сосны из секции *Eupytis* в сочетании с такими

характерными травянистыми формами, как *Chenopodium botrys* L., *Kochia laniflora* (S. G. Gmel.) Borb, *Salsola rutherica* Iljin. Обращает внимание также очень малое содержание пыльцы орешника, ели и практически полное отсутствие граба.

Для верхнего климатического оптимума среди широколиственных пород главное место принадлежит тем же дубам и вязам, но отмечается несколько большее содержание пыльцы лип (*Tilia cordata* Müll., *T. platyphyllos* Scop.), граба и особенно орешника.

Похолодание, разделяющее оба оптимума, было, видимо, очень глубоким. Ему соответствует полное исчезновение широколиственных пород из состава древесной растительности, господство в ней березы и сосны при подчиненном значении ели и очень малом количестве ольхи. Здесь же единично встречается пыльца лиственницы и, кроме того, эфедры, указывающей на значительную сухость климата.

Достоверность картины столь значительного похолодания подтверждают данные другой скважины, пройденной в 10—12 км от пос. Подруднянский, у с. Кириллы, на третьей надпойменной террасе р. Остра. Эта скважина была описана Г. С. Колбиком и обработана палинологически М. Валуевой. В ней под аллювиальными песками (5,7 м) сохранилась верхняя московская морена (6 м), в свою очередь отделенная 35-метровой межморенной толщей от нижней днепровской морены, пройденной на 31,6 м. Межморенная толща весьма напоминает вскрытую в пос. Подруднянском, но спорово-пыльцевая диаграмма показывает, что разрез ее здесь менее полон. В нем отсутствуют слои, соответствующие верхнему оптимуму и выделяется только один нижний, практически тождественный описанному выше. Над ним очень четко выражена такая же фаза резкого похолодания климата. Этот отрезок диаграммы по типу спорово-пыльцевых спектров скорее напоминает интерстадиал, чем межледниковье, и поэтому становится правдоподобным допущение, что хронологически ему могло отвечать оледенение на севере Европы.

В. П. Гричук (Шик, Гричук, 1961) назвал нижний оптимум подруднянского разреза глазовским, верхний — рославльским, а разделяющее их похолодание — красноторским по имени населенных пунктов, вблизи которых расположены разрезы, по его мнению, являющиеся эталонными с точки зрения их палеоботанической характеристики. Один из этих разрезов находится у с. Глазово Барятинского района Калужской области. Он вскрыт скважиной, заложеной на высоком (230 м абс. высоты) плато и приурочен к глубокой погребенной ложбине, выполненной толщей четвертичных отложений мощностью 115 м. Вверху здесь залегают комплекс отложений московского оледенения, включающий моренные суглинки (11 м), флювиогляциальные пески (6,4 м) и снова следующие ниже моренные суглинки и глины (30,9 м). Под ними пройдены межморенные слои мощностью 16,8 м и подстилающая их толща нижней днепровской морены (49,9 м), залегающая на каменноугольных известняках. Межморенные слои слагаются суглинками с растительными остатками, раковинами мелких моллюсков и прослоем мергеля, которые к основанию становятся тонкослоистыми и приобретают шоколадный оттенок. На составленной В. П. Гричуком спорово-пыльцевой диаграмме отчетливо виден единственный большой максимум широколиственных пород, действительно очень ярко выражающий те особенности нижнего оптимума подруднянского разреза, которые были указаны выше.

Второй оптимум прекрасно охарактеризован в самом подруднянском разрезе, но В. П. Гричук указывает и для него дополнительный эталон. За такой эталон им приняты разрезы буровых скважин у сел Максименки и Беломир Смоленской области. Профиль и спорово-пыльцевая диаграмма скважины у Максименок приведены на рис. 107. Из них видно, что межледниковые слои с погребенным торфяником

отделены здесь от московской морены только слоем песков, по-видимому, озерно-ледникового происхождения. Поэтому единственный максимум широколиственных пород, выделяющийся на диаграмме, по своему стратиграфическому положению скорее может быть сопоставлен с нижним, глазовским, чем с верхним, рославльским, оптимумом подруднянского разреза и, таким образом, в качестве эталона этого последнего скважины у Максименко и Беломира избраны В. П. Гричуком явно неудачно.

Эталонным для красноборского похолодания В. П. Гричуком принят разрез у с. Красный Бор под г. Смоленском. Слои, разделяющие здесь две морены, в целом характеризуются спорово-пыльцевой диаграммой интерстадиального, а не межледникового типа. Кроме того, бросается в глаза повышенное содержание пыльцы ели (около 20%) и пихты (до 9%) на значительной части диаграммы. Обилие этих влаголюбивых пород контрастирует с тем относительно ксерофильным обликом ра-

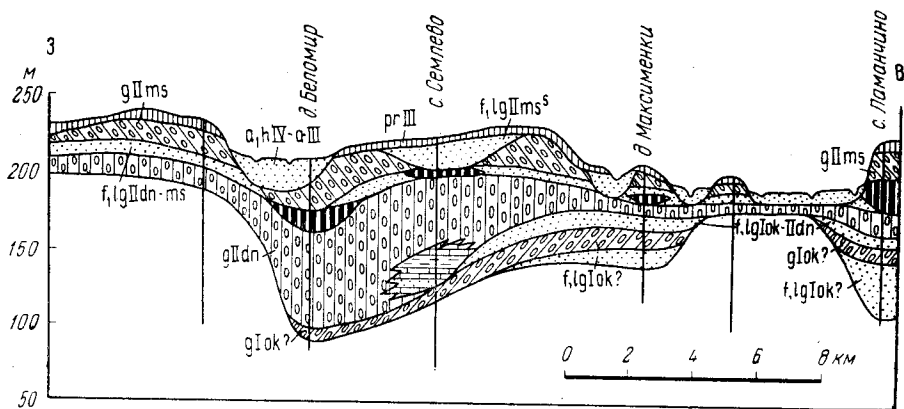


Рис. 107. Геологический профиль через села Ламанчино, Максименко, Семлево и Беломир Семлевского района Смоленской области

Индексами обозначены: *f, lg Iok* — флювиогляциальные и лимногляциальные отложения времени окского оледенения; *gIok* — окская морена; *f, lg Iok-IIdn* — окско-днепровские флювиогляциальные и лимногляциальные отложения; *gIIIdn* — днепровская морена; *f, lgIIIdn-ms* — днепровско-московские флювиогляциальные и лимногляциальные отложения; *gIIms* — московская морена; *f, lgIIms* — флювиогляциальные и лимногляциальные отложения времени отступления ледника московского оледенения; *a, hIV-aIII* — аллювиальные и болотные отложения верхнечетвертичные и современные

стительности красноборского похолодания, да и всего одинцовского времени в целом, каким он рисуется по данным подруднянского разреза. Скорее всего, эти различия связаны с особенностями местной ландшафтной обстановки и придавать им большое принципиальное значение, быть может, и нет оснований. Но нам представляется, что они делают красноборский разрез менее удачным эталоном, чем подруднянский.

С этой же точки зрения несколько особняком стоит и описанный С. М. Шником разрез буровой скважины у д. Новики Сафонского района Смоленской области. Эта скважина вскрыла залегающую между двумя моренами 20-метровую толщу глин и мергелей с подчиненными им торфянистыми породами и торфом. Пыльцевая диаграмма позволяет различить два оптимума и разделяющую их фазу похолодания и в этом отношении аналогична подруднянской. Но на нижнем ее отрезке опять-таки большого содержания достигает пыльца ели (до 45%), к которой присоединяется сибирский кедр (до 20%) и пихта (до 10%), кульминирующая в интервале нижнего оптимума одновременно с грабом, также присутствующим в значительных количествах. Это все характеризует растительность как значительно более влаголюбивую, чем та, которую В. П. Гричук приводит в качестве типичной для нижнего глазовского оптимума.

Как бы то ни было, рославльские разрезы несравненно выразительнее одинцовского и это побудило К. К. Маркова (Марков, Лазуков, Николаев, 1965) переименовать одинцовское время в рославльское. Еще дальше пошел Г. И. Горецкий (1964, 1966). Также называя последнеднепровское межледниковье рославльским, он считает, что межморенные слои Одинцова вообще не имеют к нему отношения, а соответствуют более позднему интерстадиалу, разделяющему выделенную им новую сожскую стадию оледенения от собственно московской. Нам эти нововведения представляются необоснованными. Под Москвой неизвестно никаких фактов, которые позволили бы выделить еще одну дополнительную «сожскую» морену, сверх давно уже установленных трех — окской, днепровской и московской. Нижняя морена одинцов-

ского разреза по всей совокупности данных является средней подмосковной мореной, обоснованно сопоставляемой с максимальным днепровским оледенением. Следовательно, нет никаких оснований сомневаться в том, что межморенные слои одицовского разреза охватывают тот же днепровско-московский стратиграфический интервал, что и межморенные слои рославльских разрезов, т. е., что и те и другие относятся к одному и тому же межледниковью. Необходимо, очевидно, сохранить перво-

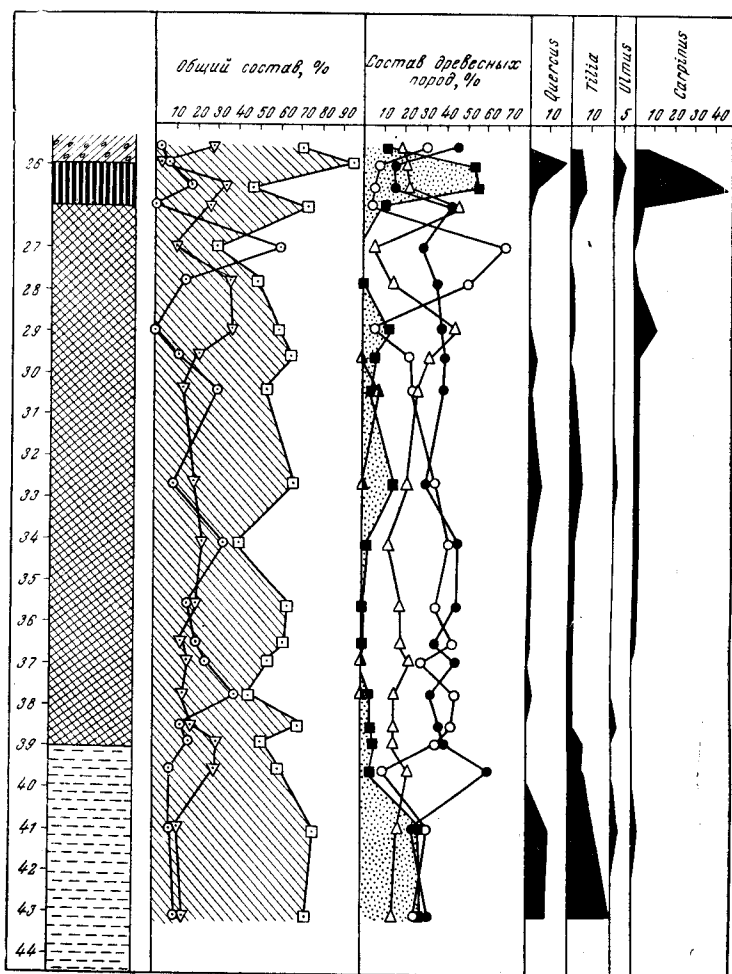


Рис. 108. Спорово-пыльцевая диаграмма днепровско-московских межледниковых отложений, вскрытых у с. Ламанчино. Анализы М. А. Недошивиной

Условные обозначения см. на рис. 104

начальное наименование этого межледниковья, если следовать правилам стратиграфической номенклатуры, так же как необходимо сохранить и его первоначальный стратотип, сколь бы более совершенными ни оказались позже открытые разрезы.

А. И. Москвитин (1961а и б, 1967) полагает, что описанные С. М. Шиком и В. П. Гричуком разрезы Смоленской и Калужской областей не являются полными и не дают исчерпывающего представления об изменении природной обстановки в течение одицовского времени. Более показательны, по его мнению, разрезы окрестностей г. Галича.

Один из этих разрезов был открыт В. А. Новским в овраге Полудневном под д. Горки на северном берегу Галичского озера. Он изу-

чался Н. С. Чеботаревой (1953б) и А. И. Москвитиным (1954), а позже С. И. Гольцем. По данным последнего, в этом районе развиты две стадильные донные морены московского оледенения, подстигаемые одицовскими межледниковыми слоями, ниже которых имеется еще до двух горизонтов морен. Овраг Полудневный вскрывает всю эту серию, исключая самую нижнюю морену. По А. И. Москвитину (1954), обнажающиеся в нем межморенные слои сложены озерными гиттиями с двумя прослоями торфа и имеют мощность 4,15 м. Им приведена их спорово-пыльцевая диаграмма, составленная по анализам Р. Е. Гиттерман, на которой отчетливо видны два сближенных максимума широколиственных пород в нижней половине и еще один значительно более слабый в верхней части. Аналогичный тип имеет спорово-пыльцевая диаграмма, составленная Л. А. Скибой для другого выхода межморенных слоев, описанного А. И. Москвитиным (1954) несколько северо-восточнее, у с. Крутцы на р. Челсме, где они, как и под Горками, сложены озерными гиттиями. На этой диаграмме третий, верхний, максимум широколиственных пород, правда, практически отсутствует, так как их пыльца в верхней части толщи встречается в ничтожных количествах; здесь решительно доминируют хвойные. Но верхний отрезок диаграммы и в данном случае ограничен снизу промежутком, на котором пыльцевые спектры выражают отчетливое и достаточно резкое похолодание. Судя по разрезу в Горках, в некоторые моменты этого похолодания из состава древесной растительности почти полностью выпадали все компоненты, за исключением березы. Таким образом, в обоих случаях можно говорить о трех оптимумах, из которых верхний выражен очень слабо, а два нижних весьма отчетливы.

А. И. Москвитин сопоставляет эти два нижних оптимума с глазовским и рославльскими оптимумами В. П. Гричука, считая третий более поздним и присваивая ему наименование галичского. Предшествующее последнему похолодание он называет пепеловским (Москвитин, 1967).

Оценивая построения А. И. Москвитина, следует признать их правдоподобность, хотя они и не могут быть приняты за безусловно достоверные. Оптимумы в галичских разрезах выражены существенно иначе, чем в разрезах Смоленской и Калужской областей. Там они устанавливаются по резко выступающим пикам широколиственных пород, суммарное содержание которых доходит до 45%, причем среди них доминируют, как мы видели, дубы и вязы. В отличие от этого даже наиболее отчетливые два нижних оптимума галичских разрезов характеризуются содержанием пыльцы широколиственных деревьев максимум в 10—15%, а подавляющую роль среди них играет липа. Доминантами даже на этих отрезках диаграмм остаются хвойные при значительной роли березы. Третий, галичский, оптимум А. И. Москвитина вообще характеризуется лишь небольшой примесью широколиственных пород, почти исключительно липы, к хвойным или хвойно-березовым лесам. Сами по себе такие различия могут быть объяснены широтной климатической зональностью и не являются решающим аргументом против сопоставлений А. И. Москвитина. Надо помнить, что Галич расположен примерно в 850 км северо-восточнее Рославля и даже в настоящее время лежит в пределах существенно иной растительно-климатической полосы.

Однако учет климатической зональности позволяет допускать и возможность другой корреляции разрезов. В этой связи обращает на себя внимание похолодание, разделяющее два нижних оптимума галичских разрезов. Судя по пыльцевым диаграммам, оно было непродолжительным и не очень глубоким. В это время исчезли широколиственные породы, но продолжали доминировать те же хвойные, которые преобладали в составе растительности и в течение обоих оптимумов. Район

Галича, по сути дела, все время оставался в зоне тайги, попадая только то в более южную, то в более северную ее части. Между тем красноборское похолодание в разрезах рославльской группы выражено несравненно резче, а на диаграммах занимает относительно больший отрезок. В это время широколиственные леса глазовского оптимума сменялись несравненно более холодолюбивой растительностью скорее интерстадиального, чем межледникового типа, которая затем вновь уступала место широколиственным лесам рославльского оптимума. При столь резком изменении растительно-климатической обстановки на Смоленщине трудно объяснить одновременные гораздо менее значительные ее изменения в более северных районах. Тем самым закрадывается сомнение в обоснованности сопоставления похолодания, разделяющего нижние два оптимума галичских разрезов с красноборским. По меньшей мере равновероятным представляется, что мы имеем дело, в данном случае, с каким-то другим, гораздо менее значительным похолоданием, возможно, вообще не сказавшимся заметным образом на составе растительности более южных частей Русской равнины. В районе Галича оно смогло привести к исчезновению широколиственных пород из местных лесов лишь потому, что вблизи северных пределов их распространения для этого было достаточно даже небольшого смещения границ ареалов. При таком допущении становится вероятным сопоставление двух нижних оптимумов галичских разрезов с одним глазовским оптимумом В. П. Гричука, а пепеловского похолодания А. И. Москвитина с красноборским похолоданием, сравнимым с ним по масштабу. Тогда галичский оптимум А. И. Москвитина оказался бы просто северным вариантом рославльского оптимума, и в южных разрезах несколько менее крупного.

Несмотря на то, что сравнение рославльской и галичской групп разрезов не дает вполне однозначного результата, оно позволяет все же с известной уверенностью сформулировать некоторые важнейшие особенности одинцовского межледниковья, выразившиеся в смене двух или даже трех оптимумов, разделенных фазами похолодания. Это отчетливо отличает одинцовское межледниковье, например, от микулинского, для которого характерен один очень резкий оптимум. Вторая его особенность — относительно ксерофильный тип растительности, который указывает на значительную континентальность климата Русской равнины: в составе свойственных одинцовскому межледниковью лесных ассоциаций преобладают такие формы, как дуб, вяз и липа среди широколиственных пород и сосна — среди хвойных. Правда, эти черты не всюду выражены одинаково ярко, а местами, как показывает разрез у с. Новики, особенно во время глазовского оптимума, большое значение приобретали и более влаголюбивые формы. Но все же одинцовское межледниковье достаточно определенно отличается по этому признаку, скажем, от «лихвинского» межледниковья, если понимать последнее лишь как время накопления межледниковых озерно-старичных отложений лихвинского разреза, а не как весь хронологический интервал, соответствующий лихвинскому горизонту унифицированной шкалы. Для «лихвинского» межледниковья в этом смысле характерно как раз преобладание влаголюбивых компонентов лесной растительности — граба среди широколиственных пород, ели и пихты среди хвойных.

Большинству местонахождений межледниковых слоев, более или менее уверенно датировемых как одинцовские, свойственны в той или иной степени указанные особенности палинологической характеристики. Сейчас известно уже немало таких местонахождений, особенно в пределах площади распространения московского оледенения, где слои одинцовского горизонта занимают наиболее четкое стратиграфическое положение в разрезах.

Кроме уже приведенных выше, это разрезы у с. Беломир и у с. Авдюково (материалы С. М. Шика) в Смоленской области и некоторые другие.

Они, однако, не прибавляют ничего принципиально нового и мы остановимся здесь более подробно лишь на некоторых разрезах, расположенных восточнее.

Один из них — это разрез буровой скважины у с. Веригино Загорского района Московской области, описанный В. К. Кузнецовым и С. Я. Гоффеншефер. Здесь непосредственно в подпочве залегают красно-бурые валунные суглинки, на глубине 47,5 м сменяющиеся валунными же суглинками, но темно-серого цвета мощностью 5,5 м. Пока неясно, следует ли всю эту толщу в целом относить к московской морене, или же правильнее считать верхние красно-бурые суглинки уже мореной более молодого калининского оледенения. Решение этого вопроса не влияет, однако, на оценку стратиграфического положения нижележащей межморенной толщи, имеющей суммарную мощность 18,5 м. Верхние две трети последней сложены серыми тонкослоистыми алевритами (8 м) и тонкими суглинками (3,3 м), под которыми следует пачка слоев, богатых растительными остатками и содержащих обломки обугленной древесины. Эта пачка сложена последовательно сменяющимися друг друга слоями тонкозернистого песка (1 м), иловатого суглинка (3,2 м), темно-серого алеврита (1 м), темно-серой гиттии (1 м), торфа (0,6 м) и, наконец, серой глины (0,4 м). Затем следуют темно-бурые, ниже темно-серые песчаные валунные суглинки днепровской морены мощностью 55 м, под которыми пройдено еще 33,5 м по четвертичным отложениям, самым нижним членом которых является 6-метровый слой грубого слабавалунного суглинка (по-видимому, окская морена). Ниже следуют пермские породы.

Межморенная толща была изучена палинологически М. Н. Валуевой; на составленной ею спорово-пыльцевой диаграмме не выражены начальная и конечная фазы межледниковья, но достаточно четко вырисовываются по крайней мере два оптимума, разделенные фазой похолодания, отображенной в интервале глубин от 36 до 40 м. Здесь вначале полностью исчезает пыльца широколиственных пород, сильно сокращается содержание пыльцы сосны и ели и резко кульминирует береза. Затем, после высокого пика ели, следует новая кульминация березы, но появляется немного пыльцы липы. Одновременно изменяется и общий состав спорово-пыльцевых спектров, в которых уменьшается роль древесной пыльцы и возрастает значение травянистой и спор. Напрашивается сопоставление этого похолодания с красноборским, а разделяемых им оптимумов с глазовским и рославльским. К сожалению, в диаграмме имеется пропуск, охватывающий диапазон глубин от 28 до 31 м. Перед ним намечается резкое сокращение пыльцы широколиственных, но соответствует ли оно началу еще одного значительного похолодания, остается неизвестным. Наряду с признаками значительных колебаний климата веригинскую спорово-пыльцевую диаграмму сближает с эталонными рославльскими диаграммами и состав растительности. Здесь также преобладают из широколиственных пород дуб и вяз, много липы, а граб оттеснен далеко на задний план. Среди хвойных большей частью преобладает сосна и т. п. Кроме того, в ряде проб определена *Picea torrica*, подтверждающая возраст слоев, не более молодой, чем средний плейстоцен.

К близкому типу относится спорово-пыльцевая диаграмма межморенных слоев у с. Скобелево Загорского района. Пройденная здесь буровая скважина заложена на крутом склоне долины левого истока р. Трубуж и потому в ней отсутствует московская морена, слагающая прилегающие междуречья. Межморенные слои вскрыты в ней прямо под покровными суглинками, имеющими мощность 2 м. Это — тонкие озерные супеси, образующие 10-метровую толщу. Под ними пройдено четыре слоя валунных суглинков соответственно в 7, 1, 4 и 5 м мощности, разделенные тремя слоями песков по 4, 19 и 6 м.

Более выразительна диаграмма межледниковых отложений, вскрытых скважиной у с. Дарцево Ростовского района Ярославской области, составленная М. Н. Валуевой. Эта скважина расположена на современной террасе оз. Неро и в ней также отсутствует московская морена, так что межледниковые отложения залегают прямо под слагающими террасу озерно-аллювиальными песками мощностью 18 м. Они слагаются сверху серыми глинами с растительными остатками (3 м), далее песками с прослоями оторфованных глин (5,6 м), торфом (0,2 м), ниже которого залегают крупнозернистый песок с линзочками обогащенной органическим веществом черной глины (4 м). В основании этого слоя содержится галька гранита, являющаяся, по-видимому, остатками размытой морены и ниже следует более древняя серия тонко- и мелкозернистых песков (36,6 м), подстилаемая мощной (46,6 м) пачкой горизонтально-слоистых глин шоколадного цвета с прослоями песка толщиной до 3,2 м, а затем два слоя валунных суглинков по 28,2 и 41,8 м соответственно, разделенных мелкозернистыми песками мощностью 2,6 м. Пыльцевая диаграмма, имеющая явные черты сходства с типичными одинцовскими, относится к торфу и перекрывающим его слоям.

Значительно меньше достаточно хорошо датированных и выразительных разрезов одинцовских отложений имеется за пределами распространения московского оледенения и в его краевой зоне. Наиболее

известным из них является разрез у с. Пепелово на р. Шуе, километрах в 60 восточнее г. Галича, недалеко от ст. Николо-Полома. Он был открыт С. Н. Никитиным в 1885 г., затем изучался В. С. Доктуровским (1931), К. К. Марковым (1939) и А. П. Жузе (1939), а в 1960—1961 гг. Б. М. Кордуном, А. И. Евсеенковым и другими, которые дополнили естественное обнажение заложенной в 60 м над его бровкой буровой скважиной. Долина р. Шуи врезана здесь в поверхность флювиогляциальной равнины. Покрывающие последнюю слои лучше всего вскрыты буровой скважиной, в которой сверху пройдено 1,3 м разнозернистых, внизу гравелистых песков, подстилаемых 1,2 м суглинка с прослоями песка. В естественном обнажении, бровка которого несколько снижена, вскрыты только 0,7 м суглинков с почвой на них, в средней части которой встречается редкая галька. Эту гальку рассматривали как реликты морены. Ниже, как в обнажении, так и в скважине, залегают озерные диатомиты, мощность которых в береговом обрыве достигает 6,1 м. В их основании К. К. Марковым (1939) был описан прослой торфа, в более поздних расчистках не обнаруженный. В скважине мощность диатомитов уменьшается до 1,2 м. Под диатомитами в береговом обнажении до уреза реки еще на 1,5 м вскрываются разнозернистые пески. Полностью они пройдены скважиной, в которой их мощность оказалась равной 12,4 м, причем внизу они содержат гравий. Ниже скважина прошла 7,8 м тяжелого суглинка (морена) и вошла под ним на 0,1 м в пески.

Разрез у с. Пепелова располагается восточнее конечноморенной зоны московского оледенения, возможно экстрагляциально по отношению к нему. Поэтому вначале предполагалось, что валуны в кровле озерных диатомитов представляют собой остатки днепровской морены, а сами озерные слои относятся к лихвинскому межледниковью. В настоящее время становится очевидным, что днепровской является морена, вскрытая под ними скважиной, поскольку она широко распространена в этих местах, а перекрываются эти слои только московскими флювиогляциальными песками, хотя А. И. Москвитин (1967) предполагает, что здесь сохранились и остатки московской морены. Поэтому уже только на основании стратиграфического положения диатомиты пепеловского разреза следует относить к одинцовскому межледниковью. С этим хорошо согласуются и палинологические данные.

Для пепеловского разреза построено две спорово-пыльцевые диаграммы. Одна составлена В. В. Писаревой для толщи диатомитов, обнажающихся в береговом обрыве, другая — М. В. Никольской, по данным буровой скважины, преимущественно для толщи подстилающих диатомиты песков. Из их сравнения можно убедиться, что в этом разрезе намечаются два климатических оптимума. Нижний из них, соответствующий низам толщи, намечается довольно слабо. Зато верхний, возможно, соответствующий рославльскому, прекрасно выражен в части диаграммы, соответствующей диатомитам. По обилию пыльцы смешанного дубового леса он значительно ярче, чем аналогичные оптимумы в галичских разрезах.

В аналогичных условиях расположена скважина, заложенная северо-восточнее, на р. Анюг в Кологривском районе Костромской области. В ней, по данным В. Р. Лозовского, под песками (3,5 м) вскрыты межледниковые слои, состоящие из суглинков (9 м) и глин (3 м), которые подстилаются валунными суглинками днепровской морены на 22 м. Спорово-пыльцевая диаграмма дает обычную для одинцовских слоев картину.

Значительно менее полны данные об одинцовских слоях в других экстрагляциальных по отношению к московскому оледенению частях описываемой территории. Здесь известны некоторые разрезы с погребен-

ными почвами, подобно тому, как это было описано в Одинцове. Таков, например, разрез вблизи известной палеолитической стоянки Сунгирь, на р. Уловке недалеко от г. Владимира (Цейтлин, 1965; Москвитин, 1967). Погребенная почва, видимо, одинцовского возраста известна также из толщи озерно-ледниковых отложений южнее Москвы на территории Вереиско-Подольского плато. Южнее Москвы единственный палинологически охарактеризованный разрез предположительно одинцовских отложений описан только в упоминавшейся уже буровой скважине у совхоза «Авангард». Здесь над днепровской мореной залегают темно-серые глины и тонкозернистые пески с растительными остатками и тонкостенными раковинками моллюсков, образующие толщу в 10,9 м мощности и перекрытые сверху 8,5 м покровных суглинков. К сожалению, споры и пыльца в этой толще были обнаружены только в нескольких образцах. Пыльцевые спектры определенно указывают на межледниковые климатические условия, но возраст слоев можно определить только очень приближенно.

На этом мы заканчиваем обзор более или менее достоверно установленных местонахождений одинцовских межледниковых отложений. Однако наряду с ними имеются и такие, которые вызывают серьезные разногласия. Часть из этих разногласий, несмотря на весьма широкое расхождение мнений, имеют все же частный характер, отражаясь на датировке конкретных слоев, но не затрагивая общих стратиграфических концепций. Сюда относятся, например, разногласия по вопросу о возрасте межморенных озерных слоев у погоста Илья Пророк на р. Большая Коша в Селижаровском районе Калининской области. А. И. Москвитин (1950, 1965) относит межморенные слои обнажения у Ильи Пророка к верхневолжскому интерстадиалу калининского оледенения, Т. И. Столярова считает их одинцовскими, а В. П. Гричук — лихвинскими. Отсылая читателя к приводимой последним (Гричук, 1961б) спорово-пыльцевой диаграмме, ограничимся здесь только указанием, что автор больше всего склоняется к точке зрения Т. И. Столяровой.

Гораздо более существенными являются расхождения в оценке возраста и стратиграфического положения межморенных слоев в д. Максине на территории Москвы и в Бибиреве под Ивановым, так как они затрагивают коренные вопросы стратиграфии четвертичных отложений.

В первом из этих пунктов межморенные слои были обнаружены при разбуривании бурового поперечника при изыскании под строительство сооружений канала им. Москвы еще в 30-х годах. Скважины эти располагались близ северо-восточной окраины нынешней территории г. Москвы, неподалеку от Щелковского (Стромынского) шоссе у ныне не существующей д. Максина, на поверхности флювиогляциальной равнины, уходящей на восток в сторону Мешеры. Вскрытые поперечником межморенные слои были подвергнуты палинологическому изучению М. И. Рынкевич по скв. 871, но мы приводим здесь сокращенное описание аналогичного разреза соседней скв. 872, поскольку она прошла всю толщу четвертичных отложений и углубилась в коренные породы. Скважиной были вскрыты (сверху вниз):

1. Песок буро-желтый, разнозернистый, с галькой и валунами кремня и кристаллических пород 4,50 м

В скв. 871 нижняя часть этого интервала описана как грубая супесь с гравием. По-видимому, в описании данной скважины в один слой объединены залегающие с поверхности флювиогляциальные пески и подстилающая их супесчаная морена, очень типичная для этих мест.

2. Суглинок черный, с редким мелким гравием (нижняя часть морены?)	0,50 ..
3. Супесь голубовато-серая, тонкая, слюдистая	0,50 ..
4. Супесь серая, книзу черная, торфянистая	3,30 ..
5. Торф	0,40 ..
6. Супесь темно-серая, с углистыми примазками и пятнами вивинанита	12,45 ..
7. Песок мелкозернистый	0,50 ..
8. Супесь темно-серая	3,05 ..
9. Суглинок темно-коричневый, с гравием и галькой (днепровская морена)	2,55 ..
10. Песок темно-серый, мелкозернистый	7,00 ..
11. Супесь темно-серая, слоистая	11,65 ..
12. Супесь темно-серая, с гравием известняка и кварца	1,60 ..
13. Супесь темно-серая	3,50 ..
14. Суглинок темно-коричневый, с мелкой галькой и плохо окатанными валунами известняка (окская морена?)	4,00 ..

15. Ниже вскрыты глины

Хотя на прилегающей местности повсюду распространена московская морена, А. И. Москвитин (1952) считает верхний из вскрытых максинскими скважинами моренных горизонтов днепровским. Поясняя это, он ссылается (Москвитин, 1965) на устное сообщение С. А. Доброва, утверждавшего о выклинивании московской морены в сторону ложбины, в которой заложены скважины со стороны сложенного ею холма в 0,5—1 км отсюда «у насосной станции». В самой ложбине, по этим данным, сохранилась только более древняя морена, которую А. И. Москвитин и считает днепровской. На этом основании подстилающие ее межледниковые слои он толкует как доднепровские и первоначально относил их к лихвинскому межледниковью. В настоящее время А. И. Москвитин (1967) относит их уже к вновь выделенному им ивановскому межледниковью, по его представлениям непосредственно предшествующему днепровскому оледенению и стратиграфически соответствующему верхней из подморенных погребенных почв лихвинского разреза. Исходя из этого им истолковывается и спорово-пыльцевая диаграмма М. И. Рынкевич (Гричук, 1961б). Ярко выделяющийся на ней климатический оптимум рассматривается как относящийся к самому ивановскому межледниковью, следующая за ним фаза похолодания принимается за I фазу днепровского оледенения, а небольшое потепление, обозначающееся в верхах толщи небольшим выступом широколиственных пород и высоким пиком хвойных, выделяется под именем максинского интерстадиала, отделяющего эту фазу от главной фазы оледенения.

Анализ фактов убеждает в некоторой искусственности такого построения. В самом деле, невозможно привести неоспоримые доказательства присутствия в районе Максина двух морен, более молодых, чем вскрытая скважинами межледниковая толща. Повсеместно же развита здесь московская морена и по условиям залегания, и по литологическим особенностям во всем подобна верхней морене максинского разреза, которую нет оснований принимать поэтому за днепровскую. С последней как раз очень сходна средняя из вскрытых скважинами морен. Все это заставляет склониться к мнению, что межледниковые слои и в данном случае относятся к днепровско-московскому интервалу, т. е. имеют одинаковый возраст.

Примерно так же обстоит дело и с другим спорным местонахождением межморенных слоев, вскрытых скважиной у д. Бибирево в 11 км севернее г. Иванова, первоначально описанным А. И. Евсеенковым, а затем подробно изученным А. И. Москвитиным (1967). В этом разрезе была описана межледниковая озерная серия, состоящая из двух пачек: верхней (глины, торф, торфянистый ил) и нижней (диатомовые мергели и известковые глины).

Разногласия в толковании разреза зависят от датировки верхней морены. Скважина находится в пределах обширного ивановского зандра, сопровождающего с фронтальной (восточной) стороны зону конечных морен московского оледенения, куда нагромодивший их ледник, казалось бы, не должен был проникать. Именно на этом основании А. И. Москвитин и датирует так уверенно верхнюю морену бибиревского разреза как днепровскую. Отсюда вытекает доднепровский возраст подстилающих ее озерных отложений, относимых им к ивановскому межледниковью, для которого бибиревский разрез принимается им в качестве стратотипического.

Как будет показано далее, в настоящее время есть основания считать, что московское оледенение во время своего наибольшего распространения проникало, однако, как раз дальше ивановских конечных морен и что его максимальная граница в большинстве случаев вообще не сопровождается краевыми ледниковыми образованиями, выраженными в рельефе. Большинство геологов, ведущих съемку в этом районе, считает поэтому верхнюю морену бибиревского разреза московской, к чему присоединяется и автор настоящего раздела. В таком случае, подстилающие ее озерные слои представляется наиболее логичным считать одинаковыми.

Спорово-пыльцевая диаграмма бибиревских озерных отложений составлена А. И. Москвитиним (1967) по материалам целой группы палинологов. Она поразительно похожа на диаграмму максинского разреза, но значительно подробнее. Нижняя ее часть начинается фазой хвойно-березовых лесов, в которых с самого низа имеется примесь широколиственных пород, так что ранние стадии межледниковья ею не охвачены. Далее следует климатический оптимум, выраженный в виде выступа пыльцы смешанного дубового леса, удивительно напоминающего формой аналогичный выступ на максинской диаграмме. К концу оптимума содержание этой пыльцы доходит до 57%. При этом, так же как и на одинаковых диаграммах, господствует дуб, вяз и липа с небольшой подмесью орешника и практически отсутствует граб. Охарактеризованная часть диаграммы соответствует нижней пачке озерной серии. Приблизженный подсчет годичных слоев позволил А. И. Москвитину (1967) оценить примерно в 8000 лет длительность накопления толщи в 7 м из общей мощности пачки в 9 м. Из них около 5000 лет приходится на климатический оптимум. Выше следует длительная фаза похолодания, приходящаяся уже на верхнюю пачку. На ее протяжении растительность последовательно изменялась от таежной до лесотундровой и тундровой и только в самом верху разреза устанавливается вновь относительное потепление.

Оно выражается в невысоком выступе широколиственных пород и резком пике хвойных (максинский интерстадиал А. И. Москвитина).

Самым существенным аргументом против отнесения бибиревской и максинской диаграмм к числу одицовских является наличие на них только одного климатического оптимума, не считая незначительного потепления интерстадиального типа в самом верху. Надо, однако, учесть, что ни та, ни другая диаграммы не охватывают полностью всего межледникового, поэтому трудно судить, не является ли в них попросту пропущенным один из одицовских оптимумов. Что же касается «максинского» потепления, то оно по своему типу мало чем отличается от галичского оптимума А. И. Москвитина, равно как и предшествующее похолодание от «пепеловского» похолодания. Таковы основания, почему представляется постепенным исключать бибиревский и максинский разрезы из числа одицовских, к которым они явно тяготеют.

Необходимо остановиться еще на одной группе разрезов межморенных слоев, одицовский возраст которых сомнителен по их палеоботанической характеристике, но которые по имеющимся геологическим данным располагаются в днепровско-московском стратиграфическом интервале.

Наиболее интересен из них разрез буровой скважины у с. Ламанчино Семлевского района Смоленской области, находящаяся неподалеку от упоминавшихся выше разрезов в Максименках и Беломире. Судя по геологическому профилю (см. рис. 107), скважина у с. Ламанчино вскрыла межморенные слои действительно на том же стратиграфическом уровне, что и скважины в Максименках и Беломире. Под покровными суглинками в 6,5 м мощностью она прошла верхнюю морену, повсюду здесь считающуюся московской. Правда, она оказалась несколько повышенной мощности (19,5 м) и состоит из верхнего, большего по толщине, слоя коричнево-бурых валунистых суглинков (15,8 м) и нижнего, меньшего, слоя зеленовато-серых валунистых суглинков (3,7 м). Межморенные слои располагаются непосредственно под этой мореной и образуют толщу в 25,8 м мощностью, начинающуюся сверху торфом (0,5 м), ниже которого следует «торфяно-глинистые отложения» (12,5 м) и затем зеленовато-серые глины (12,5 м). Далее пройдено два горизонта серых валунистых суглинков (по 13,9 и 6,7 м), разделенных крупнозернистыми песками (8 м). Самый нижний горизонт морены подстилается мощной 58-метровой толщей мелкозернистых песков, в средней части валунами, по-видимому, выполняющей глубокую погребенную ложбину и лежащей на поверхности коренных пород (серые доломиты).

Спорово-пыльцевая диаграмма, составленная М. А. Недошивиной (см. рис. 108), построена, к сожалению, по довольно разреженной серии образцов. В ее нижней и средней частях вырисовываются два довольно пологих и не очень резко разграниченных максимума широколиственных пород с преобладанием дуба и липы. В верхней же части виден очень резкий пик, обусловленный в основном возрастанием содержания пыльцы граба. Одновременно с этим сильно увеличивается и содержание ели. Это резко отличает рассматриваемую диаграмму от одицовских и сближает ее с диаграммами «лихвинского» типа.

Еще более своеобразна в этом отношении пыльцевая диаграмма межморенных слоев у с. Кульбакино Смоленской области, которые С. М. Шик и В. П. Гричук (1961) датировали лихвинским межледниковьем. Однако, как видно из геологического профиля (рис. 109), и эти слои залегают непосредственно под верхней мореной, в этой местности всеми принимаемой за московскую и располагаются, по-видимому, в днепровско-московском межморенном интервале. Аналогичны приведенным разрезам пос. Алхимково и Хотилово Калининской области (рис. 110, 111, 112).

Подобные факты послужили основанием для И. Н. Салова (1968) отвергнуть самое существование московского оледенения и поместить все рославльские слои под днепровскую морену, считая, что они непосредственно связаны исторически с лихвинскими, а не отделены от их ледниковым временем. С подобным решением вопроса вряд ли возможно согласиться, тем более, что оно отнюдь не снимает противоречий, а наоборот, скорее запутывает их. Однако причина того, что столь

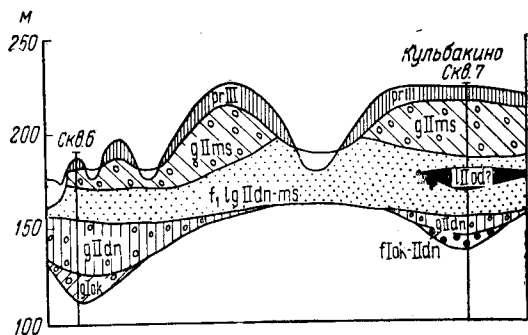


Рис. 109. Геологический профиль района с. Кульбакино Ярцевского района Смоленской области

Индексами обозначены: fIok — окская морена; fIIdn — окско-днепровские флювиогляциальные отложения; gIIdn — днепровская морена; f, Ig IIdn-ms — днепровско-московские флювиогляциальные и лимногляциальные отложения; IIIod — озерные отложения предположительно одицовского межледникового; gIIms — московская морена; rgIII — отложения перигляциальных зон верхнечетвертичного времени

различные по палеоботанической характеристике отложения возникли как-будто бы в один и тот же стратиграфический интервал, требует пока еще своей разгадки. Вполне вероятно, что она кроется просто в неверной интерпретации условий залегания упомянутых межморенных слоев, при которой не учтены местные проявления гляциотектоники, наличие отторженцев более древних четвертичных отложений на относительно высоком стратиграфическом уровне и т. п.

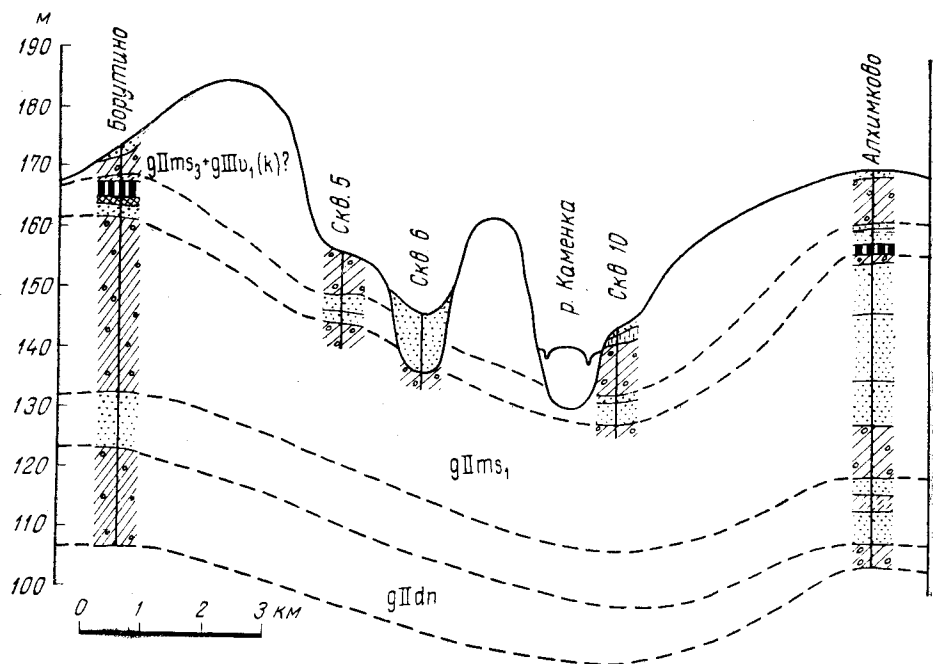


Рис. 110. Геологический профиль района сел Борутино и Алхимово Рамешковского района Калининской области. По Н. Г. Бородину

Индексами обозначены: gII dn — днепровская морена; gIIms₁ — морена ранней стадии московского оледенения; gIIms₃+gIIIv, (k) — нерасчлененные морены поздней стадии московского и ранней стадии валдайского (калининского) оледенений

МОСКОВСКИЙ ГОРИЗОНТ

Московским оледенением покрывалась большая часть описываемой территории, так что свободной ото льдов оставалась только ее южная и юго-восточная окраины. Естественно поэтому, что в настоящем разделе речь будет идти в основном о ледниковых и водноледниковых отложениях, преобладающих в составе московского горизонта.

Южная граница московского оледенения на большей части своего протяжения установлена приблизительно. Только на юго-западе она выражена хотя и разобщенными, но морфологически отчетливо выраженными краевыми формами рельефа. Первым их звеном являются конечные морены, пересекающие среднее течение р. Остра западнее г. Рославля. На их продолжении располагаются морены напора между Рославлем и Рогнедником. Затем, после значительного перерыва граница прослеживается только в западных окрестностях г. Мещовска Калужской области в виде реликтов конечноморенных всхолмлений, цепочка которых тянется отсюда на северо-восток к месту слияния рек Угры и Оки. Далее, огибая крайний северо-западный выступ Среднерусской возвышенности, граница проходит на север к г. Малоярославцу, у которого предел продвижения московского ледника устанавливается лишь по выклиниванию его донной морены на междуречье Лужи и Протвы.

Северо-восточнее граница московского оледенения почти нигде не отмечается более ни морфологически выраженными краевыми ледниковыми образованиями, ни иными специфическими геоморфологическими

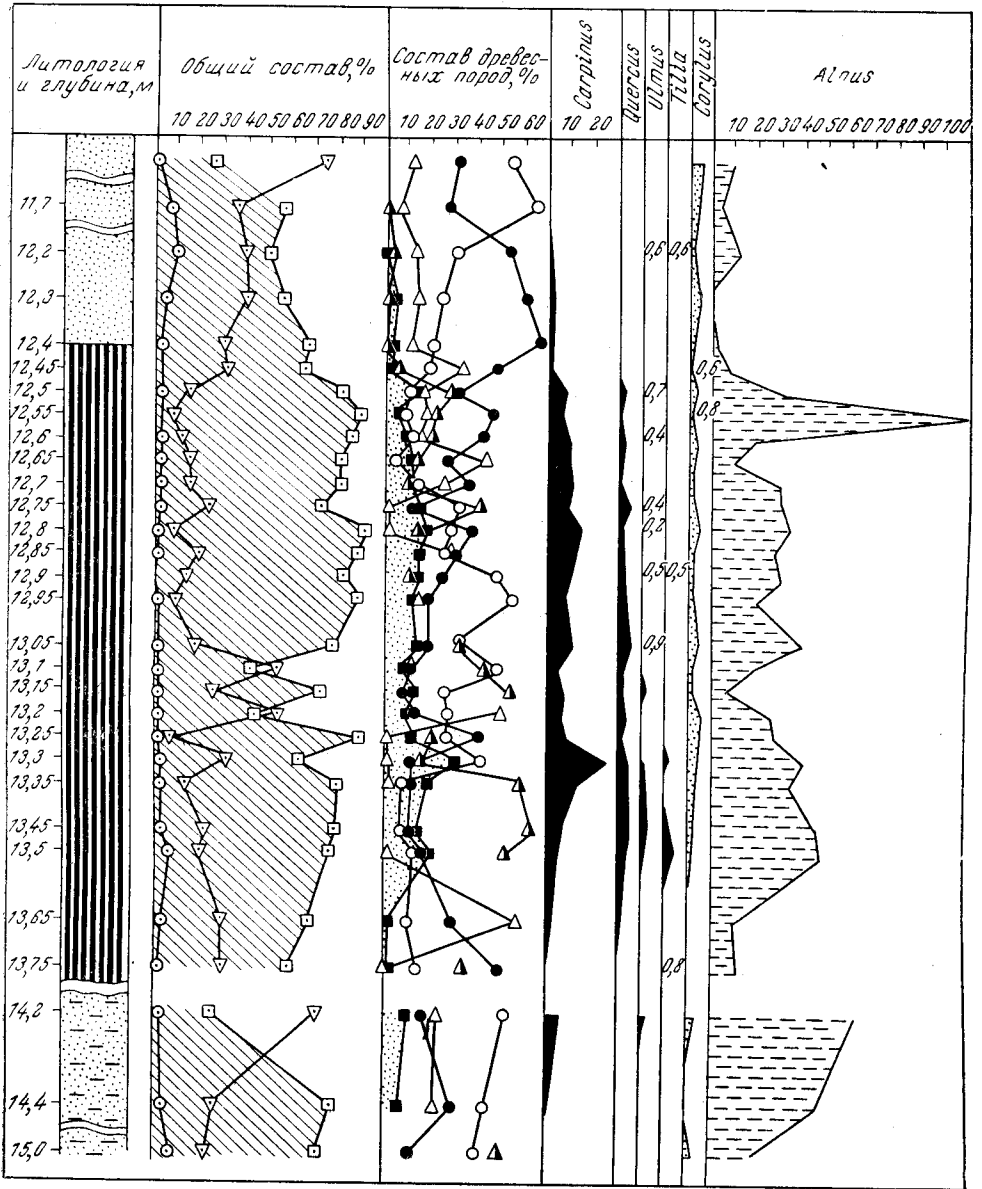


Рис. 111. Спорово-пыльцевая диаграмма межледниковых отложений, вскрытых у с. Алхимково. Анализы Е. Н. Анановой и М. Н. Валуевой
Условные обозначения см. на рис. 104

признаками, а устанавливается либо по исчезновению в разрезах московской донной морены, отнюдь не всегда достаточно уверенно выделяемой, либо по еще менее определенным косвенным критериям. Естественно, что на отдельных участках ее положение намечено только условно.

Это относится в значительной мере уже к ее отрезку южнее Москвы, в окрестностях которой московский горизонт был выделен впервые. Здесь, судя по данным бурения, московская донная морена не распространяется за линию р. Пахры от ее верховьев до г. Подольска. Восточнее граница оледенения спускается по правобережью р. Москвы до района г. Бронницы (Бронницкий язык), где известны камовые всхолмления. Еще дальше на юг ледник продвигался, по-видимому, на левобережье р. Москвы, пересекая долину Оки ниже Коломны. На правом берегу Оки у г. Луховицы А. С. Рябченков (1961б) также описал камовые формы рельефа. Однако главным доказательством такого продвижения льдов являются следы вызванной ими подпруды стока запад-

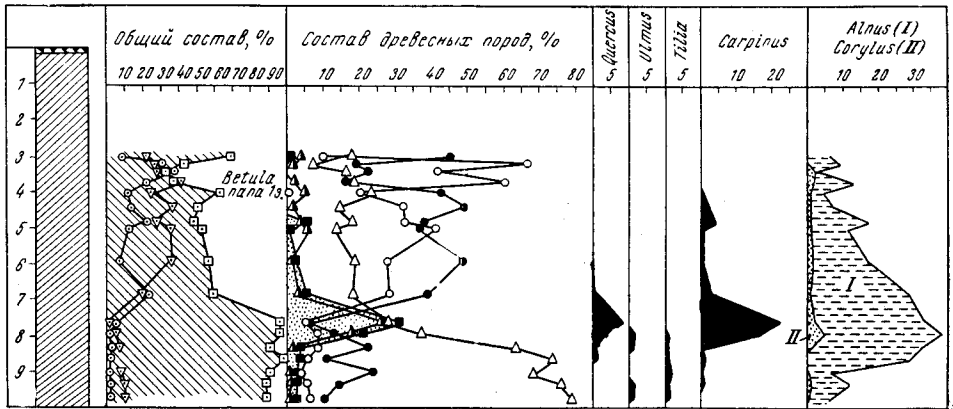


Рис. 112. Спорово-пыльцевая диаграмма межледниковых отложений, вскрытых у с. Хотилово Кимрского района Калининской области. Анализы А. А. Гузман
Условные обозначения см. на рис. 104

нее, в пределах Верейско-Подольского плато, где на значительной площади водораздельной равнины между реками Пахрой и Москвой, с одной стороны, и Окой и Лопасней, с другой, распространены перекрывающиеся днепровскую морену озерные и озерно-ледниковые отложения. Наиболее типично эти образования развиты в окрестностях г. Климовска к югу от Подольска. Их толща, не превышая 10 м мощности, описана З. П. Рычаговой, которая выделила в ней три части.

Сверху, под покровными суглинками, залегают желто-серые и серые тонкопесчаные озерно-ледниковые глины, местами с редким гравием и галькой, мощностью до 3 м. Под ними следуют до 3,5 м озерно-болотных осадков — серых жирных глин с редкими растительными остатками, относимых к единцовскому межледниковью. Нижним членом толщи являются серые и темно-серые суглинки и глины, местами известковистые, с частыми линзами песков и гравия, местами подстилаемые песками и залегающие поверх днепровской морены. Значительная их часть возможно представляет собой уже водноледниковые отложения времени отступления днепровского оледенения.

Восточнее, на междуречье Москвы и Северки, к северной окраине площади распространения описанной З. П. Рычаговой толщи примыкает участок, сложенный иными, но, видимо, фациально связанными с нею отложениями. Здесь, у сел Никулино, Натальино и других, Б. А. Яковлевым разбурена группа невысоких плоских возвышенностей. Сверху они сложены грубыми разнозернистыми песками с гравием и галькой, по-видимому, являющимися флювиогляциальными дельтово-зандровыми накоплениями московского оледенения, ниже залегают темно-серые тонкослоистые суглинки, в которых обнаружена редкая пыльца. Это, видимо, аналоги тех единцовских озерно-болотных осадков, которые слагают

среднюю часть надморенной толщи у Климовска. Они подстилаются мелко- и среднезернистыми песками, скорее всего, являющимися уже водноледниковыми отложениями днепровского оледенения, на морене-которого они залегают.

Поскольку палеоботаническая характеристика описанных предположительно одинцовских слоев остается невыясненной, приведенные нами датировки в известной мере условны. Но если они верны, то продвижение московского ледника до района Луховиц становится несомненным, поскольку только оно может объяснить появление приледникового озерного водоема на водораздельном плато с отметками более 150 м абс. высоты в недалеком соседстве с древними долинами рек Оки и Москвы. Этот водоем возникал, по-видимому, и ранее, во время отступления днепровского оледенения, его реликты сохранялись в течение одинцовского межледниковья, а окончательно он был дренирован лишь в послемосковское время, когда р. Москва, направлявшаяся ранее от района г. Воскресенска на восток в пределы Мещерской впадины, изменила направление своего течения, проложив новую долину в сторону г. Коломны.

Наименее ясно положение границы московского оледенения на отрезке к востоку от г. Москвы. До недавнего времени считалось, что она здесь проходила между южным подножием Клинско-Дмитровской гряды и долиной р. Клязьмы, так что Мещерская низина не покрывалась льдами, в пределах которой, действительно, московская морена нигде не установлена.

В качестве доказательства указанного положения границы оледенения приводились также данные по геологии района известной палеолитической стоянки Сунгирь под г. Владимиром. Здесь В. И. Громовым (Бадер, Громов, 1963), а затем С. М. Цейтлиным (1965) и А. И. Москвитиным (1967) был описан ряд обнажений, наиболее показательное из которых находится на речке Уловке у одноименного села. По данным С. М. Цейтлина, здесь вскрыты серовато-бурые делювиальные суглинки, вместе с развитой на них современной почвой достигающие мощности 3,4 м. Под ними лежит слой в 0,25 м мощности, состоящий из солифлюкционно перемешанных обрывков темноцветной погребенной почвы и красно-бурого моренного суглинка с валунами кристаллических пород. Ниже следует 2,5-метровая толща мелкозернистых горизонтально- и волнистослонстых песков, также нарушенных солифлюкцией и внедряющихся вниз по псевдоморфозам ледяных клиньев. Эти пески подстилаются болотно-подзолистой почвой, сформированной на голубовато-серых супесях с растительными остатками (0,75 м), в которых найдены кости грызунов (серых, лесных и водяных полевок) и пыльца сосны, березы, дуба, клена, липы, а также разнотравья и злаков. Этот слой налегает на лёссовидные известковистые супеси мощностью 3,2 м, подстилающиеся валунными суглинками днепровской морены, вскрытыми на 4,8 м.

А. И. Москвитин (1967) полагает, что долина Уловки целиком вырезана в толще днепровской морены, на которой был развит в пределах склона и верхний горизонт погребенной почвы, датируемый микулинским межледниковьем. Впоследствии эта почва была смещена солифлюкцией вместе с частью подстилающей морены, наплывшей на нижележащие слои. Таким образом, выше нижней погребенной почвы, относимой к одинцовскому межледниковью, в этом разрезе не оказывается морены в коренном залегании. Отсюда следует, что окрестности г. Владимира не могли покрываться московским ледником и его край должен был располагаться где-то севернее.

Однако существенно иное толкование описанного разреза становится возможным, если учесть данные бурения, проведенного здесь позже под наблюдением геолога С. В. Алехина. Как видно из рис. 113, этим бурением установлено участие в строении склонов долины Уловки не одного, а двух горизонтов морен. Они разделены тонкими лёссовидными супесями, чрезвычайно сходными с теми, которые подстилают нижнюю (одинцовскую) погребенную почву в обнажении. Не исключено, что это и есть те же самые супеси, уходящие в глубь склона под верхнюю морену, возможно, вместе с крошащей погребенной почвой, наличие которой в буровой скважине выявить очень трудно. Тогда верхняя морена уловского разреза оказалась бы московской и границу московского оледенения следовало бы искать уже южнее г. Владимира, где-то на территории Мещерской низины.

Следует заметить, что предполагая продвижение московского ледника на левобережье р. Москвы до г. Луховиц, мы тем самым уже допускаем, что он занимал какую-то часть Мещерской низины. Поэтому с той же степенью вероятности можно предположить, что он мог распространяться и на другие ее части. Отсутствие достоверных сведений

о развитии там московской морены не может исключать такого предположения.

То обстоятельство, что граница московского оледенения на значительном протяжении не сопровождается морфологически выраженными краевыми формами рельефа, убеждает, что ледниковый край был здесь пассивен. С этим хорошо согласуются малые мощности московской морены в Подмоскowie, измеряемые, как правило, первыми метрами, а то и долями метра, а также сильная переработка моренных образований тальными водами на значительных площадях, особенно на высоких надпойменных террасах р. Москвы, для которых А. И. Москвитин (1954) выделил даже особую «долинную фацию». Эта фация слагается мало-

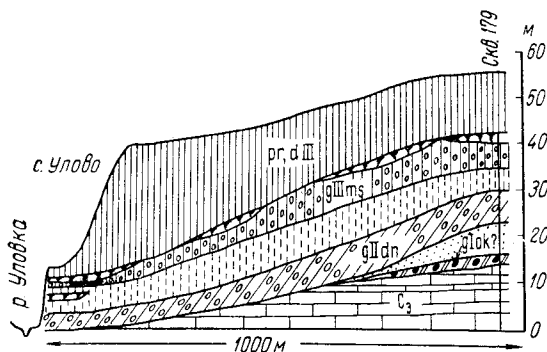


Рис. 113. Строение левобережья р. Уловки Владимирского района Владимирской области

Индексами обозначены: С₃ — верхнекаменноугольные отложения; gIok(?) — окская морена; gIIIn — днепровская морена; gIImS — московская морена; пг. dIII — отложения перегляциальных зон верхнечетвертичного времени.

ниженные плоские междуречья, занятые лесами и болотами и почти не обнаженные, как и отличить от сходных образований днепровского возраста является задачей весьма трудной. За последнее время появились, однако, факты, подтверждающие правомерность такого предположения.

Так, например, у с. Андреевского, к юго-востоку от г. Коврова, на плоской карьерной равнине с абсолютными высотами около 130 м в одном из карьеров С. Л. Бреславом был описан следующий разрез (сверху вниз):

- | | |
|--|-----------|
| 1. Песок желтый, средне- и крупнозернистый | 0,4—0,6 м |
| 2. Рыхлый комковатый песчанистый суглинок с гнездами песка и валунами до 20 см в поперечнике. Содержит вмятые в него включения подстилающего серого гумусированного суглинка, на котором залегают по резкому карманообразному контакту | до 1 „ |
| 3. Серый пористый алевритистый суглинок с разорванным прослоем темно-серого гумусированного алеврита в 20 см толщиной (видимо, нарушенная мерзлотой луговая почва) | 1,8 м |
| 4. Серо-коричневые алевриты | 2 „ |
| 5. Черные и темно-серые сильно гумусированные суглинки, видимо, представляющие погребенную почву лугового типа. Внедряются вниз по морозобойным трещинам | 0,4 „ |
| 6. Серо-коричневые пористые алевриты | 0,5 „ |
| 7. Красно-бурые валунные суглинки днепровской морены | |

В погребенных луговых почвах обнаружена единичная пыльца ели, обыкновенной сосны, белоствольной березы, дуба, вяза и орешника, что позволяет сопоставлять их с двумя оптимумами одиновского межледниковья. В таком случае лежащие выше маломощные валунные суглинки слоя 2 есть все основания считать местной мореной московского оле-

денения, а перекрывающие их пески — московскими зандровыми отложениями. Аналогичные зандровые пески сплошь одевают здесь обширную волнистую поверхность с абсолютными высотами от 120 до 135—140 м, считавшуюся до сих пор днепровской флювиогляциальной равниной.

Подобные разрезы в районе г. Коврова не единичны. Почти тождественный ему был описан, например, в карьере у ст. Ащерино. Здесь буровой скважиной, заложенной на той же зандровой равнине у с. Сенинские Дворики и также на отметках около 130 м, вскрыты два горизонта морен, разделенные песками и алевроитами. Описавший эту скважину А. А. Смирнов датировал нижнюю морену как окскую, а верхнюю как днепровскую. Однако, кроме сложившейся уже традиции считать верхнюю морену этих мест за днепровскую, никаких оснований для такой датировки не имеется. Нам представляется, в свете всего изложенного выше, более вероятным ее московский возраст.

К сожалению, на большей части Мещерской низины пока отсутствуют находки надежно палеоботанически охарактеризованных местонахождений одиновских слоев, являющихся основным репером при выделении московских ледниковых образований. Имеющиеся в настоящее время спорово-пыльцевые данные позволяют лишь весьма предположительно судить о возможном их присутствии в некоторых разрезах (у населенных пунктов Чаща, Шатура, Туголесский Бор, Тельма, Пески, Белоомут Московской области и Криуши, Мулино и Знаменка Рязанской области). Однако сами эти разрезы приурочены к пересекающей Мещерскую низину меридиональной ложбине стока, частично наследуемой современной р. Прой и врезанной в зандровые равнины Окско-Клязьминского междуречья. В этой ложбине, несомненно, присутствуют флювиогляциальные московские отложения, но связанные уже с транзитным стоком талых ледниковых вод от конечных морен икшинской стадии (см. ниже), располагающихся значительно севернее.

На отрезке от г. Владимира до северных пределов описываемой территории также остается еще немало неясного в отношении границы московского оледенения. Восточнее г. Иванова имеется, правда, напорная конечноморенная гряда, начинающаяся на левом берегу р. Тезы против г. Шуи (Осиновая гора) и тянущаяся вдоль него к северу до д. Федоркино. Однако московская донная морена прослеживается значительно восточнее, до Палеха и Родников, так что предел распространения московского ледника и здесь не отмечен какими-либо краевыми формами рельефа.

Близ северного рубежа нашей территории, к западу и юго-западу от г. Кологрива на р. Унже, среди обширного моренного плато рассеяны разобщенные камовые всхолмления, сложенные разнозернистыми гравийными и валунными песками, а в бассейне р. Шуи содержащие также прослой суглинков и глин (данные М. И. Кордуна и др.). Но и они не отражают положений ледникового края, свидетельствуя лишь о большом развитии участков мертвого льда в примыкавшей к нему полосе ледника, а следовательно, о значительной пассивности последнего.

Эта пассивность краевой полосы льда и отсутствие в связи с этим конечноморенных форм является характерной особенностью максимальной стадии распространения московского ледника, часто обуславливающей трудности установления точного положения границы оледенения.

Итак, как можно было убедиться из всего вышеизложенного, граница максимального распространения московского ледника на большей части своего протяжения не сопровождается ясно выраженными краевыми формами рельефа. Гораздо четче выделяются геоморфологически рубежи других стадий этого ледника.

К востоку от меридиана г. Клина прекрасно видна большая зона краевых образований, прослеживающаяся на расстоянии почти 700 км и соответствующая выделенной А. И. Москвитиным (1946) икшинской стадии московского оледенения. Она вступает в пределы описываемой в настоящем томе территории в области междуречья Унжи и Сухоны и тянется вдоль левого берега р. Виги к восточной оконечности Чухломского озера. Далее, сохраняя то же юго-западное направление, она продолжается к г. Галичу (Галичско-Чухломская гряда), а затем, обогнув восточный конец Галичского озера, к г. Плесу на Волге (Плес-Галичская гряда). После небольшого перерыва эта зона продолжается в виде субширотной дуги конечных морен, проходящей от верховьев р. Тезы к верховьям р. Солоницы несколько южнее г. Фурманова. Отсюда она вновь приобретает юго-западное направление и в виде разрозненной цепочки моренных всхолмлений может быть прослежена западнее г. Иванова, где пересекает верховья р. Уводи выше Уводьского водохранилища, затем верховья р. Ухтомы восточнее Комсомольска и тянется к западу от Тейкова, к д. Игрищи на р. Ухтоме, левом притоке р. Нерли (Клязьминской), немного западнее меридиана г. Гаврилов Посад (Игрищенская гряда, по терминологии А. И. Москвитина, 1967). Существует представление, что на всем указанном отрезке описываемая краевая зона частично переработана и «омоложена» краем верхнеплейстоценового калининского оледенения, местами якобы вплотную к ней подступавшим (Москвитин, 1954, 1967).

После пересечения долиной р. Нерли (Клязьминской) описываемая зона приобретает субширотное направление и тянется вдоль северной части Клинско-Дмитровской гряды севернее Юрьева-Польского и Загорска к Дмитрову, южнее которого образующие ее всхолмления пересекаются реками Яхромой и Икшей. Отсюда она идет на оз. Сенежское и Солнечногорск и далее южнее Клина на Волоколамск и ст. Шаховскую. Крайним западным ее звеном является, по-видимому, кулисообразно выдвинутая несколько к северу конечноморенная гряда, тянущаяся вдоль побережья р. Держи (правый приток Волги ниже г. Зубцова) от ее истоков до с. Погорелые Городищи.

Не на всем протяжении краевые образования икшинской стадии выражены одинаково ярко и не везде главную роль среди них играют одни и те же генетические типы рельефа. Для Галичско-Чухломской и Плес-Галичской гряд характерно большое развитие линейновытянутых конечноморенных форм. На Клинско-Дмитровской гряде обычно преобладают холмисто-моренные и камовые формы, часто сильно сглаженные. Большее значение грядово-моренных форм вновь отмечается на западе, начиная от района Волоколамска. Однако независимо от морфологических различий отдельных ее отрезков эта зона повсюду фиксирует длительную остановку ледника. Об этом дополнительно свидетельствует то, что с внешней стороны к этой зоне во многих местах примыкают обширные зандровые поля и ложбины стока талых вод: сюда относятся уже упоминавшиеся зандровые равнины водосборов Немды и Неи к западу от р. Унжи, а также расположенный южнее обширный Ивановский зандр, занимающий большую часть водосборов рек Уводи и Тезы, и тесно примыкающий к нему Нерль-Клязьминский зандр. Сливаясь, все эти равнины образуют широкое поле флювиогляциальных песков на левобережье р. Клязьмы ниже г. Владимира. Западнее, где конечные морены икшинской стадии насажены на высокое плато Ополя, образующее восточную оконечность Клинско-Дмитровской гряды, зандры не примыкают к ним непосредственно. От конечных морен здесь отходят узкие ложбины стока талых вод, сопровождающие долины рек Колокши и Пекши и только на левобережье р. Клязьмы открывающиеся

к широкой флювиогляциальной равнине. Но и от нее далее на юг талые воды, по-видимому, стекали по уже упоминавшейся выше меридиональной ложбине стока, пересекающей вкрест Мещерскую низину, направляясь к нынешней долине р. Оки. Еще дальше на запад вновь появляются обширные зандровые равнины, по-прежнему отделенные, однако, от конечноморенной зоны высотами Клинско-Дмитровской гряды, прорезанными лишь узкими ложбинами стока. Таковы площади флювиогляциальных песков в водосборах рек Большой Киржач и Шерна к югу от г. Александрова и Верхне-Клязьминская зандровая равнина севернее г. Москвы.

В западной части описываемой территории краевые формы рельефа, связанные со стадияльными останковками сокращавшегося московского ледника, образуют гораздо более сложную систему, при современной степени ее изученности не поддающуюся еще вполне однозначной расшифровке. Наиболее четко здесь выделяется далеко выдвинутая к югу конечноморенная зона, которую можно назвать Спас-Деменской. Самым западным ее звеном являются конечноморенные всхолмления, начинающиеся в 25—30 км к юго-востоку от г. Смоленска и протягивающиеся в виде четкообразной цепи вдоль южного склона озеровидного расширения долины Днепра до окрестностей с. Глинки. Кулисообразно к югу здесь выдвинута короткая конечноморенная гряда, расположенная в истоках р. Остра. Далее следует дугообразно изогнутая цепь конечных морен восточнее Ельни, непосредственно переходящая в великолепно выраженную валообразную конечноморенную гряду, протянувшуюся от г. Спас-Деменска на восток и северо-восток вдоль старого Брестского шоссе на расстояние около 50 км. Далее, начинаясь несколько западнее г. Мосальска, к юго-востоку от г. Юхнова протягивается широкая полоса, в пределах которой разбросаны моренные холмы, не объединенные в закономерно ориентированные цепи. Этот отрезок Спас-Деменской конечноморенной зоны настолько тесно сближен с описанными ранее краевыми формами, отмечающими границу максимального продвижения московского ледника между г. Мещовском и Калугой, что разделить их довольно трудно. Особенно это касается участка, пересекаемого г. Угрой на отрезке от г. Юхнова до впадения р. Суходрева. Здесь холмисто-моренные, а, возможно, частично и камовые формы рельефа начинаются от самой границы московского оледенения и заполняют полосу шириной до 30 км.

От низовьев р. Угры продолжением собственно Спас-Деменской зоны, по-видимому, следует считать полосу моренных холмов, протягивающихся в северном направлении между городами Медынью и Малоярославцем к г. Верее. Вблизи этого последнего, кулисообразно к востоку возникает серия линейновытянутых в меридиональном направлении моренных гряд, располагающихся прямо на продолжении друг друга и прослеживающихся от водораздела Протвы и Москвы через ст. Дорохово и далее восточнее г. Рузы к оз. Тростенскому и с. Новопетровское, где они почти под прямым углом подходят к описанной выше широтной конечноморенной зоне икшинской стадии. Эта меридиональная полоса краевых форм вместе с Спас-Деменской конечноморенной зоной очерчивает как бы контуры обширного ледникового языка, далеко выдвигавшегося к югу. Спас-Деменская конечноморенная зона, видимо, соответствует ранней стадии сокращения этого языка, вначале проникавшего до максимальной границы московского оледенения, когда возникли конечные морены у Мещовска и Рославля.

Эта максимальная стадия названа Г. И. Горецким (1966) сожской. Ее хронологические соотношения с максимальной стадией в районе г. Москвы и восточнее,

названной А. И. Москвитиним (1946) бронничкой, не вполне ясны, так как из набросанной нами картины вытекает их возможная асинхронность.

Севернее Спас-Деменской конечноморенной зоны, внутри очерченного ею и ее возможным меридиональным продолжением ледникового языка, намечаются еще две, менее ясно очерченные зоны краевых форм. Первая из них, Вяземская, на западе начинается группой всхолмлений по левому берегу Днепра у его слияния с р. Вязьмой. Далее следует обширное поле холмисто-моренного и камового ландшафта, в пределах которого расположен г. Вязьма. Это поле, достигающее почти 50 км в поперечнике, отличается во многих своих участках очень большой резкостью и свежестью форм рельефа. Восточнее Вяземская зона как бы раздваивается. Ее южным продолжением можно считать полосу разобщенных моренных всхолмлений, прослеживающуюся в направлении Вереи. Главное, северное, продолжение образуют конечноморенные и частично камовые всхолмления, протягивающиеся через г. Гжатск к правобережью р. Москвы у г. Можайска и наиболее четко развитые в районе Уваровки.

Наконец, еще севернее можно выделить наименее ясно обособленную зону краевых образований, которая, возможно, является западным окончанием конечных морен икшинской стадии. Она начинается на левом берегу р. Рузы вблизи оз. Тростенского и тянется к с. Карманову на р. Яузе, правом притоке Гжати. На всем этом протяжении ее отделяет от проходящей параллельно ей с севера икшинской зоны только четковидная цепь узких депрессий, выполненных флювиогляциальными отложениями. Западным продолжением этой зоны можно считать группы моренных всхолмлений севернее г. Сычевки между истоками Днепра и Обши и вдоль долины последней выше г. Белого.

Обращает внимание, что все перечисленные здесь три зоны краевых стадияльных образований как бы сходятся в одном узле в районе Верея — Можайск — Руза. Это заставляет рассматривать их как отражение местных стадий отступления описанного выше западного языка московского ледника. Ледниковый край задерживался на этих рубежах достаточно долго, так что там смогли образоваться сопровождающие их крупные поля зандровых песков. Особенно большие зандровые равнины примыкают с внешней стороны к Спас-Деменской конечноморенной зоне в ее западной части. С Вяземской зоной сопряжен обширный Угринский зандр, занимающий большую часть водосбора р. Угры западнее г. Юхнова и через занятую песками депрессию бассейна р. Осымы продолжающийся по левобережью Днепра к югу от г. Дорогобужа. С самой северной из выделенных зон краевых образований связана система относительно менее крупных полей зандровых песков, занимающих полуизолированные понижения или образующих довольно прихотливую сеть ложбинообразных понижений с общим направлением стока в сторону долины р. Москвы. Если даже эту зону считать относящейся к какой-то особой стадии отступления ледника, то сопровождающие ее зандры трудно отделить от зандров икшинской стадии.

В настоящее время можно с достаточной уверенностью утверждать, что в течение московского времени имело место одно значительное интерстадиальное потепление климата, когда льды отступали к северу от описываемой территории. В этом отношении особенно убедительны исследования В. В. Писаревой (1965), обосновывающие на довольно большой площади левобережья Волги между Плесом и Костромой существование внутримосковского интерстадиала, названного ею костромским. Из приводимых ею разрезов одним из наиболее показательных является разрез буровой скважины, пройденной на водораздельном плато

у д. Захарьино, немного северо-восточнее г. Плеса. В ней вскрыты сверху вниз (интервалы глубин в м):

1. Суглинок плотный, с гравием и валунами гранита, песчаника, сланца, известняка, кремня (морена)	0,0—13,0
2. Песок гравийный	13,0—16,0
3. Суглинок валунный (морена)	16,0—46,0
4. Песок мелкозернистый	46,6—49,3
5. Песок тонкозернистый, с единичной галькой	49,3—49,9
6. Глина ленточная	49,9—57,4
7. Песок тонкозернистый	57,4—58,35
8. Песок с прослоем темной супеси	58,35—58,95
9. Песок мелкозернистый	58,95—63,70
10. Глина ленточная	63,70—64,75
11. Суглинок с гравием и галькой (морена)	64,75—70,55
12. Песок мелкозернистый, с угловатой галькой кремня	70,55—76,15
13. Песок мелкозернистый, с угловатой галькой кремня	76,15—76,90
14. Суглинок серо-желтый, легкий, с включениями гумуса	76,90—80,50
15. Суглинок светло-серый, легкий	80,50—82,60
16. Суглинок серый легкий	82,60—83,90
17. Суглинок с линзами песка и гравия в основании слоя	83,90—85,40
18. Песок тонкозернистый	85,40—85,65
19. Суглинок с гравием и галькой (морена)	85,65—139,5

Таким образом, в этой скважине пройдено три горизонта морен. Спорово-пыльцевая диаграмма, составленная для слоев, разделяющих среднюю и нижнюю морены в этой скважине, по типу оказалась очень сходной с диаграммами одинцовских слоев. Тем самым возраст нижней морены определяется как днепровский, а средней — как московский. В слоях, разделяющих среднюю и верхнюю морены, установлены явно интерстадиальные спорово-пыльцевые спектры, позволяющие обе морены отнести к одному и тому же московскому оледенению.

Аналогичные разрезы интерстадиальных внутримосковских слоев вскрыты рядом буровых скважин в неподалеку расположенных селениях Холипино, Лунево и Рыболовка. На основании сопоставления построенных для них спорово-пыльцевых диаграмм В. В. Писарева дает следующую схему развития растительного покрова в течение костромского интерстадиала:

I. Березовые и сосновые леса (Холипино, Лунево, Рыболовка).

II. Леса с пихтой (Захарьино, Холипино, Лунево, Рыболовка).

III. Березовые, сосновые и еловые леса (Захарьино, Холипино, Рыболовка).

IV. Березовые леса (Захарьино).

В смежном районе к югу от долины Волги две московские морены, разделенные интерстадиальными слоями, установлены Г. В. Абрамовым. Они вскрыты буровыми скважинами северо-восточнее г. Фурманова, в тылу фурмановской конечноморенной дуги. Палинологическая характеристика интерстадиальных слоев оказывается здесь очень сходной с характеристикой костромского интерстадиала, по В. В. Писаревой. Для них типичны лесные спорово-пыльцевые спектры (60—67% древесной пыльцы) с преобладанием хвойных (ель — 39—53%, сосна — 32—40%), малым содержанием ольхи (1—11%), постоянным присутствием наряду с древовидной березой (4—23%) также и карликовой (2,5—12%) и практическое отсутствие широколиственных пород, за исключением единичных пыльцевых зерен граба и липы, наряду с которыми, также в единичных зернах, встречен сибирский кедр.

Подобное же расщепление московской морены на два горизонта, разделенные интерстадиальными слоями, констатировано и севернее, в районе Галича (данные С. И. Гольца). Особенно интересен разрез буровой скважины, пройденной над бровкой рассмотренного выше обнажения одинцовских межледниковых слоев в овраге Полудневном

у д. Горки на северном берегу Галичского озера, которое было описано А. И. Москвитинным (1954, 1961б). Эта скважина вскрыла (сверху вниз):

- | | |
|---|-------|
| 1. Суглинок валунный (в составе валунного материала преобладают серый известняк, гранит) с окатышами шоколадной глины | 7,4 м |
| 2. Песок мелкозернистый, пылеватый, серый, с редкой галькой известняка и серого песчаника | 5,1 „ |
| 3. Суглинок песчаный, коричнево-бурый, с галькой и гравием светло-серого известняка, зеленовато-серого песчаника, кварца и окатышами шоколадной глины | 4,0 „ |
| 4. Песок мелкозернистый, зеленовато-серый, слабослюдистый, слабглинистый | |

Слой 4 представляет собой верхнюю часть одинцовской межледниковой толщи, над которой располагается два моренных горизонта. В пыльцевом спектре из разделяющего их слоя 2, по данным Т. Г. Свиридовой, содержится преимущественно пыльца хвойных (ель, сосна) и березы с незначительной примесью пыльцы широколиственных пород (орешник, вяз, липа). По всему его разрезу отмечается пыльца карликовой березы.

Как можно заметить, упомянутые местонахождения интерстадиальных слоев располагаются либо в тылу Плес-Галичской гряды и ее южного продолжения, либо в ее пределах. Поэтому невольно возникает предположение, не разделяет ли и костромской интерстадиал В. В. Писаревой максимальную и икшинскую стадии московского оледенения.

Это, казалось бы, наиболее естественное предположение не вяжется с данными Г. В. Абрамова, указывающего на то, что разрезы с двумя московскими моренами наблюдались им также в области Ивановского заundra, в частности в районе д. Бибирево и даже восточнее, к югу от Вичуги, т. е. вплоть до границы максимального распространения московского ледника. Также и С. И. Гольц считает, что во время стадии, отложившей верхнюю из московских морен, ледник продвигался к востоку от Плес-Галичской гряды и что именно с этой стадией связано образование камовых всхолмлений, развитых восточнее оз. Галичского. При таком допущении пришлось бы, очевидно, считать, что было две стадии оледенения, достигавших границы его наибольшего распространения, а икшинская стадия является еще одной более поздней стадией отступления. Однако принять такую точку зрения нельзя до получения дополнительных убедительных фактов. Дело в том, что расщепление донной морены горизонтам песков в довольно широкой краевой полосе ледника может быть явлением чисто местным, связанным с небольшими осцилляторными подвижками ледникового края, ничего общего с крупными стадиями оледенения не имеющими. Поэтому пока на внешней стороне зоны краевых образований икшинской стадии не найдено хорошо палинологически охарактеризованных интерстадиальных слоев в отчетливых стратиграфических соотношениях, оба изложенных предположения должны рассматриваться как правомерные.

Западнее, вплоть до Волоколамского района, данные о расщеплении московской морены на два горизонта имеются только для полосы краевых образований икшинской стадии и севернее расположенных частей территории. Так, И. И. Шипилов выделяет две московские морены на севере Юрьевского Ополя, считая что верхняя из них распространяется здесь даже несколько южнее конечных морен икшинской стадии. Аналогичные данные имеются для окрестностей Икши в Дмитровском районе. В пределах Верхневолжской низины две московские морены выделяет Г. Ф. Симонова в Кимрском, Калязинском и Талдомском районах. При этом, по ее данным, верхняя из них на большей части площади размыта, отсутствуя, например, повсюду между Ивановковым и Калязиным и сохранившись преимущественно в Талдомском районе на правом и в Калязинском — на левом берегах Волги, сплошным же распространением пользуется только нижняя.

Надо оговориться, однако, что для Верхневолжской низины этот вопрос вообще является неясным, поскольку здесь возможно присутствие более молодой калининской морены, отличить от которой московскую при отсутствии палинологически охарактеризованных межледниковых и интерстадиальных отложений крайне трудно.

В еще большей мере это касается территории Конаковского района, где две московские морены выделяются Н. Г. Бородиним, как об этом уже сказано выше в связи с обсуждением возможного возраста межледниковых отложений у Алхимкова. Более достоверно наличие двух московских морен в Высоковском и Волоколамском районах, где, по данным О. Н. Лаврович, они прослеживаются на значительном расстоянии, разделяясь выдержанным горизонтом песков мощностью от 4 до 9 м. К сожалению, во всех указанных случаях достоверно интерстадиальные слои не обнаружены.

Значительно сложнее обстоит дело в западной части описываемой территории. В области того узла, в котором сходятся выделенные нами выше стадиальные конечноморенные зоны, московские ледниковые образования нередко расщепляются на несколько горизонтов межморенными песками, как, например, в треугольнике Уваровка — Можайск — Волоколамск. Однако подобные локальные осложнения строения ледниковой толщи типичны для зон краевых образований вообще и широкого стратиграфического значения не имеют. Более существенны данные, имеющиеся по Смоленской и частично сопредельным районам Калужской области. Так, С. М. Шик (1961б) указывает на признаки погребенной почвы в слоях, разделяющих два горизонта московских морен в Юхновском районе, а в некоторых пунктах Смоленской области, например у с. Маслово, описывает маломощные озерные суглинки, находящиеся в тех же условиях залегания. Существование двух горизонтов московских морен отметил В. В. Дашевский для Монастырщинского и Т. И. Столярова для южной части Смоленского районов. Вполне вероятно, как полагают Ф. И. Урусбиева и Н. А. Молгачева, что межморенные слои разрезов у с. Матово Дзержинского района и близ деревень Городок и Федоровка Ельнинского района, иногда сопоставляемые с красноборским похолоданием одинцовского межледниковья, фактически являются внутримосковскими интерстадиальными. Если учесть все эти факты, то создается впечатление, что в западной части территории межморенные интерстадиальные внутримосковские слои прослеживаются гораздо южнее, чем в восточных ее частях.

Наиболее важными членами комплекса отложений, слагающих московский горизонт, являются донные или основные морены. На всем пространстве от южной границы московского оледенения и до периферических конечноморенных зон верхнечетвертичных оледенений московские донные морены облекают сплошным чехлом рельеф, залегая на днепровско-московских межморенных отложениях, днепровской морене, а на высоких доледниковых водоразделах местами и прямо на коренных породах. Если отвлечься от случаев расщепления на два горизонта, то этот моренный чехол характеризуется довольно постоянной мощностью, сильно возрастающей лишь на конечных моренных и в погребенных ложбинах. Так, на древнем Смоленском доледниковом плато (Починковский, Смоленский, Сафоновский, Андреевский, Сычевский районы Смоленской области и Бельский район Калининской области) наиболее обычные мощности 10—20, реже 25—30 м. Те же значения характерны для Уваровского и Можайского районов Московской области, в ближнем Подмосковье они снижаются до 5—15 м. В центральной части Клинско-Дмитровской гряды мощности вновь доходят до 30 м, но затем уменьшаются на восток к Юрьевску и Владимирскому Ополю, где обычно колеблются в пределах 6—10 м, не превышая 15—20 м. Мощность морены на Галичско-Чухломской возвышенности обычно равна 5—10 м, редко достигая 15—30 м.

Западные границы верхнечетвертичных оледенений московская морена практически повсеместно развита под более молодыми моренами, нередко отделяясь от них толщей микулинских межледниковых образований. В той части Верхневолжской низины, где спорадически развита донная морена калининского оледенения, мощность московской морены

практически не меняется по сравнению с приведенными выше цифрами, составляя обычно 10—20 м, только в Ростовском и Кимрском районах она возрастает местами до 40, а в Конаковском до 30 м. Мало меняется толщина московской морены далее на запад вплоть до осташковских конечных морен. В тылу этих конечных морен она сохранилась уже по существу только в погребенных домосковских эрозионных ложбинах, а на древних водоразделах в подавляющем большинстве случаев уничтожена. По данным Г. С. Третьякова, от западного склона погребенного Валдайского карбонового плато к Приильменской низине мощность московской морены даже в погребенных ложбинах не превышает 10 м. Примерно такие же условия залегания и мощности московской морены указывает Т. И. Столярова для Осташковского района: здесь она также отсутствует на погребенных водоразделах, а в древних ложбинах не превышает 5—7 м. Аналогичные данные имеются и для расположенной юго-западнее Торопецкой гряды.

Подобная картина представляется вполне закономерной, поскольку северо-западные районы описываемой территории располагаются ближе к центру четвертичных оледенений, где экзарация ложа движущимися льдами должна была сказываться интенсивно. Однако нужно оговориться, что датировка самой московской морены здесь часто весьма условна, так как под заведомо микулинскими отложениями могут лежать и непосредственно более древние морены.

Значительные «раздувы» мощностей московской морены до 50—60 м обнаружены в области конечноморенных гряд. Особенно велика толщина моренного покрова на конечных моренах в Уваровском и Клинском районах Московской области, составляя 90—100 м.

Многочисленные естественные обнажения московской морены в полосе шириной от 120 до 270 км, считая между границей ее максимального распространения и краевыми образованиями верхнечетвертичных оледенений, позволяют дать довольно разностороннюю характеристику ее литологии.

Почти повсюду она сложена суглинками и супесями, большей частью красно-бурых оттенков, как правило, в различной степени известковистыми. Там, где ее покров утоняется до 1 м, она становится рыхлой. В отличие от днепровской, в московской морене не наблюдается столь резкого преобладания осадочных пород над кристаллическими.

За последнее время накопилось некоторое количество аналитических данных по минеральному составу московских морен, которые позволяют сделать достаточно определенные выводы. Как видно из табл. 18, все московские морены, независимо от расчленения их местами на два горизонта, отличаются большой общностью состава тяжелой фракции. Кроме того, намечается та же закономерность изменения минерального состава морены при перемещении с северо-востока на юго-запад, которая выявлена и для более древней днепровской морены: в указанном направлении уменьшается содержание минералов эпидот-цоизитовой группы, что связано, видимо, с влиянием пород, слагающих ледниковое ложе. Самой характерной чертой, хорошо отличающей московские морены от днепровских, является повышенное содержание в них роговых обманок, достигающее иногда до 40—46% от суммы всех прозрачных минералов тяжелой фракции. Этот признак настолько устойчив, что им, по-видимому, уже сейчас можно пользоваться как одним из критериев противопоставления московской морены более древним моренам, во всяком случае в области, не покрывавшейся более молодыми верхнечетвертичными оледенениями.

Средний минеральный состав московской морены (в %)

Район	Количество анализов	Легкая фракция (в сумме 100%)		Прозрачные минералы тяжелой фракции (в сумме 100%)									
		Кварц	Полевой шпат	Рутил	Циркон	Дистен	Ставролит	Гранат	Силлиманит	Андалузит	Роговая обманка	Эпидот	Цоизит
Костромское Поволжье (данные Большаковой, Базилевского и др.) Верхний горизонт морены Там же	22	90,9	9,1	1,7	9,2	1,3	0,7	17,8	0,15	—	26,8	38,4	2,1
Нижний горизонт морены . . .	31	92,9	7,1	0,7	10,3	2,5	1,2	19,7	0,1	—	28,4	31,9	2,5
Владимировское Ополье (данные Алехина и Базилевского) . .	19	82,4	17,6	4,0	12,0	0,7	2,8	17,6	0,36	0,15	42,1	6,4	3,7
Юрьевское Ополье (данные Шпилова и Базилевского) . . .	9	78,6	21,4	2,0	6,2	1,4	1,2	8,5	0,15	—	43,3	22,0	8,2
Загорский район (данные Гоффеншефер и Базилевского) . . .	7	80,7	19,3	1,9	7,9	1,9	1,8	8,2	0,4	0,24	44,0	16,6	7,5
Переславский район	9	82,8	17,2	3,1	9,5	1,9	2,0	8,9	0,37	0,36	40,4	17,9	6,0
Клинской и Высоковский районы Московской области (данные Лавровиц, Бородина, Базилевского)	12	82,8	17,2	3,7	11,0	3,0	2,5	11,7	0,7	0,5	40,2	12,9	4,3
Волоколамский район Московской области (данные Семененко и Базилевского)	20	81,0	18,6	2,4	2,6	1,2	1,6	9,9	0,16	0,25	38,6	17,4	7,4
Кимрский и Калязинский районы Калининской области (данные Симоновой и Базилевского) . . .	11	82,9	17,1	2,7	8,4	1,5	2,1	6,7	0,03	0,01	43,3	13,7	14,6
Камешковский район Калининской области (данные Бородина и Базилевского)	14	88,7	11,3	2,4	9,4	1,0	2,1	12,5	0,2	0,1	46,0	14,6	5,0
Малоярославецкий район Калужской области (данные Гоффеншефер и Базилевского) . . .	2	91,2—91,9	8,8—8,1	3,4—3,5	18,4—20,0	12,9—5,9	2,3—4,5	2,8—10,0	—	—	40,8—21,9	6,1—4,2	2,7—4,5
Руднянский район Смоленской области (данные Стояровой и Базилевского)	22	82,2	17,8	1,5	6,0	0,8	1,0	6,7	0,15	0,04	40,7	25,4	11,1

ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН)

В соответствии с принятой унифицированной схемой в составе верхнечетвертичных (верхнеплейстоценовых) отложений выделяются четыре горизонта (снизу вверх): микулинский, калининский, молого-шекснинский и осташковский. В основу этого подразделения положена стратиграфическая схема верхнего плейстоцена, предложенная А. И. Москвитиным (1950), в которой микулинское и молого-шекснинское время принимается за межледниковья, а калининское и осташковское за ледниковья. В связи с тем, что молого-шекснинские слои иногда понимаются только как интерстадиальные, а ряд исследователей и вообще отрицает правомерность их выделения (Чеботарева, 1961; Марков, Лазуков, Николаев, 1965), широко распространена точка зрения о едином верхнеплейстоценовом оледенении, названном И. П. Герасимовым и К. К. Марковым (1939) валдайским. Независимо от этих разногласий, чисто практически не всегда удается выделить аналоги молого-шекснинских слоев в конкретных разрезах и отделить друг от друга калининские и осташковские отложения. В таких случаях приходится рассматривать всю верхнюю часть верхнего плейстоцена, перекрывающую микулинский горизонт, как единую нерасчлененную толщу, для чего в унифицированной шкале предусмотрена возможность объединения ее в валдайский надгоризонт. Калининский горизонт иногда называют нижневалдайским, молого-шекснинский — средневалдайским, осташковский — верхневалдайским.

В течение верхнего плейстоцена материковые льды покрывали только часть описываемой территории, а последнее, осташковское (поздневалдайское), оледенение распространялось лишь в пределах ее северо-западной окраины. Даже в составе калининского и осташковского горизонтов, соответствующих ледниковьям, на громадных площадях преобладают различные аллювиальные и субаэральные отложения, формировавшиеся во внеледниковой зоне. Однако и в данном случае ледниковые и водноледниковые отложения остаются основой построения стратиграфии, поэтому именно этим типам отложений будет посвящено содержание соответствующих разделов. Стратиграфия же субаэриальных (покровных) образований верхнего плейстоцена в экстрагляциальной зоне отличается многими специфическими чертами и излагается отдельно. В особом разделе описан и верхнеплейстоценовый аллювий (совместно с более древними аллювиальными отложениями), чтобы дать возможно более цельный обзор истории эрозионной сети.

МИКУЛИНСКИЙ ГОРИЗОНТ

Межледниковые отложения, ныне выделяемые в микулинский горизонт, известны с 90-х годов прошлого столетия, когда Н. И. Криштафович (1893) описал их обнажение у с. Троицкое (Троице-Лыково) на нынешней западной окраине г. Москвы, впервые открытое за полвека до этого (Рулье, 1845). Как само это «троицкое озерное отложение», так и обнаруженные впоследствии его стратиграфические аналоги в других районах Русской равнины А. П. Павлов (1925) и Г. Ф. Мирчинк (1929) отнесли к ресс-вюрмскому межледниковью, позднее И. П. Герасимовым и К. К. Марковым (1939) названному днепровско-валдайским. Микулинским его назвал А. И. Москвитин (1950) по одному из наиболее типичных разрезов в с. Микулино Руднянского района Смоленской области. К настоящему времени это название стало общепризнанным¹.

¹ В последние годы К. К. Марков (Марков, Лазуков, Николаев, 1965) счел нужным заменить его на мгинское, что нельзя признать удачным, так как возраст мгинских слоев под Ленинградом, от которых происходит это новое название, является весьма спорным и многие исследователи (Алехтин, Краснов и др.) приводят убедительные доказательства их большей молодости.

На описываемой нами территории расположено не менее 80 местонахождений палинологически охарактеризованных межледниковых слоев, относимых к микулинскому горизонту. В большинстве своем они достаточно надежно датированы, а многие также хорошо изучены и относятся к числу наиболее типичных разрезов этого горизонта вообще. Хорошая палеоботаническая изученность разрезов позволила выявить ряд специфических черт состава и истории развития растительности в течение микулинского межледниковья, настолько ярко его отличающих, что используя их часто удается распознавать микулинские отложения даже по неполным спорово-пыльцевым диаграммам.

Микулинское межледниковье отличается однократным, но очень резко выраженным климатическим оптимумом, во время которого вся средняя полоса Русской равнины была занята зоной широколиственных лесов. Эти леса существенно отличались от современных дубрав южного Подмосковья и были аналогичны нынешним смешанным дубовым лесам с грабом в Приднестровье и Молдавии. По данным В. П. Гричука (1961б), в них произрастало по меньшей мере три вида дубов (*Quercus robur*, *Q. pubescens* и *Q. petraea*), два вида вяза (собственно вяз *Ulmus laevis* и берест *U. campestris*), два вида липы (*Tilia cordata* и термофильная *T. platyphyllos*). Необычайно обильным был орешниковый подлесок, в составе которого В. П. Гричук подозревает присутствие наряду с обычной лещиной (*Corylus avellana*) также древовидной формы (*C. colurna*), ныне растущей на Кавказе.

На спорово-пыльцевых диаграммах пыльца орешника дает очень высокий пик, кульминируя на уровне 150—291%, если принимать за 100% сумму всей остальной древесной пыльцы, или на уровне нескольких сотен процентов (до 900 и более), если исключить из этой суммы пыльцу ольхи. Эта последняя дает также очень высокий пик одновременно с орешником, уступая однако ему в этом отношении.

На типичных микулинских спорово-пыльцевых диаграммах выдерживается строго определенная последовательность кульминации доминирующих древесных форм, максимумы которых сменяют друг друга снизу вверх в порядке дуб — вяз — липа — граб. На максимумы дуба и вяза накладывается первая половина пика орешника и ольхи, вторая половина которого приходится на максимум липы. Обычно подъему кривой широколиственных пород предшествует максимум сосны, отделяющий отрезок диаграммы, соответствующий климатическому оптимуму, от нижнего максимума ели, знаменующего начало межледниковья. Наоборот, верхний максимум ели непосредственно следует за оптимумом, так что ее кривая начинает подниматься уже во время кульминации граба. Эти особенности повторяются с удивительной выдержанностью, хотя, конечно, некоторые диаграммы и отклоняются так или иначе от указанных закономерностей, что связано со своеобразием местных ландшафтных обстановок и зональными различиями в составе растительности.

Первую попытку реконструкции эволюции состава растительности в течение микулинского межледниковья предпринял Г. А. Благовещенский (1946), выделивший семь фаз изменения типа растительности за время этого межледниковья (сверху вниз по разрезу): 7 — фаза тундры, 6 — фаза еловой тайги, 5 — фаза исчезновения широколиственных пород, 4 — фаза широколиственных лесов, 3 — фаза дубового лесостепья, 2 — фаза сосны, 1 — фаза еловой лесотундры.

В этой схеме фаза 1 соответствует, очевидно, еще концу московского оледенения или времени, переходному к межледниковью, а фаза 7 — началу нового оледенения. Вызывает также сомнение правомерность выделения фазы дубового лесостепья, поскольку состав пыльцевых спектров, ей соответствующих, имеет явно лесной тип. Учитывая это, А. И. Москвитин (1950) набросал более простую схему периодизации развития растительности в течение собственно межледникового времени, исключая конец предшествующего и начало последующего ледниковья. В этой схеме сохранено только четыре фазы (сверху вниз по разрезу): 4 — фаза возвращения хвойных лесов,

3 — фаза широколиственных лесов, ольхи и орешника, 2 — фаза господства дуба, 1 — фаза хвойных и смешанных сосново-березовых лесов.

Эта укрупненная схема не отражает, однако, также многих существенных деталей истории растительности, столь ярко отличающих микулинское межледниковье от других межледниковий. Учтя весь накопившийся большой фактический материал, В. П. Гричук (1961б) предложил более дробное зональное расчленение микулинских спорово-пыльцевых диаграмм. В основу выделения зон им положена не смена типов формаций в разных частях Русской равнины, происходившая не вполне однозначно, а степень участия в лесной растительности главных древесных пород, отражающуюся в спорово-пыльцевых диаграммах максимумами и минимумами их кривых. Ниже эти зоны перечисляются в стратиграфической последовательности (сверху вниз):

- M_8 — зона сосны с елью и березой (в юго-западных районах с примесью широколиственных пород); может быть подразделена на две подзоны (M_{8b} — с преобладанием дуба и вяза, иногда лещины и ели);
 M_7 — зона ели (верхний максимум ели) с примесью широколиственных пород;
 M_6 — зона граба с участием липы дуба, иногда вяза, лещины и ели;
 M_5 — зона липы с большим участием дуба, вяза и граба; вторая половина максимума лещины;
 M_4 — зона дуба и вяза; может быть подразделена на две подзоны (M_{4b} — максимум дуба и вяза с примесью лещины, на западе также граба, первая половина максимума лещины, M_{4a} — максимум дуба и вяза с лещиной);
 M_3 — зона сосны и березы с примесью дуба, вяза и лещины;
 M_2 — зона сосны и березы (с небольшим участием ели) без широколиственных пород;
 M_1 — зона ели (нижний максимум ели) с небольшим участием березы и сосны. Зона, переходная от конца московского оледенения к началу межледниковья.

Для оптимума микулинского межледниковья характерны также некоторые водные растения, макроостатки которых обычны в торфах и гиттиях. Наибольшей известностью из них пользуется кувшинка *Brasenia purpurea* Mich. (определяемая часто как *B. schroeteri* Sz. или *B. schreberi* Gmel.). Во многих местонахождениях ее семена находятся в массовом количестве. Эта кувшинка в настоящее время вообще не произрастает в Европе, а встречается от крайнего юга Советского Дальнего Востока до Индии в умеренно теплых, субтропических и тропических районах юго-восточной и южной Азии. Близкие виды известны в аналогичных климатических поясах Северной и Центральной Америки, Африки и Австралии. Присутствие столь теплолюбивой формы настолько примечательно, что всю растительность микулинского межледниковья в литературе иногда называют «бразениевой флорой».

Наряду с бразенией не менее типичны массовые захоронения в тех же слоях зрелых семян росянки *Aldrovanda vesiculosa* L., ныне растущей и плодоносящей лишь в дельте Волги. Обычны также плоды водяного ореха *Trapa natans* L. (или очень близкого к нему вида *T. mizganyensis* Jäg g.), только в некоторых водоемах средней полосы Русской равнины сохранившегося донные в качестве реликта.

В. П. Гричук (1961б) указывает еще на присутствие в некоторых местонахождениях остатков болотного папоротника *Osmunda cinnamomea* L. (чистоуст), близкая к которому форма *O. regalis* произрастает сейчас в Колхидской низменности, сам же упомянутый выше вид широко распространен на атлантическом побережье США. Н. Я. Кац обнаружил в микулинских слоях и еще одно ныне исчезнувшее у нас болотное растение, свойственное североамериканской приатлантической флоре — *Dulichium spathaceum* Pers. из семейства Сурегасеае. Присутствием всех этих форм также подчеркивается общая термофильность микулинской растительности.

Отмеченные выше основные особенности микулинских спорово-пыльцевых диаграмм в типичных случаях позволяют уверенно датировать отложения на основании одних только палинологических данных. Это делает микулинский горизонт одним из важнейших стратиграфических реперов. При этом достаточно, чтобы на диаграмме была отражена хотя бы часть климатического оптимума с характерной хронологической

последовательностью кульминации доминирующих широколиственных пород. В отдельных случаях, однако, эта последовательность может оказаться частично нарушенной.

Как уже отмечалось, стратотипический разрез микулинских отложений описан в с. Микулино Руднянского района Смоленской области. Этот разрез был обнаружен А. В. Костюкевичем-Тизенгаузенем еще в 1923 г., но изучен позже Г. Ф. Мирчинком (1929) и В. С. Доктуровским (1930). А. В. Костюкевич-Тизенгаузен подробно описал его в 1932 г. В 1959—1960 гг. этот разрез был заново расчищен и детально изучен сотрудниками Географического института АН СССР.

Межледниковые отложения обнажаются в с. Микулино на спуске Логовой улицы с южного склона одного из всхолмлений (гора Панская) конечноморенной гряды, на которой расположено село (Гричук, 1961б). Спорово-пыльцевая диаграмма этого разреза не охватывает начала межледниковья, но несмотря на это весьма типична и выразительна. Верхняя часть диаграммы, надстроенная по данным соседней расчистки, соответствует самому концу межледниковья. Диаграмма показывает ничтожное количество пыльцы широколиственных пород и обилие кустарниковой березы. Тут же появляются споры *Selaginella selaginoides*.

На параллельной конечноморенной гряде, расположенной чуть южнее, в урочище «Гора Мачеха», Д. И. Погуляевым было обнаружено другое межледниковое местонахождение, описанное И. Н. Саловым и изученное палинологически Н. Я. Кац и С. В. Кац (Кац и др., 1958). Пыльцевая диаграмма этого местонахождения по своему типу, несомненно, микулинская. Интересно, что обнажающиеся в нем межледниковые слои сильно дислоцированы ледником и вматы в ядро напорной морены. Это обстоятельство заставляет усомниться и в первичности залегания основного местонахождения в самом с. Микулино. Обращает внимание явно неестественное соотношение торфов и гиттии с перекрывающими глинами, которые срезают их и при этом странным образом выклиниваются в подстилающие пески. Малопонятно с точки зрения нормальных фациальных переходов также замещение верхних гиттий песками, а перекрывающих их глин суглинками. Невольно возникает предположение — не нарушены ли и здесь первоначальные взаимоотношения слоев напором ледника, тем более, что и в данном случае речь идет о разрезе конечноморенной гряды.

Хорошим дополнением к разрезу в с. Микулино является обнажение у д. Нижняя Боярщина, расцениваемое В. П. Гричуком (1961б) как второй стратотип микулинского межледниковья. Это обнажение находится километрах в 35 к северу от Микулина, в нижнем течении р. Каспли (левый приток Западной Двины). В уступе первой надпойменной террасы здесь под маломощным песчаным аллювием (1,25 м) залегает комплекс ледниковых и водноледниковых отложений общей мощностью 4,8 м, начинающийся сверху тонким (1 м) слоем морены, под которой следуют ленточные глины и флювиогляциальные пески, также с прослоями мореноподобных пород. Из-под них, отделяясь резкой границей, выходят озерные гиттии и торфы (3,45 м), подстилаемые оглеенными песками с включениями голубоватых глин (2 м), которые в свою очередь ложатся на нижнюю морену. Разрез был открыт В. Ю. Малиновским в 1949 г. и описан Н. С. Чеботаревой (1954). Палеоботаническая его обработка принадлежит В. П. Гричуку и М. П. Гричук (Гричук, 1961б). На спорово-пыльцевой диаграмме разреза хорошо выделяется предшествующий климатическому оптимуму отрезок начала межледниковья, весьма удачно дополняющий микулинскую диаграмму. Здесь выражен не только нижний максимум ели, но и предшествующая ему зона, относящаяся, видимо, еще к концу московского оледенения, в которой преобладает пыльца березы; высоко содержание пыльцы травянистых растений, в том числе полыней и лебедовых, встречается пыльца эфедры и споры *Selaginella selaginoides*. В остальном диаграмма вполне подобна микулинской диаграмме.

В том же районе на левом берегу р. Каспли, восточнее д. Рясна, И. Н. Саловым был описан погребенный торфяник, залегающий в толще межморенных слоев. Палеоботанические исследования Н. Я. Каца и С. В. Кац (1957) показали, что он формировался во время климатического оптимума микулинского межледниковья, очень типично выражающегося на спорово-пыльцевой диаграмме. В этом местонахождении ими были обнаружены также семена бразении, альдрованды и *Dulichium spathaceum* Pers.

В иных условиях залегания находится группа местонахождений микулинских межледниковых слоев, расположенная в черте Москвы, поскольку на Подмосковье не распространялись верхнечетвертичные оледенения: микулинские слои здесь не перекрыты ледниковыми образованиями, а налегают или прислонены к самой верхней в этих местах, московской, морене. Местонахождения, о которых идет речь, приурочены к аллювиальной толще второй (мневниковской) надпойменной террасы р. Москвы или к сопряженным с нею аллювиальным выполнениям эрозионных ложбин, врезанных в тело третьей (ходьинской) надпойменной террасы. Всего известно четыре таких местонахождения, ни одно из которых не доступно ныне наблюдению.

Два из них — у ст. Кутузово и в ныне засыпанном Студеном овраге южнее Новохорошевского шоссе — изучены слабо, два других относятся к числу важнейших опорных разрезов. Наиболее известным из них является погребенный торфяник, получивший в литературе наименование «Потылиха», обнаруженный на левом берегу р. Сетунь в железнодорожной выемке ст. Москва-Сортировочная Киевской ж. д. Он был описан Г. Ф. Мирчинком (1931, 1932), Б. М. Даньшиным (1933а, б) и изучен палеоботанически В. С. Доктуровским (1931). Спорово-пыльцевая диаграмма этого местонахождения охватывает значительную часть межледниковья от нижнего максимума ели до начала кульминации липы и является одной из наиболее выразительных. Особенно четко выражен на ней высокий пик орешника (до 231,5% по отношению к общей сумме древесной пыльцы, включая ольху). В. С. Доктуровским здесь были сделаны обильные находки семян бразении, альдрованды и плодов водяного ореха.

Выход озерных слоев в обнажении у с. Троице-Лыково, как указывалось выше, был первым местонахождением микулинских межледниковых отложений, ставшим известным на Русской равнине. Это обнажение упоминает еще К. Ф. Рулье (1845), в конце прошлого века оно описывается С. Н. Никитиным (1885а, 1890б) и подробнейшим образом изучено Н. И. Криштафовичем (1893, 1897). Впоследствии его описывали и изучали А. П. Павлов (1907), В. Н. Сукачев (1928), А. Егорова, а позже, после того как берег р. Москвы был здесь закреплен и искусственно задернован — А. И. Москвитин, С. Л. Бреслав, М. А. Недошина и др.

Поддавляющее большинство исследователей (Мирчинк, 1929, Павлов, 1925; Сукачев, 1928, 1936, 1938; Розанов, 1929; Доктуровский, 1931; Даньшин, 1936, 1947; Гричук, 1950 и др.) не сомневались в микулинском (рисс-вюрмском) возрасте троичских озерных слоев. Только С. А. Яковлев (1956) относил их к своему первому новомежледниковью, т. е. к одинцовскому времени, а А. И. Москвитин (1936б, 1950) долгое время датировал их как лихвинские и только в последние годы присоединился к общей точке зрения (Москвитин, 1967).

Выход озерных слоев у с. Троице-Лыкова располагался в подмыве правого берега крутой излучиной р. Москвы. Береговой обрыв срезает здесь поверхность узкой полоски второй надпойменной террасы (мневниковской) и уже в 25—30 м за бровкой начинается пологий подъем

к сниженному внешнему краю третьей надпойменной (ходынской) террасы. Озерная пачка образует линзу, вложенную в аллювиальные пески и имеющую протяженность до 60 м вдоль фронта берегового уступа. В глубь склона эта линза также очень быстро выклинивается, выполняя древнюю старицу, непосредственно примыкавшую к внутреннему краю террасы. Максимальная мощность озерной пачки достигает порядка 10 м. В ее основании залегает слой песчанистых глин быстро сменяющийся кверху толщей диатомовых гиттий. В средней части это почти чистые, вверху слегка песчанистые и ожелезненные диатомиты. Перекрывает линза вновь аллювиальными песками небольшой мощности (рис. 114).

Составленная М. А. Недошивиной спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 115) несравненно более выразительна, чем опубликованная В. Н. Сукачевым (1928) первоначальная диаграмма А. Егоровой, построенная по малому количеству образцов. Она обладает всеми наиболее типичными чертами микулинских пыльцевых диаграмм, являясь более полной, чем диаграмма потылихинского разреза, поскольку охватывает отрезок от нижнего максимума ели до конца климатического оптимума. Очень хорошо на ней видна обычная последовательность кульминации широколиственных пород: дуб — вяз — липа — граб. Отчетливо вырисовывается также высокий максимум орешника (до 90%), который на диаграмме А. Егоровой был обнаружен лишь в ничтожных количествах. В троицком обнажении не были найдены, правда, такие типичные для микулинского межледниковья водные растения, как бразения и альдрованда, но это вполне можно объяснить фациальным своеобразием осадков.

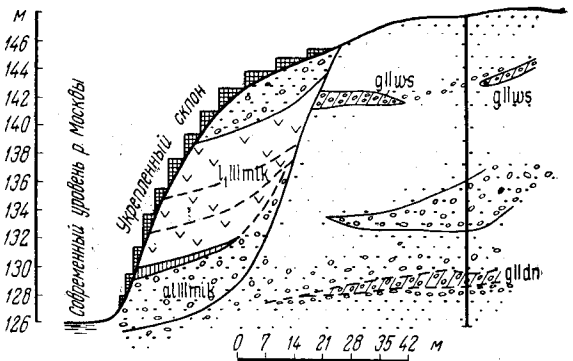


Рис. 114. Строение правого берега р. Москвы у с. Троицкое-Лыково

Индексами обозначены: glldn — днепровская морена; gllms — московская морена; IIImlk — озерные отложения времени микулинского межледниковья

В пользу более древнего, чем микулинский, возраста троицких озерных отложений приводится находка А. А. Восинским в 1846 г. части скелета слона (Рулье, 1847), определенного впоследствии М. В. Павловой как *Elephos trogontherii* Rohl., который характерен для среднего плейстоцена. Судя по описаниям, кости слона без челюсти действительно были извлечены из озерной линзы или ее основания. Зуб же был найден позднее в неясных условиях залегания и принадлежал, видимо, другому слону. Озерная линза, как мы видели, по крутому контакту прислоняется к цоколю третьей надпойменной террасы, который сложен окско-днепровской межморенной толщей. Из этой последней, по-видимому, и был вымыт зуб слона, когда русло реки, давшее впоследствии начало озерно-старичному водоему, подрезало край террасы. Во всяком случае, верхнеплейстоценовый возраст озерных слоев в настоящее время, поскольку их прислонение к ходынской террасе и перекрывающим ее московским ледниковым и флювиогляциальным отложениям прочно доказано, не вызывает сомнения.

Из ближайших к г. Москве разрезов очень близок к троицкому и по условиям залегания микулинских межледниковых слоев и по типу спорово-пыльцевой диаграммы разрез, открытый в 1947 г. В. Н. Сукачевым на р. Истре у с. Вельяминово. Палинологически он был изучен Г. Даниловой (Гричук, 1950; Данилова, 1951). Здесь озерно-старичные слои (3,95 м) вскрыты в доколе первой надпойменной террасы. На спорово-пыльцевой диаграмме, начинающейся с нижнего максимума ели, пре-

красно выражен весь климатический оптимум. Особенно ярко очерчен максимум орешника (до 108%) и граба (до 52%).

Следует упомянуть еще местонахождение у с. Ильинского на р. Яхроме. Межледниковый торфяник залегает здесь в древнебалочном аллювиальном выполнении. Он был изучен Г. Ф. Мирчинком (1931) и В. С. Доктуровским (1931). Составленная последним пыльцевая диаграмма во многом повторяет диаграмму Потылихи, за исключением малого содержания пыльцы граба.

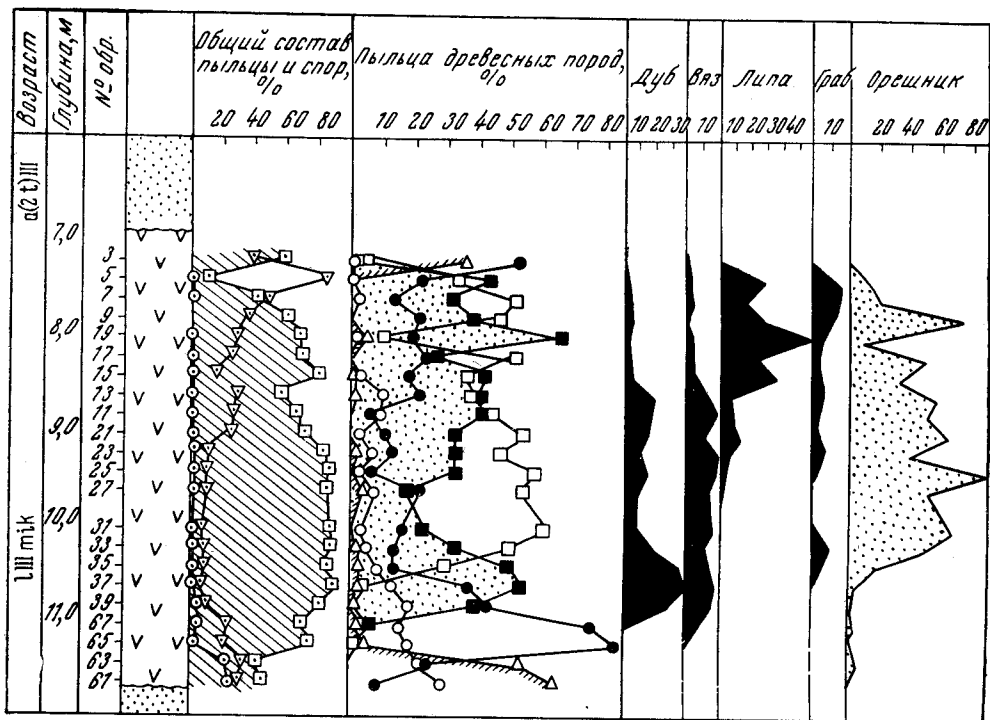


Рис. 115. Спорово-пыльцевая диаграмма микулинских межледниковых отложений у с. Троице-Лыково. Анализы М. А. Недошиной

Условные обозначения см. на рис. 104

Индексами обозначены: ШШmk — озерные отложения времени микулинского межледниковья; а(2i)III — аллювиальные отложения второй надпойменной террасы

Рассмотренные выше местонахождения располагаются примерно в пределах одного и того же широтного пояса. Поэтому интересно сравнить их в палеоботаническом отношении с крайними северными для описываемой нами территории микулинскими местонахождениями, располагающимися в районе Галича и Чухломы. В настоящее время этот район находится в зоне южнотаежных еловых лесов, тогда как Подмосковье и Смоленская область соответствуют южной части зоны смешанных хвойно-широколиственных лесов.

Наиболее известным из этих местонахождений является разрез в овраге у горы Балчуг (Балчук) на южной окраине г. Галича. Расположенный здесь погребенный торфяник был обнаружен В. С. Доктуровским (1923) и изучался Е. Д. Сошкиной и Н. В. Салпыркиной (1925), Г. Ф. Мирчинком (1929), Е. Н. Шукиной (1933) и снова В. С. Доктуровским (1931), составившим для него первую спорово-пыльцевую диаграмму. Особенную известность он приобрел после исследований К. К. Маркова (1940), поставившего под сомнение существование перекрывающей межледниковые слои морены, что послужило одной из причин начавшейся дискуссии о границе верхнеплейстоценовых оледенений.

Разрез у Балчуга изучали также Г. А. Благовещенский (1946), Н. С. Чеботарева (1948а, 1949, 1953б) и В. П. Гричук (1950), составивший для него новую спорово-пыльцевую диаграмму, особенно подробно его исследовал А. И. Москвитин (1954).

Межледниковые слои в этом разрезе сложены торфами, землистыми торфами и торфянистыми песками общей мощностью несколько более метра, подстилаемыми маломощной гиттией и залегают на поверхности оглеенной морены. На пыльцевой диаграмме В. П. Гричука ярко выражен ее общий микулинский тип, обращает внимание только полное отсутствие пыльцы граба и несколько пониженное количество пыльцы орешника, даже в максимуме не превышающего 60% при той же, что и ранее методике подсчета. Значительно уменьшена также роль пыльцы вяза, так что из отмечавшихся ранее четырех последовательных кульминаций широколиственных пород фактически остается два: дуб + вяз — липа.

Выпадение граба, правда, нельзя считать за доказательство полного его отсутствия в данном районе и, по-видимому, надо отнести за счет случайности. Во всяком случае, в неподалеку расположенном втором местонахождении микулинских слоев у д. Лобачи (4 км к востоку от Галича), по данным В. С. Доктуровского (1923, 1930, 1931), присутствуют даже его семена в небольшом количестве. Пыльца граба в конце климатического оптимума в небольшом количестве появляется также и на диаграмме разреза микулинских отложений, расположенного на второй террасе Галичского озера и изученного М. В. Никольской и С. И. Гольцем (1965). Небольшое количество пыльцы граба обнаружено Г. А. Благовещенским (1946) и в разрезе Ивановского ручья близ г. Чухломы, т. е. еще севернее. Спорово-пыльцевая диаграмма этого местонахождения в остальном почти тождественна Балчугу и на ней только резче выражен пик орешника (до 96%) и последовательность кульминации дуба, вяза и липы.

Таким образом, главным отличием спорово-пыльцевых диаграмм района Галича и Чухломы от диаграмм более южных частей территории является резкое сокращение количества пыльцы граба, по-видимому, игравшего лишь роль второстепенной примеси в древостое. Несколько уменьшена также роль пыльцы орешника. В остальном пыльцевые диаграммы сохраняют все их типичные черты. В оптимуме микулинского межледниковья и здесь, очевидно, произрастали широколиственные леса, мало отличавшиеся от лесов Подмосковья и Смоленской области, а в водоемах этих мест, как показывают находки семян, были распространены многие теплолюбивые растения, включая и бразению, обнаруженную в разрезе у Балчуга, т. е. можно полагать, что зональные различия в растительности были выражены гораздо слабее, чем в современную эпоху, что свидетельствует о более теплом, чем нынешний, климате того времени.

Среди разрезов микулинского горизонта по особенностям условий залегания можно выделить ряд основных типов. Так, в области распространения верхнечетвертичных оледенений микулинские слои, как правило, перекрыты ледниковыми образованиями и входят в состав межморенных толщ. Таковы приведенные выше разрезы в с. Микулино, у Нижней Боярщины и Рясны. Выделить их удается там, где они сложены богатыми спорами, пыльцой и другими растительными остатками озерными и болотными отложениями, преимущественно гиттиями и торфами. Эти озерно-болотные отложения чаще всего приурочены к депрессиям погребенного послемосковского рельефа, часто не совпадающим с современной эрозионной сетью. Поэтому они редко вскрываются в естественных обнажениях и многие их местонахождения обнаруживаются чисто случайно в разрезах карьеров или буровыми скважинами. Проследить микулинские слои между этими далеко отстоящими друг от друга пунктами практически невозможно.

Следует сказать, что не для всех этих местонахождений с полной очевидностью устанавливаются взаимоотношения с ледниковыми образованиями. Часть из них приурочена к доколям речных и озерных террас, в которых микулинские слои залегают непосредственно под налегающими на них с размывом аллювиальными и озерными осадками. О былом существовании перекрывавшей их морены можно судить в этом случае только по косвенным признакам, иногда допускающим и иное толкование. В других случаях отложения, перекрывающие микулинские слои, не обладают выраженными признаками ледникового происхождения и их природа вызывает разногласия.

Южнее границы калининского оледенения межледниковые слои нигде более не перекрыты ледниковыми образованиями. Здесь распространены три основных типа разреза микулинских отложений. Первый из них связан с аллювием первой и второй надпойменных террас и сопряженными с ними аллювиальными же выполнениями относительно крупных долин. К нему относятся рассмотренные нами разрезы у Троице-Лыкова и Потылихи. Микулинский возраст хорошо определяется при этом только для озерно-старичных и тесно связанных с ними болотных образований, всегда богато охарактеризованных палеоботанически. Вполне вероятно, однако, что в микулинское же время возникла и какая-то часть песчаных русловых отложений, слагающих относительно более древние сегменты второй надпойменной террасы. Выделить эти межледниковые члены среди русловых фаций аллювиальной толщи пока крайне трудно, поскольку в своем большинстве они несомненно имеют более молодой, калининский, возраст. Этим более молодым, калининским, аллювием в ряде случаев перекрыты и сами микулинские озерно-старичные слои. Что касается торфяников, венчающих эти последние или развивавшихся независимо от них, то некоторые из них продолжали формироваться и в течение последующего калининского ледниковья, что находит отражение в их спорово-пыльцевых диаграммах.

Примером подобной длительно развившейся торфяной залежи может служить местонахождение микулинских межледниковых слоев у д. Новые Немыкары Починковского района Смоленской области. Оно располагается в 30 км к юго-востоку от г. Смоленска на южном борту обширного озеровидного расширения долины р. Днепра, близ ст. Рябцево и относится к числу важнейших опорных разрезов. Описано оно было Г. Ф. Мирчинком (1935) и В. С. Доктуровским (1935), составившим для него спорово-пыльцевую диаграмму. Межледниковые слои погребены здесь под аллювиальными песками мощностью 7 м, перекрытыми лёссовидной, видимо, аллювиальной супесью (1,5 м). Сама залежь в краевой ее части, вскрытой шурфом, подразделяется на два слоя торфа, разделенные оглеенными суглинками и иловатыми породами в 1,15 м мощностью. Нижний слой мощностью в 1,18 м, образовался, видимо, в окраинной части старичной ложбины, о чем свидетельствует то, что неподалеку от разреза, описанного в шурфе, его мощность возрастает до 10 м и его постель уходит на 8 м ниже уровня Днепра. Об этом же свидетельствуют находки в нем семян таких водных растений, как бразения, альдрованда, роголистник и рдест. К этому слою торфа приурочена часть пыльцевой диаграммы, соответствующая собственно межледниковью и охватывающая весь климатический оптимум, выраженный очень типично. На оглеенные суглинки, разделяющие оба слоя торфа, приходится резкое похолодание с полным исчезновением широколиственных пород, которое А. И. Москвитин (1950) сопоставляет с первой стадией калининского оледенения. В верхнем слое торфа (0,58 м) довольно высокий пик хвойных и появляется небольшое количество пыльцы широколиственных пород и орешника, намечающее небольшое

потепление климата, относимое А. И. Москвитиным к так называемому верхневолжскому интерстадиалу калининского оледенения.

Второй тип разреза микулинских слоев, развитый к югу от границы верхнечетвертичных оледенений, связан с депрессиями поверхности междуречий, преддолинными понижениями и овражно-балочной сетью. Это — отложения небольших озерков и болот, залегающие под толщей покровных лёссовидных суглинков или также преимущественно суглинистых делювиальных и делювиально-аллювиальных балочных выполнений. Разрезы этого типа, не связанные с долинно-балочной сетью, шире всего распространены в северной части области, охваченной московским оледенением, где к началу микулинского межледниковья эрозийная сеть не была еще достаточно хорошо разработана, междуречья оказывались плохо дренированными и условия были поэтому наиболее благоприятными для образования небольших водоемов и болот.

Из разрезов рассматриваемого типа наиболее известен разрез у с. Клецово в истоках Днепра, вскрытый скважиной С. Н. Никитиным и В. А. Наливкиным в 1896 г. и описанный затем К. Д. Глинкой (1902) и В. Г. Хименковым (1934). Здесь под покровными суглинками (1,5 м) и подстилающими их песками (4,5) залегают погребенный торфяник, в котором найдены семена бразении и *Najas marina* L.

Примерно в аналогичных условиях залегают озерно-болотные отложения, вскрытые скважиной южнее, у д. Гридино Сафоновского района Смоленской области. Эта скважина, располагающаяся на склоне пологой лощинки, была описана С. Л. Бреславом и С. М. Шиком и изучена палинологически В. П. Гричуком. Межледниковые слои залегают здесь непосредственно под покровными суглинками (1,5 м) и слагаются гумусированными суглинками (4,5 м), тонкими суглинками с гравием и галькой (6,2 м) и землистыми торфами с раковинами мелких пресноводных гастропод (5,2 м), ниже которых следуют флювиогляциальные пески (15,2 м), подстилаемые московской мореной. Спорово-пыльцевая диаграмма достаточно типична для микулинского межледниковья, охватывая его отрезок от кульминации дуба до кульминации липы, т. е. значительную часть климатического оптимума.

Широко известно обнажение с разрезом такого типа, располагающееся еще южнее у с. Дрожжино Вяземского района Смоленской области. Оно было обнаружено Д. Н. Тарасовым и Д. И. Погуляевым в 1928 г. (Погуляев, 1955 и изучено В. С. Доктуровским (1930). В этом пункте оврагом, пересекающим склон долины р. Угры, под слоем молодого суглинистого делювия всего в 0,45 м обнажены вначале оглеенный суглинок (0,1 м), далее торфянистый суглинок (0,20 м) и затем уже собственно межледниковые слои, сложенные торфом (1,1 м) и торфянистыми песками и суглинками (0,5 м), налегающими на подстилаемые мореной пески. В этой основной части разреза обнаружены семена бразении и альдрованды и орешки граба. Они охватывают весь климатический оптимум, достаточно типично выраженный на спорово-пыльцевой диаграмме, если отвлечься от несколько пониженного содержания пыльцы орешника. Резко отличает этот разрез от других то, что в перекрывающих торф торфянистых и оглеенных суглинках вновь увеличивается содержание пыльцы широколиственных пород, особенно граба (до 25%), ольхи и орешника. Однако эти слои надо, по-видимому, относить уже к основанию покрывающего делювия и намечающийся в них «второй оптимум», скорее всего, является ложным, связанным с вторичным делювиальным перетложением пыльцы из подстилающего торфяника.

Погребенные торфяники и озерные отложения, залегающие под покровными суглинками или в балочных выполнениях, обнаружены во мно-

гих других пунктах. Далеко не все они хорошо изучены палинологически, и микулинский возраст многих из них установлен лишь предположительно, но среди них немало и достаточно достоверно датированных. Часть из подобных местонахождений, расположенных в пределах Смоленской и Калужской областей, известны уже довольно давно и некоторые из них описаны в литературе (Докутуровский, 1930; Погуляев, 1955; Шик, 1958а). Целая группа того же типа разрезов обнаружена в окрестностях г. Можайска и в соседних районах Московской и Калужской областей.

Восточнее Москвы этот тип разреза пока мало известен. К нему можно отнести один из наиболее известных разрезов в овраге Гремячка в 1 км ниже г. Плес на правом берегу р. Волги. Выходы межледниковых слоев обнаружены были здесь Г. А. Благовещенским и описаны впервые К. К. Марковым (1940). Впоследствии разрез изучался В. П. Гричуком (1950) и А. И. Москвитиным (1967). Межледниковые слои приурочены здесь к нижней части выполнения древней балки, расчленяющей конечноморенные всхолмления московского оледенения. Они содержат два горизонта торфа, разделенные двухметровым слоем супесей и перекрытых безвалунными суглинками. Спорово-пыльцевая диаграмма составлялась дважды, сначала Г. А. Благовещенским, затем по новым, но более бедным сборам В. П. Гричуком. К собственно межледниковью здесь относится только нижний горизонт торфа и подстилающие его маломощные гиттии, в сумме охватывающие весь интервал от нижнего до верхнего максимума ели. Этот отрезок диаграммы очень типичен для микулинского межледниковья. Правда, максимум пыльцы граба в данном случае не превышает 12%, так что указанный разрез тяготеет по этому признаку к севернее расположенным разрезам Галича и Чухломы. Зато пик орешника выражен очень ярко, достигая 152%, по данным Г. А. Благовещенского, и даже 205%, по данным В. П. Гричука. Здесь же найдены семена альдрованды. Разделяющие оба горизонта торфа супеси, имеющие, видимо, делювиальное или делювиально-солифлюкционное происхождение, соответствуют уже оледенению. В них в массовом количестве содержится только пыльца березы и ивы, видимо, в основном кустарниковых, попадает пыльца лиственницы. Верхний торф также образовывался в условиях довольно сурового климата, о чем свидетельствуют сделанные в нем В. П. Гричуком находки остатков кустарниковых березок *Betula humilis* и *B. nana*, а также субарктических мхов *Scorpidium scorpioides* и *Sphagnum ripasium*.

Однако на соответствующем верхнему торфяному слою отрезке спорово-пыльцевой диаграммы вырисовывается значительный подъем кривых сосны и ели. В верхнем торфе начинает попадать также единичная пыльца широколиственных пород и орешника. Таким образом, он образовался несомненно во время интерстадиального потепления, которое А. И. Москвитин (1950) сопоставляет с выделяемым им верхневолжским интерстадиалом калининского оледенения. В этом отношении разрез оврага Гремячка напоминает рассмотренное выше местонахождение в Новых Немырках.

Третий тип разреза микулинских межледниковых отложений приурочен главным образом к южным и юго-западным частям описываемой территории, особенно к районам, лежащим за пределами московского оледенения, где он выражен наиболее точно. В разрезах этого типа микулинские слои представлены погребенными почвами, залегающими под делювиальными суглинками склонов или под лёссовидными покровными суглинками и лёссами водораздельных пространств. В Подмосковье и бассейне Верхнего Днепра этот тип разреза тесно связан

с ранее описанным, так как погребенные почвы нередко замещаются здесь по простирающим торфяниками или же отложениями небольших водоемов, расположенных в западинах рельефа. Южнее подобное замещение происходит реже.

Погребенные почвы микулинского возраста, по-видимому, должны быть очень широко распространены в основании покровных суглинков, хотя выделяются и описываются пока лишь в единичных пунктах. Это объясняется прежде всего плохой обнаженностью самих покровных суглинков и малым вниманием к их изучению со стороны геологов. Кроме того, на большей части площади их развития в основании покровных суглинков обычна обильная верховодка, вызывающая оглеение основания суглинков и подстилающих слоев. Это оглеение часто сильно маскирует погребенные почвы и делает их мало заметными при беглом наблюдении.

Погребенные почвы в основании покровных суглинков описывались в окрестностях Москвы Б. М. Даньшиным (1947) у Верхних Котлов на склоне к третьей (ходынской) террасе и А. И. Москвитиным (1933) у Бескудника. В обоих случаях это подлесные почвы типа дерново-подзолистых или серых лесных. А. Н. Сокольская (1937) в существовавшем ранее песчаном карьере у ст. Кутузово наблюдала фациальное замещение такой погребенной почвы микулинским межледниковым торфяником, что обосновывает ее датировку.

В последние годы в связи с раскопками палеолитической стоянки Сунгирь под г. Владимиром погребенные почвы были изучены особенно подробно (Бадер, 1961; Бадер, Громов, 1963; Александрова, Цейтлин, 1965, Москвитин, 1967). Здесь можно наблюдать даже два выдержанных горизонта погребенных почв. Верхний из них, очень слабо развитый, приурочен еще к толще самих покровных суглинков (примерно в 0,5 м над их основанием). Его следует сопоставлять, по-видимому, с каким-либо интерстадиалом (верхневолжским, по А. И. Москвитину). Нижний, основной, горизонт залегает в постели покровных суглинков и, как правило, хорошо подразделяется на верхнюю, сильно гумусированную часть мощностью 0,3—0,6 м и подстилающий ее слой, окрашенный окислами железа в красновато-бурые тона, часто обладающий ореховатой отдельностью и имеющий мощность также около 0,3—0,5 м. Эта почва сильно нарушена криотурбациями и расчленена клиньями, заполненными вышележащим суглинком, но распознается очень отчетливо. Наличие нижнего железистого горизонта *B* указывает, что она относится к почвам лесного ряда. Значительная мощность и темная окраска вышележащей части профиля при отсутствии четко обособленного подзолотистого горизонта позволяют сравнить эту почву с серыми лесными почвами, что хорошо увязывается с наличием широколиственных лесов, произраставших здесь в микулинское время.

Правда, А. И. Москвитин (1967) усматривает в ее профиле признаки наложения темноцветной микулинской почвы, называемой им «черноземовидной», на более древнюю подзолистую одинцовскую почву, от которой якобы и сохранился железистый горизонт *B*. На наш взгляд, никаких оснований к такому искусственному расчленению единого почвенного профиля нет, тем более, что сам А. И. Москвитин (1954) южнее, у с. Фатьяновка на Оке, описывает не «черноземовидные», а именно «южные подлесные почвы» микулинского возраста.

Упомянутый разрез у с. Фатьяновка располагается на высоком крутом правом берегу Оки против г. Спасска-Рязанского, неподалеку от городища Старой Рязани. Здесь А. И. Москвитиным (1954) записана такая последовательность слоев (в сокращенном виде):

1. Лёссовидные суглинки с прослоем глинистого песка (0,05 м) в основании	4,5 м
2. Слабо гумусная землистая лёссовидная супесь с известковистыми пятнами и дутиками в основании (интерстадиальная погребенная почва)	0,25 „
3. Светло-бурая неяснослоистая супесь, в нижних 0,4 м переходящая в землистый глинистый песок	0,9 „
4. «Южная подлесная» погребенная почва, слагающаяся из двух слоев:	
а) темно-серая, во влажном состоянии почти черная гумусная супесь	0,35—0,4 „
б) светлая желтовато-палевая, вверху оподзоленная супесь, с глибины около 0,2 м, содержащая редкие крупные дутики	0,9 „
Во всем слое 4 много кротовин, выполненных гумусной супесью.	
5. Подзолистая погребенная почва, смятая мерзлотными деформациями. Хорошо подразделяется на следующие слои:	
а) горизонт $A_0 + A_1$ — темный гумусный суглинок (мощность несколько см)	
б) горизонт A_2 — белесо-серый слабокрупитчатый выщелоченный подзол. Общая мощность слоя а и б	0,41 „
в) горизонт B — красновато-коричневый крошащийся пылеватый суглинок с подзолистой присыпкой	0,9 „
Ниже следуют пески (2—3 м) и морена (серая маловалунная супесь), вскрытая в обнажении на 0,5 м.	

А. И. Москвитин относит слабовыраженную погребенную почву, слоя 2 к верхневолжскому интерстадиалу, «южную подлесную» почву слоя 4 к микулинскому, а подзолистую почву слоя 5 к одинцовскому межледниковью.

Наиболее хорошо выражены погребенные почвы, подстилающие водораздельные лёссы на крайнем юго-западе описываемой территории: по правобережью верхнего Сожа, в районе г. Рославля и на правобережье Десны выше г. Брянска. Несколько южнее, у самого Брянска и ниже него по Десне они были описаны еще Г. Ф. Мирчинком (1925 и др.), а в окрестностях Рославля А. В. Костюкевич-Тизенгаузен (1926) и подробно изучались в последнее время в районе Брянска А. А. Величко (1961б). Хотя на большей части этой обширной площади погребенные почвы описывались только очень схематично, можно все же прийти к заключению, что и здесь они представлены подлесными типами. Повсюду они образуют здесь весьма выдержанный горизонт, который прослеживается на значительные расстояния и занимает то же стратиграфическое положение, что и несомненно микулинские торфяники, перекрытые покровными лёссовидными породами.

КАЛИНИНСКИЙ (НИЖНЕВАЛДАЙСКИЙ) ГОРИЗОНТ

Вопрос о самостоятельности калининского оледенения и геологическом возрасте тех отложений ледникового комплекса, которые к нему относятся, является в настоящее время дискуссионным. Он тесно связан с вопросом о границах и числе верхнеплейстоценовых оледенений вообще.

Впервые граница верхнеплейстоценового, или вюрмского, оледенения на Русской равнине была намечена А. П. Павловым (1925), а затем Г. Ф. Мирчинком (1929, 1930), попытавшимся обосновать ее конкретными стратиграфическими данными. В основу им было положено при этом положение в разрезах рисс-вюрмских (микулинских) погребенных торфяников, которые севернее искомой границы должны быть перекрыты ледниковыми отложениями, а южнее этими отложениями перекрывать, очевидно, не могут и располагаются поверх всех ледниковых образований, налегая на них или к ним прислоняясь. В качестве важных вспомогательных критериев Г. Ф. Мирчинком привлекались соотношения речных террас с задровыми отложениями и прослеживание конечноморенных зон по простирацию. В работе 1930 г. он провел эту границу в пределах описываемой нами территории по линии Орша — Рудня — Смоленск — Духовщина — Ржев — Тверь (Калинин) — Ростов — Кинешма — Галич, а после исследований Е. Н. Шукиной (1933) сдвинул ее на последнем отрезке несколько восточнее, до Плес-Галичской гряды (Мирчинк, 1933б; Громов, Мирчинк, 1936). Им выделялась также крупная стадия отступления вюрмского оледенения, которую он сопоставлял с бьюльской стадией Альп. Ее границу он проводил по восточным окраинам Валдайской возвышенности, т. е. примерно там, где прово-

дил границу своего «неовюрма» А. П. Павлов. В дальнейшем А. И. Москвитин (1950) принял линию, намеченную Г. Ф. Мирчинком, лишь с некоторыми изменениями и уточнениями за границу распространения максимального из верхнеплейстоценовых оледенений, названного им калининским. Кроме того, он начал различать еще одно более молодое верхнеплейстоценовое оледенение, остатковское, прототипом которого, по существу говоря, явились «неовюрм» А. П. Павлова и «бюльская стадия» Г. Ф. Мирчинка, границу которого А. И. Москвитин проводил несколько восточнее.

И. П. Герасимов и К. К. Марков (1939) в основу отграничения области распространения верхнеплейстоценового оледенения положили различия в степени свежести ледниковых форм рельефа севернее и южнее границы его распространения, стратиграфические же данные использовались ими лишь как дополнительные. Границу этого оледенения, названного ими валдайским, они проводили лишь несколько южнее и восточнее Валдайской гряды. Совпадая с границей Г. Ф. Мирчинка в пределах Смоленской области, она далее резко отклонялась от нее к западу, направляясь, начиная от района Ржева, через район верховьев р. Мологи к Кубенскому озеру. При этом они ссылались и на то, что микулинские (днепровско-валдайские) межледниковые слои восточнее этой границы, по их данным, нигде не перекрыты мореной. В частности, ими оспаривалось существование морены и над торфяником у Балчуга в Галиче, который служил Г. Ф. Мирчинку одной из опорных точек при обосновании его выводов. И. П. Герасимов и К. К. Марков приобрели многочисленных сторонников и последователей и их точка зрения, с некоторыми частными изменениями, продолжает пользоваться у многих признанием в настоящее время. После опубликования А. И. Москвитиним его работы 1950 г. сторонники этой точки зрения выступили против существования выделенных им двух самостоятельных верхнеплейстоценовых оледенений, считая, что имело место лишь одно единое валдайское оледенение, осложнившееся только слабыми интерстадиальными потеплениями климата. Те ледниковые образования и краевые формы рельефа, которые за принимаемыми ими пределами распространения этого единого оледенения датируются А. И. Москвитиним и поддерживающими его точку зрения геологами как калининские, они относят к московскому оледенению (Марков, Лазуков, Николаев, 1965; Чеботарева, 1961, 1965 и др.).

Решающим критерием при установлении границы наибольшего распространения материковых льдов в верхнечетвертичное время являются, по-нашему мнению, условия залегания микулинских межледниковых отложений.

С этой точки зрения наиболее показательны данные по двум местонахождениям этих последних — на речке Долгополке, недалеко от г. Тутаева, и у с. Черешинки западнее г. Ростова (Ярославского).

Речка Долгополка впадает слева в р. Волгу в 4 км выше г. Тутаева. Обнажение межледниковых слоев расположено в подмыве правого коренного склона ее долины в нижнем течении. Оно было открыто В. А. Новским (1945, 1958) и впоследствии более детально изучено автором совместно с Е. А. Фетищевой, Н. А. Граменицкой и др. Здесь, начиная с высоты 18 м над руслом (110 м абс. высоты), обнажены:

1. Суглинки бурые, песчаные, с валунами и гравием	1,5 м
2. Пески гравийные, неравномерно глинистые	1,7 „
3. Суглинки красновато-коричневые, пластичные, с редкими мелкими валунчиками	1,2 „
4. Суглинки стальнo-серые, с железистыми бобовинами	0,5 „
5. Пески разнозернистые, с галечником в основании	0,4 „
6. Супеси темно-серые	0,4 „
7. Пески среднезернистые	0,2 „
8. Такие же пески, но со слоями темно-серых глин, в основании гравий и галька	
9. Красновато-бурые грубые валунные суглинки	4,0 „
10. Гиттии и торфы	1,5—2,0 „
11. Пески грубые, с гравием	до 3,0 „
12. Грубые темно-коричневые валунные суглинки, обнажающиеся до уреза реки	3,0 „

Таким образом, межледниковые гиттии и торфы залегают здесь под двумя горизонтами морены (слои 1 и 9), разделенными пачкой, состоящей из песков, по-видимому флювиогляциального происхождения, и суглинков. В этих последних обнаружена пыльца, указывающая на их образование во время интерстадиального потепления климата, так как в ее составе преобладает древесная (55—80%), среди которой господствуют ель и береза (до 55—60%) при небольшом количестве сосны. Здесь же найдены единичные пыльцевые зерна широколиственных пород, скорее всего переротложенные. В коренном залегании всей этой толщи сомневаться не приходится.

Спорово-пыльцевая диаграмма самих межледниковых слоев, составленная А. А. Гузман и М. Н. Валуевой (рис. 116), также не оставляет сомнения в их

микулинском возрасте. На ней отчетливо вырисовывается вторая половина климатического оптимума с достаточно характерным ходом кривых главных древесных пород и орешника. Правда, в данном случае не столь четко, как в типовых местонахождениях, видна обычная последовательность кульминаций дуба, липы и граба, а на максимум граба приходится необычный для микулинских диаграмм довольно резкий пик ели. Однако надо учесть, что межледниковые слои здесь слегка нарушены ледником и эти отклонения от нормы вполне могут быть связаны с их взаимными смещениями.

Второй из упомянутых разрезов находится в 6—7 км западнее г. Ростова (Ярославского) у с. Черемошника. Обнажение межледниковых слоев этого села (описывалось и изучалось палинологически С. Н. Тюремновым и Е. А. Виноградской (1952), а затем В. Н. Сукачевым (1954; Сукачев, Недосеева, 1954). Позже оно посещалось рядом исследователей, было специально расчищено В. А. Новским и описано А. И. Москвитиним (1967), осматривалось и С. Л. Бреславом.

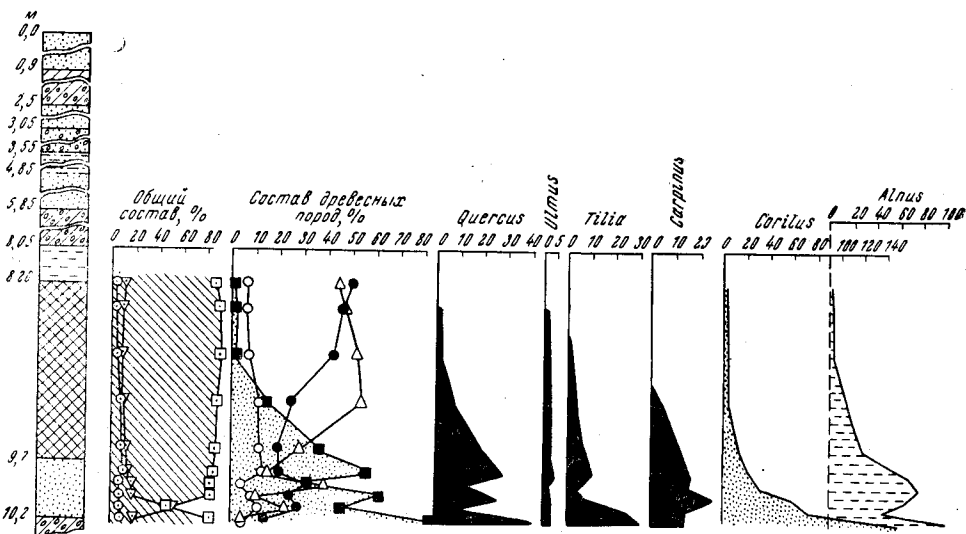


Рис. 116. Спорово-пыльцевая диаграмма микулинских межледниковых отложений у д. Отищцево Тутаевского района Ярославской области. Анализы А. А. Гузман
Условные обозначения см. на рис. 104

Из наблюдаемых здесь соотношений с полной очевидностью вытекает, что торфяник в разрезе у Черемошника залегает под мореной или внутри нее. Высказывавшиеся некоторыми из посещавших это местонахождение исследователями (Челобарева, 1961) предположение о том, что морена смещена здесь оползнями и лишь вторично надвинута на торфяную залежь, не имеет реальных оснований ни в геологической, ни в геоморфологической ситуации, в чем мы вполне согласны с А. И. Москвитиним (1967). В то же время имеются признаки того, что сама залежь нарушена ледником, а может быть и вмята им в моренную толщу. В расчистках, заложенных В. А. Новским, наблюдалась необычная форма выклинивания торфяника, как бы внедряющегося в морену и тупо по вертикали срезанным торцом упирающегося в ее стенку. В самом торфе был найден ростр белемнита в вертикальном положении (Москвитин, 1967). По нашим наблюдениям, в основном обнажении торфяная линза, быстро выклиниваясь, сменяется по простиранию крупитчатыми ожелезненными суглинками, напоминающими иллювиальный горизонт подлесной почвы. Разорванные и перемятые остатки этого горизонта прослеживаются в морене ниже по оврагу. На нарушенность торфяной залежи указывал ранее еще В. Н. Сукачев (1954), связывавший с нею аномальный факт совместного нахождения семян бразении с листочками карликовой березки. Он допускал при этом, что вся торфяная линза находится здесь во вторичном залегании в виде отторженца, будучи включенной в моренную толщу. Во всяком случае, ее нарушенность ледником не вызывает сомнений.

Возможно, что этим объясняются и необычные черты спорово-пыльцевой диаграммы, составленной М. Н. Валуевой и Г. К. Шербо. Имея в общем явно микулинский тип, она отличается тем, что на ней невозможно выявить обычной последовательности кульминации широколиственных пород, кривые которых аномально растянуты, в средней части диаграммы неожиданно появляется невысокий пик ели, сопровож-

дающийся резким уменьшением широколиственных пород и подъемом кривых сосны и особенно березы и т. п. Все сказанное подтверждает, что торфяник здесь явно древнее морены, независимо от того, просто нарушен он ледником или находится в отторженце.

В районе г. Ростова (Ярославского) имеется и еще один погребенный микулинский торфяник, определенно перекрытый ледниковыми отложениями. Он расположен на р. Саре, впадающей с юга в оз. Неро, у с. Левина Гора. Находящееся здесь обнажение изучалось в течение нескольких лет В. Н. Сукачевым и его сотрудниками (Горлова, Сукачев, Чижилов, 1958; Горлова, 1967), осматривалось, кроме того, многими исследователями, в том числе А. И. Москвитиним (1967) и нами. Поскольку толкование природы перекрывающих здесь торфяник отложений долгое время оставалось дискуссионным, а опубликованные в литературе описания разреза не вполне совпадают друг с другом, мы приводим ниже сокращенную запись собственных наблюдений. В указанном пункте р. Сара подмывает склон левого коренного берега и в обрыве высотой 15—16 м здесь обнажается:

1. Суглинок пористый столбчатый	около 4,2 м
2. Суглинок серый, грубый, неслоистый, с редким мелким гравием, внизу с линзочками песка, галькой и валунчиками. Контакт с нижележащими песками резкий неровный	около 1,1 "
3. Пески мелкозернистые	0,8 "
4. Пески сверху крупно-, внизу мелкозернистые	0,7 "
5. Пачка переслаивания шоколадных глин и серых песков	0,8 "
6. Песок разнозернистый с гравием и галькой, местами образующими прослой	3,4 "
7. Глина серая с гравием и галькой	0,6—0,7 "
8. Глина оторфованная	0,6 "
9. Песок тонкозернистый гумусированный	0,5 "
10. Глина серая оторфованная	0,5 "
11. Торф до уреза воды	0,5 "

В этом разрезе слой 2, лежащий прямо под покровными делювиальными суглинками, обладает всеми признаками морены. Что касается нижележащих слоев 3—6, то они, несомненно, являются флювио-, частично лимногляциальными, толща которых крайне не выдержана по своему строению. Поэтому неудивительно, что А. И. Москвитин (1967) дает существенно иную ее характеристику. Причиной таких различий в описаниях является также значительная нарушенность толщи гляциодислокациями, благодаря чему верхние ее части оказываются иногда перематыми вместе с крошащей мореной. Представляется вероятным, что слой 7 нашего описания также представляет собой моренный прослой. Располагающаяся под ним межледниковая толща, по-видимому, отличается тоже значительной фацальной изменчивостью, почему ее описания у разных авторов существенно различны. Так, А. И. Москвитин выделяет в ее составе только две части. Верхняя, по его данным, сложена мелко- и тонкозернистыми песками (1 м), нижняя сплошными черными, а внизу серыми и бурными сапропелями, лишь внешне напоминающими торф (до 3 м). Спориво-пальцевая диаграмма этого местонахождения по типу несомненно микулинская и его возраст не вызывает никаких сомнений.

Таким образом, если наше толкование разрезов правильно, то три описанных пункта на Долгополке, у Черемошника и Левиной Горы вполне однозначно свидетельствуют о продвижении верхнечетвертичного ледника вплоть до окрестностей Тутаева и Ростова (Ярославского), т. е. до рубежей, близких к указанным А. И. Москвитиним для выделенного им калининского оледенения. Совершенно очевидно, что в таком случае, все территории, лежащие западнее и северо-западнее, близ к скандинавскому центру оледенения, тем более должны были покрываться льдами. Поэтому приводимые в литературе данные о существовании местонахождений микулинских слоев, не перекрытых мореной, как в районах, расположенных неподалеку от Тутаева и Ростова, так и в значительно более западных, вплоть до верховьев Межи и Западной Двины, не могут служить аргументом против этого вывода. Отсутствие морены в этих пунктах должно, по-видимому, объясняться либо ее последующим размывом, либо считаться мнимым, ошибочно констатированным в связи с неправильным истолкованием природы крошащих микулинские слои пород.

Так, например, несомненно микулинский торфяник, не перекрытый мореной, известен в разрезе у с. Шурск, расположенного в 2 км южнее упомянутого выше с. Черемошник (Тюренов, Виноградова, 1952; Москвитин, 1950, 1967; и др.). Торфяник обнажается здесь несколько выше села по овражной долине речушки (Дериха или Дериножка) в цоколе террасы высотой около 9 м. Перекрыт он непосредственно аллювием этой террасы, прислоняющимся к слагающей склоны долины морене и содержащим в основании гальку и валуны, оставшиеся от ее размыва. Поэтому быстрое наложение морены на торфяник не может вызывать никаких сомнений.

То же наблюдается и в описанных А. М. Цукуровой межледниковых торфах и черных озерных глинах с раковинами унионид, вскрытых буровой скважиной под:

аллювием первой надпойменной террасы р. Сары у с. Теханово. Составленная М. Н. Валуевой и А. А. Гузман спорово-пыльцевая диаграмма с достаточной определенностью указывает на их микулинский возраст. В то же время в естественных обнажениях по р. Саре видно, что в основании аллювия террасы встречаются крупные валуны, несомненно, являющиеся остатками размытых ледниковых отложений, слагающих склоны долины и, очевидно, перекрывавших ранее межледниковые слои (в чем убеждает также сравнение с описанным выше обнажением у Левиной Горы).

В качестве аргумента против существования калининского оледенения приводятся также данные по условиям залегания микулинских межледниковых отложений в г. Рыбинске и его окрестностях. Два выхода межледниковых слоев вскрываются здесь в естественных обнажениях. Один из них расположен у с. Черменино, на правом берегу р. Волги, другой к юго-западу от него, на р. Черемухе у дома отдыха им. Володарского. Эти местонахождения изучались В. А. Новским (1945, 1958), Н. С. Чеботаревой, X. А. Арслановым и И. И. Красновым.

Все эти исследователи отрицали существование здесь морены над микулинскими слоями. Однако это все же нельзя истолковать как решающий аргумент в пользу отсутствия калининского оледенения, даже если не учитывать явно подморенного залегания тех же микулинских слоев восточнее и юго-восточнее, на Долгополке и под Ростовом (Ярославским). По нашему мнению, обнажение у с. Черменина вскрывает микулинские слои в доколе второй надпойменной террасы, которая по многим признакам может толковаться как абразионная ступень, сопровождающая береговую линию юго-восточного залива большого озерного водоема, занимавшего некогда Молого-Шекснинскую низменность. Несколько наклонная поверхность этой террасы перекрыта песчано-валунными отложениями, в основании переходящими местами в сплошной валунник, несомненно вымытый из морены, которая слагает ограничивающий террасу крутой уступ коренного склона. Микулинские же озерные отложения залегают под этим валунником и поэтому есть все основания считать, что первоначально они были перекрыты мореной. По устному сообщению Н. П. Куприной, посетившей это обнажение в 1968 г., в овражках, расщепляющих поверхность террасы, местами можно наблюдать и сохранившиеся участки самой морены. Иными словами, вторичность отсутствия перекрывающей морены в разрезе у с. Черменино можно считать доказанным.

Менее строго эта вторичность обосновывается для разреза на р. Черемухе. Там микулинские темные озерные гитты с размывом перекрываются разнозернистыми песками, содержащими гальку и валуны не только в основании, но и в самой толще. Эти пески не приурочены к четко морфологически различимой террасе, связанной с долиной самой р. Черемухи, и их аллювиальное происхождение не является очевидным. Поскольку в их толще не наблюдается характерного для аллювия закономерного измельчения материала вверх по разрезу, вполне допустимо толковать их как флювиогляциальные. Однако и в этом случае нельзя отрицать возможность того, что ранее перекрывавшая здесь межледниковые слои морена могла быть размыта.

Противники продвижения верхнеплейстоценового оледенения до границ калининского оледенения А. И. Москвитина ссылаются также на разрез в г. Рыбинске, вскрытый буровой скважиной при разведке под левобережный береговой устой шоссейного моста через р. Волгу. Этот разрез был описан более 20 лет назад А. И. Москвитиным (1947, 1950), причем пройденные в нем межледниковые слои он счел за молодого-шекснинские и даже принял этот разрез за один из опорных при выделении молодого-шекснинского межледниковья. В 1961 г. геологами ГУЦР вновь было произведено бурение на этом месте под наблюдением С. М. Шика, подтвердившее правильность прежнего описания разреза. Однако более подробная спорово-пыльцевая диаграмма, составленная В. П. Гричуком, показала, что вскрытые в нем межледниковые слои следует отнести к микулинским. Над ними действительно отсутствует морена и они перекрыты аллювием первой надпойменной террасы р. Волги, но в основании этого аллювия обнаруживается скопление галек и валунов, которые с полным основанием можно рассматривать как признак бывшего существования здесь морены, размытой перед отложением аллювия.

Местонахождения микулинских слоев, не перекрытых мореной, указывались в литературе и для некоторых районов Калининской области, расположенных значительно западнее. Большинство из них не приурочено к речным долинам, а расположено в пределах междуречий, в принципиально иной геологической обстановке, чем разрезы окрестностей Рыбинска. Несколько таких местонахождений, обнаруженных скважинами и шурфами, описаны были Н. Н. Соколовым (1947) в Нелидовском и Западнодвинском районах. Наиболее достоверен микулинский возраст, судя по спорово-пыльцевой диаграмме Г. А. Благовещенского, для межледниковых слоев, вскрытых на участке Центрального Лесного заповедника, находящегося в истоках р. Жукоты (южный приток оз. Пено). Они представлены здесь озерными гиттиями, сапропелевыми глинами и торфами общей мощностью около 7 м, которые перекрыты, судя по описанию Н. Н. Соколова, «голубым суглинком средним, с редким гравием», мощность которого равна всего 0,4 м. Выше располагается современный торфяник

(0,8 м). Н. Н. Соколов сопоставляет крошечные межледниковую толщу суглинки с безвалунными покровными суглинками, развитыми по соседству на повышенных участках междуречий. А. И. Москвитин (1950) считает возможным видеть в них маломощную оглеенную морену, хотя отсутствие валунов, не обнаруженных даже в шурфе, делает такое предположение достаточно натянутым. Вполне вероятно поэтому, что морена в данном случае действительно отсутствует.

Отсутствие или спорадическое развитие типичной морены в кровле микулинских межледниковых слоев характерно и для ряда других участков местности в прилегающих к Центральному Лесному заповеднику районах. Так обстоит дело, например, в окрестностях д. Зуево Западновинского района, расположенной в 30 км западнее заповедника. Межледниковые слои установлены здесь в одной из буровых скважин еще Н. Н. Соколовым (1947), однако тогда их палинологическая характеристика осталась достаточно неясной. Повторно они были вскрыты бурением в 1956—1957 гг. М. И. Лопатниковым и изучены палинологически М. В. Валуевой. На этот раз была получена достаточно типичная микулинская спорово-пыльцевая диаграмма. По данным М. И. Лопатникова, межледниковые торфы и гиттии перекрыты здесь 2-метровой пачкой тонкопесчаных глин и алевроитов, над которыми залегают еще 2 м разнородных песков, образующих субстрат современной почвы. В скважине, описанной ранее Н. Н. Соколовым, с поверхности были пройдены супеси и суглинки до 1,75 м мощности и под ними глина безвалунная, темно-зеленая с редким мелким гравием. В обоих случаях пород, которые можно было бы безоговорочно принять за морену, над межледниковыми слоями не было констатировано.

Однако наряду с такого типа разрезами в этих же местах встречаются и иные, где имеется либо достаточно типичная морена, либо признаки ее бывшего существования. Один из них описан Н. Н. Соколовым (1947) на Кривососком участке близ ст. Нелидова (скв. 325). Здесь над межледниковыми слоями согласно описанию залегают под покровными супесями сначала коричневые суглинки, а затем плотная, книзу песчаная, коричневато-бурая, с небольшим количеством галек и гравия кристаллических и осадочных пород глина. В этой глине, почему-то названной в описании «безвалунной», встречен валун гранита в 0,30 м. Очевидно, оба эти слоя можно признать за типичную морену.

Северо-восточнее Нелидова, в д. Пыжи, буровая скважина вскрыла межледниковые микулинские слои под поймой протекающего здесь ручья, нижняя часть аллювия которого сложена песками с гравием и валунами, несомненно являющимися остатками размытой морены. Немного западнее, у с. Малые Ясновицы, М. Е. Меркуловой описана другая скважина, вскрывшая межледниковый торфяник, спорово-пыльцевая диаграмма которого не очень выразительна, но может все же быть признана микулинской. Торф вскрыт на глубине 3,8 м под несомненной мореной мощностью 1,8 м и налегает также на морену мощностью 18,5 м. Возможно, что он находится во вторичном залегании внутри моренной толщи в виде отторженца.

Южнее Нелидова, у с. Козлово, М. И. Лопатниковым в обрыве коренного берега р. Березы наблюдался выход межледниковых слоев, залегающих между двумя моренами. Правда, спорово-пыльцевая диаграмма этих слоев неполная и охватывает лишь начало межледниковья, до появления широколиственных пород, но микулинский их возраст весьма вероятен.

Если сопоставить все приведенные данные, то окажется, что только на относительно небольшом «острове» вблизи Центрального Лесного заповедника крошечная микулинские слои морена отсутствует или, быть может, представлена необычными слабо валунными и крайне маломощными разностями, трудно распознаваемыми в разрезах. Восточнее она вновь появляется и поэтому местное выпадение ее из разреза нельзя, по-видимому, толковать как свидетельство того, что сюда не заходил верхнеплейстоценовый ледник. В дальнейшем мы еще увидим, что на значительной части водосборов Каспли и Межи верхнеплейстоценовые ледниковые отложения вообще весьма своеобразны фациально и среди них ведущую роль играют не морены, а флювиогляциальные и озерно-ледниковые осадки. Здесь широко распространены также камового типа формы рельефа. Все эти признаки указывают, очевидно, на малую активность ледника и образование по его периферии значительных участков мертвого льда. Именно в своеобразных особенностях динамики льда покрывавшего эту часть территории, скорее всего и надо искать объяснения действительного или кажущегося отсутствия морены в отдельных пунктах.

Итак, анализ фактов показывает, что в том интервале верхнего плейстоцена, который непосредственно следует за микулинским межледниковьем, материковые льды действительно продвигались далеко за пределы Валдайской возвышенности, достигая рубежей близких к тем, которые были указаны Г. Ф. Мирчинком и А. И. Москвитиним. Принимать ли эту фазу за самостоятельное ледниковье или лишь за крупную стадию единого валдайского оледенения, однозначно пока решить трудно, но ее существование можно считать достаточно прочно обоснованным. Вслед за А. И. Москвитиним, точка зрения которого отражена и в унифицированной стратиграфической схеме, мы склонны считать ее калининским оледенением.

Граница калининского оледенения может быть установлена значительно увереннее, чем граница московского оледенения, поскольку на большей части своего протяжения она сопровождается хорошо выраженными краевыми формами рельефа и заандрами.

В пределы описываемой территории она вступает в Руднянском районе Смоленской области, где сопровождающие ее краевые формы рельефа выражены в виде Руднянско-Микулинской гряды, непосредственно продолжающей Оршанскую конечноморенную зону соседних районов Белоруссии. Эта гряда очень резко выделяется в рельефе, достигая в окрестностях Рудни 65 м относительной высоты. Она имеет северо-восточное простирание, протягиваясь до истоков р. Каспли. Ее продолжением служит уже широтная цепь всхолмлений, проходящей южнее оз. Каспля к д. Сыр-Липки километрах в 25 к северо-западу от Смоленска. В районе Рудни и Микулина гряда состоит из двух параллельных цепей, северная из которых в значительной части образована камами и озами (Погуляев, 1955).

И. Н. Салов (1960) склонен считать, что вся гряда представляет собой камовое, частично озовое образование. Однако упомянутые выше интенсивные гляциодислокации урочища и «Гора Мачеха», в которых участвуют и межледниковые микулинские слои, заставляют считать по крайней мере внешнюю из двух параллельных цепей Руднянско-Микулинской гряды в значительной мере мореной напора. Имеется основание подозревать, что и межледниковый торфяник в с. Микулино нарушен ледником и что внутренняя цепь гряды, на которой расположено это село, тоже может быть в какой-то части образованной моренами напора. Это заставляет с большой осторожностью относиться и к предположению И. Н. Салова, что камовые и озовые формы лишь наложены здесь на более древнее ядро, представляющее собой погребенные под ними конечные морены московского оледенения. Вполне вероятно, что и московская морена, залегающая в постели микулинского торфяника, выведена на поверхность деформациями, вызванными напором калининского ледника и что, таким образом, моренное ядро гряды представляет созданное этим ледником напорное образование.

Перед фронтом Руднянско-Микулинской гряды и ее продолжения в бассейне р. Каспли выделяются два участка заандров. Один из них охватывает значительную часть водосбора речки Березины, впадающей в Днепр в 45 км ниже Смоленска у с. Гусино. Другой протягивается от верховьев Каспли на юг к Днепру, подходя к нему в районе Красного Бора. В пределах последнего участка заандра прослеживаются хорошо выраженные в рельефе меридиональные гряды несомненно озового или камового происхождения, подходящие к самому Днепру. Это можно объяснить только тем, что во время максимального продвижения калининского ледника один из языков его края спускался здесь южнее зоны краевых образований, достигая долины Днепра. В пределах Березинского заандра вблизи Днепра имеются также невысокие всхолмления, напоминающие молодые формы холмисто-моренного рельефа, однако вопрос о том, доходил ли и здесь язык ледника до самой днепровской долины, нуждается в дополнительном исследовании.

От упомянутой выше д. Сыр-Липки зона краевых образований, продолжающая Руднянско-Микулинскую гряду, круто поворачивает на север, протягиваясь по водоразделу между водосборами р. Каспли и небольших правых притоков Днепра, впадающих в него выше Смоленска, до р. Гобзы. Севернее линейновытянутые грядовые формы исчезают и здесь на обширном пространстве, вплоть до верховьев Межи и Березы, разбросаны лишь изолированные группы камовых и реже конечноморенных всхолмлений. Особенно ярко выражены они вокруг оз. Щучьего на границе Смоленской и Калининской областей, а также по восточному краю обширного торфяного болота Свитский Мох, где холмы достигают 40 м относительной высоты. Эти крайние восточные члены описываемой системы всхолмлений и принимаются нами за границу

распространения калининского оледенения. Далее на север ее продолжение намечается камовыми холмами, описанными М. Е. Меркуловой несколько северо-восточнее г. Белого в междуречье Обши и Лучесы, ограничивающих с востока Межинскую низину. Несколько неясным остается положение границы на следующем ее отрезке до г. Ржева. Здесь она проводится условно несколько восточнее ст. Оленино, так как в настоящее время здесь установлены только редкие камовые формы и ледниковый рельеф этих мест требует еще своего специального исследования. Для окрестностей г. Ржева еще 30 лет назад И. И. Трофимов (1940) описал язык калининского ледника, спускающийся вдоль Волги к самому городу.

Севернее Ржева, на левом берегу Волги, вновь появляются линейно-ориентированные краевые формы рельефа. Здесь, образуя вогнутую дугу, граница постепенно меняет свое направление с северо-восточного на субширотное, проходя по южному краю конечноморенных холмов Ильи гор к истокам р. Тьмы, где прекрасно развиты напорные конечные морены, образующие целую систему валов. В них поперек скрученных и сдавленных флювиогляциальных песков залегает маломощный чехол валуников и валунных супесей. Восточнее истоков р. Тьмы та же система валов поворачивает на юго-восток, протягиваясь через деревни Обухово и Неверово (Обуховско-Неверовский вал). Здесь относительная высота всхолмлений достигает 25—30 м. На гребне валов при этом насажены насыпные гравийно-валунные холмы. Еще восточнее эти валы погружаются в обширную Верхневолжскую низину. Одна из их ветвей у с. Иверского поворачивает при этом на северо-восток и постепенно исчезает, другая, южная, образующая так называемую Калининскую грядку, пересекает Волгу ниже г. Старицы и тянется, дугообразно изгибаясь, к ст. Чулрияновке, где вновь выходит к Волге, прерываясь ее долиной. Ее продолжение появляется уже на левобережье Волги у с. Ременица, откуда грядка протягивается вновь к долине Волги, выходя недалеко от г. Конакова.

Описанная система конечноморенных образований, по-видимому, и является границей калининского оледенения.

Однако не исключена возможность, что на правом берегу Волги в районе г. Старицы его льды продвигались несколько далее на юг. В пользу такого предположения говорят довольно свежие камовые и конечноморенные формы, развитые в бассейне верхнего течения Шоши и Волги. Особенно обращает на себя внимание конечноморенная грядка, протягивающаяся в юго-восточном направлении по правому берегу р. Держи между селами Погорелое Городище и Княжки Горы.

Восточнее Конакова в поясе краевых образований калининского оледенения образуется некоторый перерыв, занятый ныне в значительной части водами Иваньковского водохранилища. На этом отрезке, по А. И. Москвитину (1950), существовали две лопасти ледникового края, названные им соответственно Дмитровской и Переславской.

Дмитровская лопасть, по его мнению, доходила до северного подножия Клиско-Дмитровской гряды у г. Дмитрова, а ее восточный край проходил по Горичкой конечноморенной грядке, протянувшейся в субмеридиональном направлении к востоку от болотного массива Оршинский Мох к оз. Скорбей и всхолмлениям у Кесовой Горы в истоках р. Кашинки. Отсюда начинался западный борт Переславской лопасти, проходящий в южном направлении от Кесовой Горы вдоль всхолмлений водораздела между реками Кашинкой и Медведицей, пересекая Волгу между Кимрами и Кашиным, на правобережье Волги Переславская лопасть спускалась на юг к подножию Клиско-Дмитровской гряды у г. Переславля-Залесского. Обе эти лопасти располагались в пределах Верхневолжской низины и не разделялись каким-либо заметным повышением рельефа, так что их возникновение А. И. Москвитин объяснял целиком влиянием депрессивной ложи ледника в более северных районах, обусловивших возникновение двух мощных потоков льда. К этой точке зрения примкнул и Е. В. Шанцер (1948).

В настоящее время доказано существование краевых форм рельефа, преимущественно камового типа, также на Волжско-Медведицком междуречье восточнее Горицкой гряды и южнее, на правом берегу Волги между городами Дубной и Кимрами, ниже Кимр и далее в глубь правобережья на Талдомском плато. Это указывает, что на площади, разделяющей Дмитровскую и Переславскую лопасти А. И. Москвитина, также существовал покров материкового льда и лопасти, очевидно, непосредственно смыкались друг с другом. Вполне вероятно, что во время своего максимального продвижения калининский ледник доходил здесь непосредственно до подножия Клинско-Дмитровской гряды. О том, что ледник вплотную подходил к гряде по крайней мере на отрезке от г. Дмитрова до Переславля-Залесского, заполняя в его окрестностях впадину оз. Плещеева, имеются данные в работе А. И. Москвитина (1967).

Есть основания думать, что льды заполняли западнее и всю Шоншинскую низину, располагающуюся южнее Калининской конечноморенной гряды. Под перекрывающими низину песками и глинами в ряде пунктов (села Тургинево и Емельяново), по данным Л. Н. Семененко, обнаружены озерно-болотные отложения, спорово-пыльцевые диаграммы которых близки по типу к диаграммам послекалининских (молодо-шекснинских) межледниковых слоев. Эти отложения налегают на морену, которую, если правильны эти предварительные датировки, можно считать за калининскую.

Если эти соображения справедливы, то на всем протяжении от верховьев р. Гобзы и до Переславля-Залесского край калининского оледенения в стадию его максимального оледенения должен был примыкать к возвышенностям, препятствовавшим стоку его талых вод. Разбитые здесь в некоторых районах зандры и озерно-ледниковые отложения могли сформироваться только тогда, когда ледниковый край несколько отступил от линии своего максимального продвижения. С этим, очевидно, связано то, что среди зандров и озерно-ледниковых равнин во многих местах наблюдаются останцы краевых форм рельефа — конечные морены, камы и озы. Таковы особенности обширных болотистых низин бассейна р. Межи и Верхневолжской низины. Свободный отток талых вод от ледникового края мог осуществляться только восточнее Переславля-Залесского по долине Пра-Нерли, проходящей вдоль северного края Клинско-Дмитровской гряды и соединяющей бассейны Верхней Волги и Клязьмы.

От района Переславля-Залесского граница калининского оледенения проходит по конечноморенной гряде, пересекающей верховья р. Нерли (Клязьминской) и далее направляется вдоль конечных морен у г. Петровска и по внешней (южной) стороне зон холмистого и конечноморенного ландшафта, окаймляющих впадину оз. Неро. Угличская гряда, протягивающаяся до верховьев р. Устье и особенно резко выраженная в рельефе (высоты до 294 м абс. высоты), является, по-видимому, поперечной межъязычной грядой, как это предполагает А. И. Москвитин (1967).

До сих пор принимаемое нами положение границы калининского оледенения почти точно соответствовало взглядам А. И. Москвитина. Далее к северо-востоку нами проводится она несколько по-иному. А. И. Москвитин (1967) тянет ее от Петровских конечных морен на восток вдоль северного края долины р. Нерли (Клязьминской), а далее вдоль описанных выше конечноморенных гряд московского оледенения западнее Иванова к Фурманской моренной дуге к северу от этого города. Считая эти конечные морены в основном созданными московским ледником, он предполагает, что они были существенно переработаны, а местами даже «перейдены» калининским оледенением. Приводимые им примеры строения песчаных толщ, слагающих Ивановский зандр, в которых он видит признаки повторного продвижения

ледника в его пределы, легко объяснимы осцилляциями края одного лишь московского оледенения. Ни одного случая залегания достоверно микулинских межледниковых слоев под моренной, который подтвердил бы ее калининский возраст, им не описано. Единственная буровая скважина в с. Сорохте, в которой вскрыты межледниковые отложения, судя по спорово-пыльцевой диаграмме, составленной по данным анализов А. А. Чигурьевой, также в этом не убеждает.

Наиболее важным фактом, который А. И. Москвитин считает за доказательство «перехода» калининским ледником конечноморенных гряд у Иванова, является разрез месторождения строительных песков у с. Конохово на северной окраине города, где буровыми скважинами вскрыто строение части Ивановского зандра, примыкающей к конечным моренам. Здесь обнаружен глубокий врез, заполненный толщей озерных отложений, который он считает за рывину подледного стока. Глубина этой рывины достигает 40 м. В ней под озерными суглинками и глинами, отнесенными к ошастковскому ледниковью, на глубине 11,8—19,1 м пройдена пачка заторфованных суглинков и песков с растительными остатками, содержащая два прослоя торфа. Е. Н. Ананова изучила эту пачку палинологически и построила для нее спорово-пыльцевую диаграмму, из которой видно, что во время ее образования произрастала лесная растительность с преобладанием сосны и березы и очень небольшой примесью широколиственных пород при ничтожном количестве орешника. А. И. Москвитин датирует эту пачку молодого шекснинским межледниковьем и исходя из того, что микулинских слоев ниже не констатировано, делает вывод об образовании подледной рывины во время калининского оледенения, льды которого выходили на поверхность Ивановского зандра.

Надо заметить, однако, что под описанной выше пачкой располагается еще более чем 20-метровая толща, слагающая нижнюю часть выполнения той же самой погребенной рывины. В верхах этой толщи имеется горизонт торфянистых глин, не подвергнувшийся спорово-пыльцевому анализу. Поэтому отсутствие микулинских слоев требует еще доказательства, и возраст самой вышележащей озерно-болотной пачки остается тем самым также не доказанным.

Все сказанное не позволяет нам присоединиться к точке зрения А. И. Москвитина. Поскольку достоверно микулинские слои перекрыты моренной только западнее, в окрестностях г. Ростова (Ярославского), то мы считаем более обоснованным проводить границу калининского оледенения по внешней стороне зоны конечноморенного и холмисто-моренного рельефа, окаймляющей с юга и востока низину оз. Неро.

От оз. Неро граница калининского оледенения следует вдоль конечных морен, протягивающихся юго-восточнее г. Ярославля, а затем вдоль всхолмлений Даниловской гряды на левобережье Волги. Есть данные, позволяющие считать, что калининское оледенение в максимальную свою стадию продвигалось здесь далее на восток, спускаясь в Ярославско-Костромскую низину и даже переходя на ее восточную окраину.

В пользу этого свидетельствуют описанные В. Н. Сукачевым и его сотрудниками (Сукачев и др., 1965) местонахождения микулинских межледниковых отложений у сел Вяткино, Серета, Рылово и Лигино на юге Даниловского и в сопредельной части Некрасовского районов Ярославской области. Наиболее типичными из них являются разрезы у сел Вяткино и Серета.

Разрез у с. Вяткино вскрывает вторую озерную террасу р. Костромы. Здесь в обнажении берегового обрыва р. Ухтомки у его бровки выходят моренные суглинки и супеси с валунами до 0,5 м в диаметре, имеющие мощность в 2,5 м. Нижний контакт морены резкий и неровный, а в ее низах встречаются включенные в нее оторванные куски подстилающего торфа. Далее следуют межледниковые слои, сложенные вверху осоково-травянистым торфом (1 м), под которым идет темно-коричневый (до черного) сапропель (2 м), переходящий вниз в переслаивание сапропеля с железистым песком и серой глиной (1 м), сменяющимся в свою очередь сизо-серой глиной, местами сапропелистой и содержащей торфянистые прослойки, которая уходит под урез воды (3 м).

Спорово-пыльцевая диаграмма верхней части сапропеля и перекрывающего его торфа дает типичную картину климатического оптимума микулинского межледниковья вплоть до зоны кульминации граба включительно. Здесь найдены также семена бразении и альдрованды.

Разрез у с. Сереты, расположенный в 20 км северо-восточнее на р. Касти, находится в аналогичных геоморфологических условиях. Здесь озерные глины микулинского межледниковья перекрыты галечниками и грубослонистыми сильно смятыми песками, имеющими мощность от 1—4 до 7—8 м, над которыми залегают грубые, часто неяснослоистые валунные суглинки мощностью до 3,5 м. Изучавшая этот район В. И. Найденова полагает, что эти суглинки отложены в водах древнего-

Ярославско-Костромского озера плавающими льдами, не связанными с материковым оледенением. Однако такое предположение представляется весьма мало правдоподобным и гораздо более обосновано первоначальное мнение В. Н. Сукачева о моренной природе валунных суглинков, покрывающих вторую озерную террасу. Покров валунных суглинков на ее поверхности прослеживается и по восточной окраине Ярославско-Костромской низины. Поэтому хотя в их постели пока и не обнаружено микулинских межледниковых слоев, можно считать достаточно обоснованным продвижение калининского ледника и в эти районы.

Таким образом, севернее Волги граница калининского оледенения проводится нами несколько восточнее Ярославско-Костромской низины. Близкой точки зрения в этом отношении придерживается и А. И. Москвитин (1967).

Севернее, в районе Галича и Чухломы, положение границы калининского оледенения остается пока спорным. Г. Ф. Мирчинк (1929), Е. Н. Щукина (1933), а затем А. И. Москвитин (1954, 1967) и другие утверждают, что все известные здесь микулинские торфяники перекрыты мореной, имеющей в таком случае верхнеплейстоценовый (калининский) возраст. Однако существование перекрывающей эти торфяники морены отрицается К. К. Марковым (1940) и рядом других исследователей. В последние годы в одной из скважин, расположенной на второй террасе Галичского озера, были вскрыты микулинские межледниковые слои, по данным С. И. Гольца (Никольская, Гольц, 1965), не перекрытые мореной. Имеются ли здесь признаки ее бывшего существования в виде остаточных валунов, которые указываются А. И. Москвитиным (1967) для другой скважины, находящейся неподалеку на озерной пойме, остается пока неясным. Исходя из положения границы калининского оледенения южнее, продвижение его края или хотя бы отдельных его языков к Галичу и Чухломе представляется вполне вероятным.

Переходя к вопросу о более детальном расчленении калининского (нижневалдайского) горизонта, следует подчеркнуть, что он находится еще в первой стадии разработки. А. И. Москвитин (1950) почти 20 лет назад выделил кроме главной (максимальной) стадии оледенения еще и его «первую фазу», отделенную от главной выделенным им верхневолжским интерстадиалом¹. Существование этого интерстадиала достаточно хорошо доказано рассмотренными уже нами разрезами у с. Новые Немыкары и в овраге Гремячка. Оба они располагаются вне пределов распространения калининского оледенения, и ранней стадии последнего соответствуют в них только отрезки пыльцевых диаграмм с признаками резкого похолодания климата.

В пределах распространения калининского оледенения в настоящее время интерстадиальные отложения известны из нескольких пунктов, расположенных значительно западнее. Так, расщепление верхней морены на два горизонта, разделенные озерно-болотными отложениями с остатками холодолюбивой флоры, установлено в ряде пунктов Кувшиновского (села Березки, Ям и Трубино) и Лихославльского (села Поторельцы, Бараново, Григорково) районов. Особенно показательный разрез описан С. С. Смирновым у д. Качаново, где интерстадиальные слои слагаются песками и ленточными глинами, перекрытыми только флювиогляциальными отложениями, залегающими поверх морены. В них обнаружены лесные спорово-пыльцевые спектры (50—65% древесной пыльцы), в которых преобладают береза (до 90%) и сосна (до 60%) при умеренном содержании пыльцы ели (10—15%) и находках единичных пыльцевых зерен широколиственных пород. Почти в каждом

¹ В качестве стратотипа этого интерстадиала им указывалось местонахождение межморенных торфов у погоста Илья Пророк на р. Б. Коше, упомянутое выше и отнесенное нами к более древним отложениям.

препарате встречена также пыльца пихты. Отсутствие перекрывающей морены в этом разрезе, расположенном далеко внутри площади калининского оледенения, заставляет подозревать, что в данном случае речь может идти и о более молодом, чем верхневолжский интерстадиал.

Более вероятно, что к верхневолжскому интерстадиалу относятся мощные (до 9 м) торфы, залегающие под верхней мореной у с. Старогвоздино в Краснохолмском районе, в которых Е. Н. Анановой констатируются спорово-пыльцевые спектры интерстадиального типа.

В настоящее время более или менее отчетливо могут быть намечены только положения поясов краевых образований наиболее крупных стадий калининского оледенения. За наиболее раннюю из них можно принять, по-видимому, остановку ледникового края упоминавшейся уже выше Горицкой конечноморенной гряды, являющейся как бы ответвлением Калининской гряды. Однако ее соотношение с этой последней и с расположенными севернее всхолмлениями у Кесовой Горы и Сонкова остаются еще недостаточно ясными.

Сонковские гряды могут с не меньшим успехом быть объединены в одну краевую зону с краевыми формами у Красного Холма, с одной стороны, и у Бежецка, с другой стороны, которая в таком случае проходит значительно северо-западнее Горицкой гряды. Именно на этом рубеже намечали, в свое время, границу Валдайского оледенения И. П. Герасимов и К. К. Марков (1939). Ее продолжение на юго-запад остается, однако, пока еще неясным, поскольку здесь располагаются лишь разобщенные краевые формы рельефа, как бы «утопленные» среди обширных флювиогляциальных равнин низовий р. Тверцы. Возможно, что дальше на юго-запад эту систему краевых образований можно будет продолжить вплоть до долины р. Волги выше г. Ржева.

Наиболее четко выделяется в настоящее время лишь вышневолоцкая стадия (Москвитин, 1939а, 1950). В настоящее время ее краевые образования, во многих местах сопровождаемые с внешней стороны площадями зандров, удастся проследить на очень большом протяжении от истоков р. Жукопы на юго-западе до г. Устюжны на северо-востоке. В эту систему входят конечноморенные всхолмления южнее г. Селижарова, цепь Свиных гор, Михеевская возвышенность в истоках рек Поведи и Цны, Кувшиновские и Есеновичские высоты западнее г. Торжка и собственно Вышневолоцкая гряда. После перерыва, образованного Осеченской котловиной, ее продолжением следует считать крутую Лихославльскую дугу конечных морен, за которой она следует в общем северо-западном направлении через так называемые Моркины горы на Покров-Коноплянские высоты и как бы «ныряет» в Молого-Шекснинскую низину у г. Устюжны. Этот пояс краевых образований построен достаточно сложно. Наряду с главной его зоной в ряде мест выделяются кулисообразно выдвинутые вперед или, наоборот, возникающие местами в его тылу дополнительные гряды и холмы, так что в будущем, возможно, удастся выделить еще несколько частных остановок ледникового края. А. Н. Давыдова и А. И. Москвитин (1939), Е. В. Шанцер (1948), а в последнее время также С. С. Смирнов, А. Потехин, Т. Н. Столярова и другие геологи отмечают широкое распространение в составе этого ледника морен напора, типично развитых, например, в Свиных горах в Селижаровском, у Еськина в Вышневолоцком районах и в Лихославльской конечноморенной дуге.

Несколько особое положение занимает здесь зона громадных отторженцев каменноугольных и более древних пород так называемого Вышневолоцко-Новоторжского вала (Москвитин, 1939а), ранее принимавшегося за вал тектонического происхождения. Он протягивается от южной окраины Вышнего Волочка на Торжок, прослеживаясь на расстояние почти 100 км и не совпадая с положением собственно краевых ледниковых образований. Местами ширина этой зоны отторженцев,

выраженной в рельефе массивными, хаотически расположенными холмами, достигает 15 км. Вопрос о том, смещены ли образующие его отторженцы калининским оледенением, или возникли еще до него в одно из предшествующих наступаний материкового ледника, требует еще своего решения. Ясно одно, что происходят эти отторженцы с крутого уступа, ограничивающего с запада доледниковое карбоновое плато и погребенного ныне под аккумулятивными ледниковыми формами рельефа Валдайской возвышенности.

Мощность калининской донной морены в подавляющем большинстве случаев невелика. Как правило, в пределах моренных и флювиогляциальных равнин она составляет 1—5 м, лишь в отдельных пунктах достигая 10—15 м. В пределах конечноморенных гряд мощности ее часто резко возрастают. Так, для Ржевско-Старицкого Поволжья Б. А. Яковлев указывает мощности до 25 м. Однако это зависит от типа строения конечных морен. Например, Петровская конечноморенная гряда к югу от Ростова прикрита только тонким чехлом. В одном из образующих ее холмов, на Марьиной горе, в 6 км западнее г. Петровска она имеет всего около 3 м мощности, сохраняя примерно ту же толщину и в близлежащих западинах рельефа, к которым здесь приурочен один из перекрытых ею микулинских торфяников. В целом Петровская гряда является конечной мореной напора, сложенной в основном флювиогляциальными образованиями. Рядом с напорными конечными моренами здесь распространены и камы, практически полностью сложенные песками и валунниками. В других случаях, как, например, на Ярославской гряде, конечные морены напора сложены в значительной части даже дочетвертичными, юрскими и меловыми, породами.

Приведенные выше данные о мощностях донной морены в связи со слабой обнаженностью большей части территории и малым количеством буровых данных нельзя считать достаточно надежными.

На большей части территории калининского оледенения донные морены представлены красновато- или коричнево-бурыми валунными суглинками и супесями. Их средний минеральный состав весьма близок к составу московской морены, также характеризующаясь повышенным содержанием роговых обманок. По данным В. П. Епишкина и А. Т. Базилевского, состав рассматриваемой морены в Велижском районе таков (среднее из 23 анализов, в %). Легкая фракция: кварц — 83,9, полевой шпат — 16,1; тяжелая фракция: рутил — 2,8, циркон — 11,2, дистен — 0,36, ставролит — 1,1, гранат — 20,4, силлиманит — 0,22, роговая обманка — 43,5, эпидот — 8,9, цоизит — 3,8.

В некоторых районах наблюдаются своеобразные фациальные разновидности калининских ледниковых отложений. Одной из них является очень маловалунная плотная жирноглинистая морена, распространенная на значительной площади в пределах Руднянско-Микулинской гряды и в бассейне р. Каспли и прилегающей части водосбора Западной Двины. Она имеет очень небольшую мощность, измеряемую метрами или долями метра, и столь необычна, что долгое время вызывала у многих сомнения в ее ледниковом происхождении. Именно такая морена перекрывает микулинский торфяник в с. Микулине. Ее особенности связаны, по-видимому, с тем, что севернее, на Балтийском склоне Русской равнины, во время отступления всех ледниковых покровов возникали обширные приледниковые озерные водоемы, связанные с подпрудой стока ледниковым краем. Откладываясь в этих водоемах ленточные глины, видимо, и послужили главным источником материалов, из которого строил свою морену надвигавшийся калининский ледник.

Несколько северо-восточнее, в Межинской низине и примыкающих частях бассейна р. Жукопы, как указывалось выше, имеются признаки

значительной пассивности калининского ледника во время его максимального стояния и в начальные фазы отступления. В связи с этим здесь, наряду с малой мощностью морены, она нередко и вовсе замещается водноледниковыми отложениями, а быть может, и трудно отличимыми от этих последних валунно-песчаными абляционными разностями. По-видимому, подобные нетипичные и трудно диагностируемые разности маломощных ледниковых образований создают местами ложное впечатление отсутствия ледниковых образований в кровле микулинских торфяников, как, например, в Центральном Лесном заповеднике, а также в Ярославско-Костромской низине. В некоторых случаях, возможно, малая мощность ледниковых образований объясняется тем, что они были отложены абляционными моренами. В Ярославско-Костромском Поволжье В. А. Новский (1961) описывает слоистые разности, считая их образовавшимися там, где край ледника спускался в озерные водоемы и отложение морен шло в полуводной обстановке.

МОЛОГО-ШЕКСНИНСКИЙ (СРЕДНЕВАЛДАЙСКИЙ) ГОРИЗОНТ

Молого-шекснинский горизонт введен в унифицированную стратиграфическую схему Европейской части СССР как подразделение, объединяющее отложения, соответствующие молого-шекснинскому межледниковью, выделенному А. И. Москвитиным (1950).

Правда, в унифицированной схеме его палеоклиматологический ранг менее определен, поскольку с ним сопоставлены и явно межледниковые мгинские слои, и, безусловно, интерстадиальные соминские. Такого рода расхождения не имеют, однако, принципиального значения, так как затрагивают лишь вопросы конкретной корреляции разрезов. Гораздо важнее то, что целый ряд последователей (Марков, Лазуков, Николаев, 1965; Чеботарева, 1961 и др.) вообще отрицают правомерность выделения этого горизонта. Выше уже излагалась сущность их позиции. Здесь укажем лишь, что одним из их аргументов является несостоятельность того из предложенных А. И. Москвитиным опорных разрезов, по которому, собственно говоря, и было дано название молого-шекснинского межледниковья. Речь идет о разрезе буровой скважины у шоссе моста в г. Рыбинске, в которой, как было указано выше, оказались вскрытыми только более древние микулинские слои. В итоге, в пределах Молого-Шекснинской низины не осталось разрезов, убедительно обосновывающих выделение этого межледниковья.

Однако если оставить в стороне вопрос о правомочности принятого А. И. Москвитиным названия, то свидетельства существования межледниковья, более позднего, чем микулинское, безусловно, имеются. Особенно убедительны в этом отношении палеоботанические данные по разрезу Татищевского озера, избранному А. И. Москвитиным в качестве основного стратотипа и рассматриваемого нами ниже. В. П. Гричук (1961б) также использовал этот разрез при попытке обосновать «второе верхнеплейстоценовое межледниковье», отличное от молого-шекснинского, но также следующее за микулинским. Эта попытка не была оправданной, так как все остальные местонахождения, отнесенные им к этому межледниковью, фактически имеют голоценовый возраст. В то же время, как будет показано далее, имеется достаточное число других разрезов, подтверждающих существование послемиккулинского межледниковья, отложения которого занимают принципиально то же самое стратиграфическое положение, что и молого-шекснинские в понимании А. И. Москвитина. Поэтому не только следует признать обоснованным само его выделение, но рационально оставить и первоначально данное ему название, поскольку межледниковое озеро в это время несомненно занимало Молого-Шекснинскую низину.

Наиболее полно молого-шекснинские межледниковые слои представлены в разрезе Татищевского озера, расположенного недалеко от г. Дмитрова на болотистом днище расширенного участка долины р. Яхромы (ныне через него проходит канал им. Москвы). Озеро представляет собой реликт некогда более обширного и глубокого водоема, занимавшего, как полагает А. И. Москвитин (1950), рытвину подледного стока, по-видимому, образовавшуюся во время калининского оледенения. Рытина прорезала всю толщу четвертичных отложений, и выполняющие ее озерные отложения под самым озером налегают непосредственно на каменноугольные известняки.

Наиболее показателен разрез Татищевского озера, вскрытый буровой скважиной, пройденной со льда озера (Москвитин, 1950; Гричук, 1961б). Кровля карбона здесь вскрыта на глубине 75,25 м ниже поверхности воды при глубине озера в 17 м, так что общая мощность озерной серии достигает 58,25 м. На известняках, отделяясь от них только прослойкой песка в 0,2 м, залегают озерно-ледниковые ленточные глины мощностью 14,25 м. Выше следуют собственно межледниковые озерные слои мощностью 21 м. Начинаются они небольшой пачкой торфянистых песков, а в главной части сложены тонкими супесями и суглинками, в некоторых интервалах карбонатными, диатомовыми или сапропелевыми.

На спорово-пыльцевой диаграмме, составленной М. И. Рынкевич, выделяются три климатических оптимума. Нижний и верхний выражены небольшим подъемом кривых смешанного дубового леса соответственно до 8 и 5—6%, орешника — до 21 и 15%, ольхи — до 29 и 18% (ольха включена в состав древостоя). В юбках случаев отмечается присутствие единичных пылинки граба. Средний оптимум наиболее выразителен. Он отмечен повышением содержания пыльцы смешанного дубового леса до 18%, орешника до 47% и ольхи до 62%. Однако даже этот оптимум резко уступает по степени термофильности растительности оптимуму микулинского межледниковья и в его время климат Подмосковья вряд ли мог быть теплее современного. Для отрезков диаграммы, разделяющих оптимумы, характерно господство ели или сосны, а местами также значительная роль березы среди древесной растительности. Особенно резкое похолодание произошло в интервале между нижним и средним оптимумами, поскольку на соответствующем отрезке диаграммы полностью исчезает пыльца широколиственных деревьев и орешника.

Выше в разрезе происходит резкая смена литологии пород — супеси и суглинки сменяются 6,5-метровой пачкой песков. Одновременно сменяются и пыльцевые спектры — пыльца широколиственных пород и орешника встречается здесь спорадически и в очень малых количествах, являясь, по-видимому, дальноприносной, а частично, может быть, и перелетной. Господство переходит к березе (50—60%), особенно карликовой. Это отрезок, несомненно, соответствует последнему оледенению, так как выше следуют уже голоценовые слои мощностью 13 м, постепенно сменяющиеся современными илами.

Голоценовая часть разреза, имеющая мощность 13 м, сложена сапропелитами, вверху свежими сапропелями. На их пыльцевой диаграмме прекрасно выражен послеледниковый климатический оптимум и другие характерные подразделения. Не поддается выделению только нижний максимум ели, который, видимо, из-за местных особенностей ландшафта замещен пиком березы.

В последние годы неподалеку от Татищевского озера на пойме р. Яхромы, у фабрики им. 1-го Мая, ГУЦР была пройдена скважина, которая вскрыла под современным аллювием ту же озерную серию. Эта скважина дополняет описанный разрез в том отношении, что здесь под озерной толщей сохранилось два горизонта морен, разделенных суглинками. Сама озерная толща построена очень сходно с описанной выше, но, к сожалению, детальная корреляция невозможна, поскольку спорово-пыльцевые анализы производились через интервалы не менее 3 м, а в верхней части даже через 8 м. Естественно, что спорово-пыльцевая диаграмма оказалась неполной и невыразительной (рис. 117). Единственное, что заслуживает упоминания, это то, что в данном случае почти на всех интервалах констатировано присутствие пыльцы пихты и граба. Последняя наиболее часта в низах разреза.

Татищевский разрез позволяет сделать ряд важных выводов. Во-первых, он доказывает существование перед последним оледенением межледниковья, по своим палеоботаническим характеристикам резко отличного от микулинского. Это выражается в значительно меньшей

общей термофильности растительности, в наличии трех оптимумов, из которых только средний достаточно выразителен, и в существовании значительных похолоданий между этими оптимумами. В отличие от микулинских, спорово-пыльцевая диаграмма этого межледникового характеризуется относительно малыми по высоте пиками ольхи, орешника и

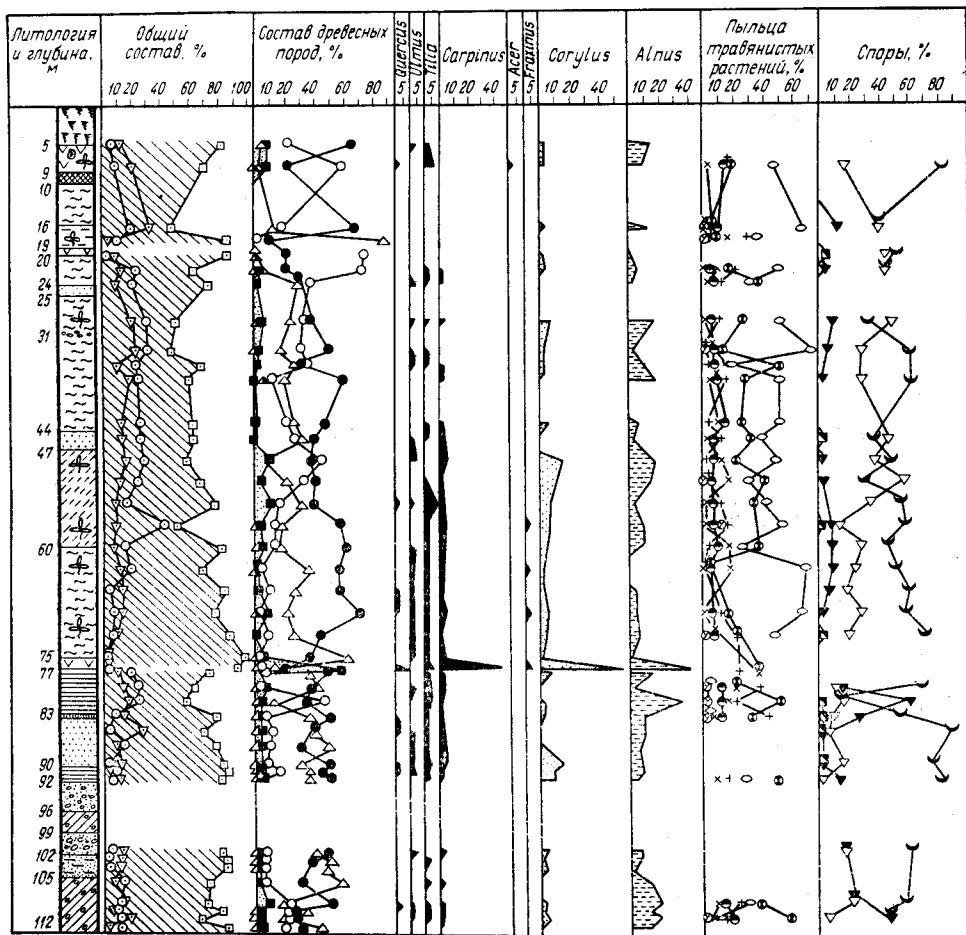


Рис. 117. Спорово-пыльцевая диаграмма молодого-шекснинских межледниковых отложений, вскрытых у завода им. Первого Мая в Дмитровском районе Московской области. Анализы Л. С. Тюриной.

Условные обозначения на рис. 104

особенно широколиственных пород и их одновременностью, так что характерной для микулинского времени последовательности кульминаций не наблюдается. Поскольку отложения этого особого межледникового в непрерывном разрезе озерной серии отделяются от голоценовых одним интервалом, соответствующим резкому похолоданию, то оно, очевидно, может быть только более молодым, чем микулинское. Этот вывод может быть подкреплён данными по некоторым разрезам Ярославской области.

Один из них располагается у с. Варегово на правом берегу Волги между Рыбинском и Ярославлем. Этот разрез был описан по буровой скважине Н. А. Граменицкой и Е. А. Фетищевой, а затем палинологич-

чески обработан А. А. Гузман. Скважина была заложена в заболоченном понижении между моренными холмами и прошла (сверху вниз):

1) торф — 1,5 м; 2) суглинок серый с редким гравием и полуразложившимися растительными остатками — 2,5 м; 3) песок разнозернистый, переходящий в песчаный суглинок с растительными остатками и пятнами вивинита — 3,0 м; 4) суглинок серый, известковистый, с растительными остатками — 4,5 м; 5) песок разнозернистый, гравийный, с галечником в основании — 4,2 м; 6) алеврит известковистый — 1,7 м; 7) песок разнозернистый, с редким гравием — 1,6 м; 8) суглинок валунный, сверху темно-бурый, внизу коричнево-бурый — 21,5 м; 9) песок средне- и крупнозернистый с редкой галькой — 0,3 м; 10) суглинок валунный — 18,5 м; ниже не коренные породы.

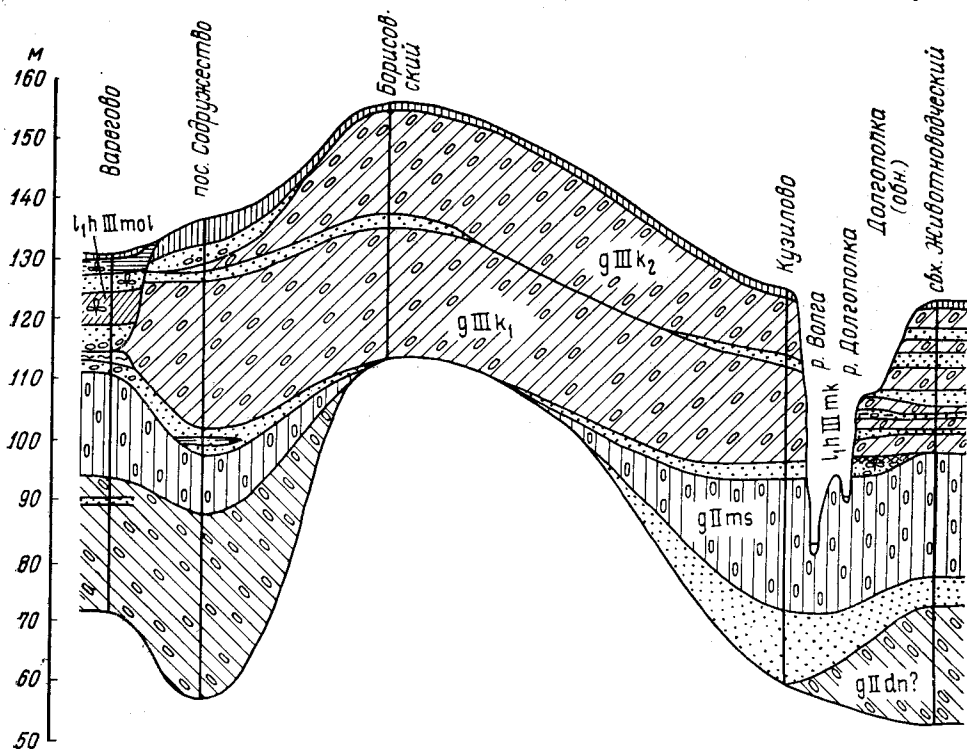


Рис. 118. Геологический профиль по линии с. Варегово — р. Долгополка, Большесельский и Тутаевский районы Ярославской области

Индексами обозначены: gIIIdn — днепровская морена; gIIms — московская морена; gIIIk1 — калининская морена ранней стадии оледенения; gIIIk2 — калининская морена поздней стадии оледенения; l, hIIImk — озерно-болотные отложения в рещении микулинского межледниковья; hIIIImol — озерно-болотные отложения времени молго-шекснинского межледниковья

Спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 118, 119) этого разреза охватывает слои 2—6 и соответствует в общем непрерывному разрезу, так как незначительный перерыв, возможно, существующий в кровле слоя 6 (прослой галечника) не может соответствовать сколько-нибудь значительному отрезку времени. В целом она очень сходна с диаграммой татишевского разреза. На ней можно выделить также три климатических оптимума, из которых наиболее выразителен средний.

В интервале между нижним и средним оптимумами, как и в татишевском разрезе, отмечается очень сильное похолодание, поскольку содержание пыльцы древесных пород здесь понижается до 45%, пыльца широколиственных пород встречается в ничтожных количествах и резкие пики образуют кривые березы и сосны. Кульминация дуба, вяза, орешника и ольхи происходит почти одновременно, а их содержание даже в главном оптимуме значительно ниже, чем в оптимуме микулинского межледниковья. Правда, на приложенной диаграмме показаны максимумы содержания пыльцы смешанного дубового леса (дуб — вяз) до 57%, орешника до 140% и ольхи до 160%, что резко превышает указанные выше для татишевского разреза. Но эти

цифры вычислены, в данном случае, при условии исключения ольхи из древесоя. Если пересчитать их, введя ольху в общую сумму древесных пород, то цифры сразу снизятся соответственно до 31,5%, 53,8% и 61,5%, т. е. до значений, вполне соизмеримых с ранее приведенными. Все это заставляет признать необоснованным датировку

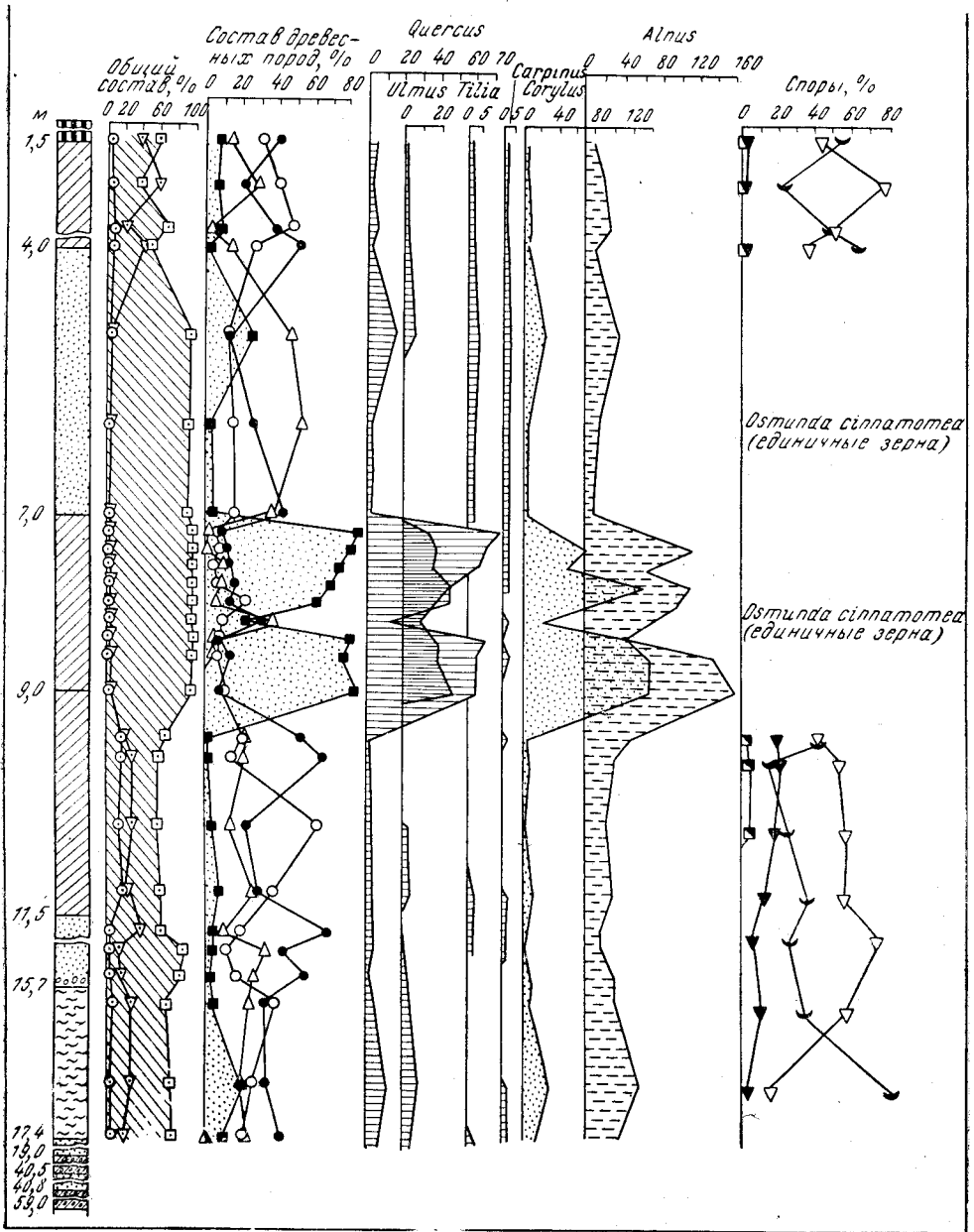


Рис. 119. Спорво-пыльцевая диаграмма молодо-шекснинских межледниковых отложений, вскрытых у с. Варегово. Анализы А. А. Гузман
Условные обозначения см. на рис. 104

описанных межледниковых отложений как микулинских, которая была дана им А. А. Гузман, Е. А. Фетищевой и Н. А. Граменицкой. Толща межледниковых отложений залегает здесь поверх верхней для этих мест морены, которую мы отнесли выше к калининскому оледенению. Напомним, что в 25 км северо-восточнее, на правом берегу Волги близ г. Тутаева, несомненно микулинские слои залегают под этой мореной.

Разрез молодого-шекснинских слоев у с. Варегово следует считать одним из наиболее полных и показательных разрезов этого наиболее молодого межледниковья. Над межледниковой частью этого разреза располагаются подстилающие современный торф суглинки, которым на спорово-пыльцевой диаграмме соответствует резкий термический минимум, очевидно, знаменующий уже начало последнего ошашковского оледенения.

В последнее время получены интересные данные по озерным отложениям самой Молого-Шекснинской низины, особенно по разрезу у ст. Шестихино Ярославской области. Здесь карьер, заложенный на отметках около 130 м абс. высоты, вскрыл озерную толщу, отложенную в юго-западном заливе древнего Молого-Шекснинского озера, вдававшегося на юг от современного Рыбинского водохранилища вдоль рек Волги и Сутоки. Эта толща налегает на красновато-коричневые валунные суглинки калининской морены, верхняя часть которых окрашена в более густые красноватые тона и приобретает крупитчатую отдельность, что заставляет предполагать наличие горизонта В погребенной подлесной почвы. Налечающие на последний озерные отложения имеют суммарную мощность 6—6,5 м и подразделяются на следующие слои (снизу вверх):

1. Сизо-коричневые вязкие супеси с двумя прослоями торфа, растащенными солифлюкционными смещениями на разобщенные гнездообразные включения. В этом слое В. В. Дашевским и А. М. Цукуровой найдены бивни и коренные зубы *Mammuthus primigenius* (Blum). до 3 м
2. Зеленовато-серые тонкослоистые супеси с редкими мелкими тонкостенными раковинками моллюсков. Внедряются в слой 1 и подстилающую его морену по крупным морозобойным клиньям. 0,5—1,0 „
3. Красновато-бежевые тонкослоистые супеси, местами внедренные в слой 2 по небольшим клиньям (геологами, ведущими здесь съемку, описываются как «покровные суглинки»). до 2,5 „

Спорово-пыльцевая диаграмма этой толщи (по материалам В. В. Дашевского и А. М. Цукуровой) распадается на две части. Нижняя (рис. 120) имеет интерстадиальный облик, верхняя отражает явное и довольно значительное потепление (древесная пыльца составляет 60% и среди нее до 25% приходится на пыльцу липы) и ее, видимо, следует относить к молодого-шекснинскому межледниковью, возможно, к его главному оптимуму. Что касается слоев нижней толщи, то они могут соответствовать либо ранним фазам того же межледниковья, либо частично или даже целиком более ранним интерстадиалам калининского оледенения. Такой трактовке не противоречат радиоуглеродные датировки торфа, по данным Х. А. Арсланова, И. И. Краснова и Е. П. Зарриной, давшие конечную цифру в $49\,000 \pm 1530$ лет до наших дней. Как видно из разреза, за время накопления толщи происходили существенные изменения климата, приводившие по крайней мере к двукратному или даже трехкратному возникновению вечной мерзлоты. По меньшей мере дважды понижался также уровень водоема, приводя к осушению залива Молого-Шекснинского озера. Такая сложная последовательность событий неплохо увязывается и с типовой диаграммой Татищевского озера, в которой, как мы видели, выделяются три климатических оптимума, разделенные фазами значительного похолодания.

У г. Кашина, уже в пределах Верхневолжской низины, имеются аналогичные и более полные разрезы озерных отложений, переходящие книзу в ленточные глины, над которыми располагаются довольно мощные сизые супеси с растащенным солифлюкцией прослоем торфа, подобные шестихинским¹. Слоистые супеси озерного типа, переходящие вниз,

¹ Их абсолютный возраст, по данным Х. А. Арсланова, Е. П. Зарриной, И. И. Краснова и других, равен $41\,700 \pm 730$ лет до наших дней.

в ленточные глины, известны и из многих других пунктов Верхневолжской низины, вплоть до бассейна р. Шоши. Они отмечены Г. Ф. Симоновой в Талдомском районе Московской области, Н. Г. Бородиным и О. Н. Лаврович в Конаковском, а Л. Т. Семененко в Калининском районах Калининской области и т. д. Вполне возможно, что среди этих озерных и кроющих их местами болотных отложений присутствуют

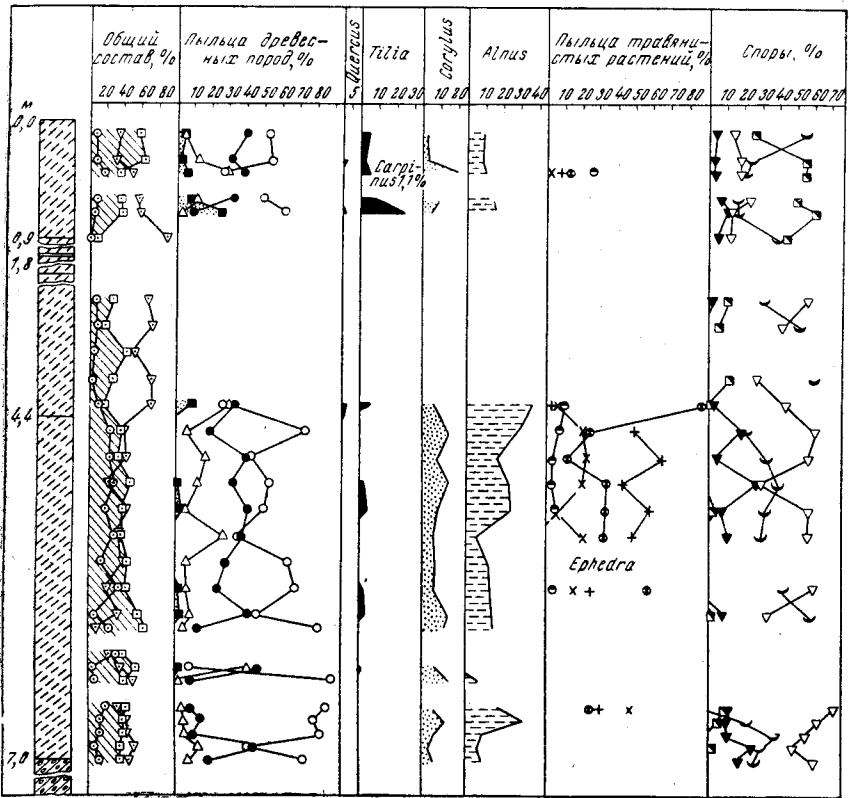


Рис. 120. Спорово-пыльцевая диаграмма верхнечетвертичных отложений, вскрытых у с. Шестихино Некоузского района Ярославской области. Анализы А. А. Гузман и Г. К. Щербо

Условные обозначения см. на рис. 104

кое-где и молого-шекснинские межледниковые слои, как предполагал А. И. Москвитин (1950).

Более определенные данные о молого-шекснинских межледниковых слоях приводит в своей недавней работе А. И. Москвитин (1967) для Ярославско-Костромской низины. Из них наибольшего внимания заслуживает разрез буровой скважины в 3 км к западу от с. Малые Соли на озерной равнине в южной, правобережной, части этой низины. В этой скважине морена перекрыта 17,5-метровой толщиной озерных отложений, начинающихся внизу 4-метровым слоем илов, за которыми следует 4 м песков, сменяющихся вновь озерными суглинками и супесями. Составленная С. Н. Тюрновым спорово-пыльцевая диаграмма несколько отличается от диаграммы татищевского стратотипа, но в общем достаточно близка к ней. На ней выделяются два оптимума, разделенные фазой резкого похолодания, которой соответствует слой песков. В отличие от татищевского разреза, здесь более ярко выражен

нижний оптимум, в котором содержание пыльцы смешанного дубового леса достигает 15%, орешника 40% (при включении ольхи в состав древостоя). Верхний оптимум в этом разрезе очень растянут и менее выразителен. Возможно, что отсутствие здесь третьего оптимума кажущееся, так как в верхней части разреза остался не проанализированным интервал в 2 м мощностью. Во всяком случае, спорово-пыльцевая диаграмма резко отлична от микулинских и поскольку она относится к слоям, лежащим выше калининской морены, ее можно отнести только к молого-шекснинскому времени.

Разрез у с. Малые Соли и аналогичные ему убеждают, что надморенные озерные слои Ярославско-Костромской низины имеют в большей своей части молого-шекснинский возраст, а поскольку они непосредственно смыкаются с надморенными озерными слоями Молого-Шекснинской низины, то тем самым определяется и возраст последних.

Выше упоминалось уже, что не исключена также возможность молого-шекснинского возраста надморенных озерно-болотных отложений, распространенных в пределах Верхневолжской низины, в бассейне р. Шоши.

Западнее, в пределах Калининской области, вплоть до краевых ледниковых образований осташковского оледенения над калининской мореной развиты местами озерно-болотные выположения западин ледникового рельефа, часть которых также, по-видимому, имеет молого-шекснинский возраст.

Наиболее крупные озерные водоемы (Москвитин, 1950) предположительно молого-шекснинского возраста существовали в бассейне среднего течения р. Межи на месте нынешних болотных массивов Свитского и Жаровского Мхов, а также по Западной Двине ниже г. Велижа.

Более определенные данные имеются для севернее расположенных частей Калининской области, где во многих местах обнаруживаются озерно-болотные надморенные отложения, образовавшиеся в относительно более мелких западинах рельефа. Разрез одной из таких западин описан у с. Топорихи на водоразделе рек Ивицы и Городни, в 65 км к северо-востоку от г. Калинина (Чеботарева, Федорова, 1965). Здесь под слоем глинистых песков мощностью 1,1 м были вскрыты серые глины и илы с растительными остатками и пластом торфа в 1,1 м. Общая мощность этой озерно-болотной пачки составляет 2,8 м, ниже были вскрыты подстилающие тонкозернистые пески мощностью 0,2 м, видимо, также озерного происхождения. Н. С. Чеботарева отнесла все эти отложения к микулинскому межледниковью, выделив на пыльцевой диаграмме все палеоботанические зоны, установленные для него ранее В. П. Гричуком (1961б). Однако с подобной трактовкой разреза невозможно согласиться, поскольку спорово-пыльцевая его диаграмма коренным образом отличается от микулинских.

Прежде всего на ней выделяются три слабых оптимума. Нижний и верхний отличаются весьма малым содержанием пыльцы широколиственных пород и орешника. Более резок средний оптимум, но и в нем, если пересчитать диаграмму, включив ольху в состав древостоя, содержание пыльцы дуба не превышает 8%, а орешника 39%. Большой пик последнего на приведенной Н. С. Чеботаревой диаграмме (до 152%) возник исключительно из-за исключения ольхи из древостоя и не может идти ни в какое сравнение с пиками орешника на типичных микулинских диаграммах. Не наблюдается также характерной для последних последовательности кульминации широколиственных пород. Ниже и выше главного среднего оптимума в данном случае наблюдаются явные признаки отделяющих его от нижнего и верхнего достаточно резких похолоданий. В частности, непосредственно над средним оптимумом вырисовывается пик карликовой березы до 30%.

Все это делает диаграмму близкой к диаграмме Татищевского разреза, т. е. стратотипа молого-шекснинского межледниковья. Этой дати-

ровке не противоречат и определения абсолютного возраста по C^{14} , показавшие возраст более 33 тыс. лет.

То же можно сказать и о разрезе у д. Сосновка Лихославльского района, изученном Н. Г. Бородиным, который датировал вскрытые там озерные слои микулинским временем, а подстилающую их морену московским. Высокое содержание пыльцы орешника, показанное на пыльцевой диаграмме, и в данном случае является следствием исключения ольхи из состава древостоя. Отличия диаграммы от микулинских настолько велики, что сопоставлять ее с ними вряд ли возможно. Особенно обращает внимание наличие на ней, кроме главного оптимума, занимающего большую часть разреза, дополнительного, значительно более слабого, располагающегося внизу и отделенного от главного похолоданием с появлением пыльцы карликовой березы. Представляется поэтому гораздо более обоснованным относить озерные слои сосновского разреза к молодого-шекснинскому межледниковью, а подстилающую их морену считать калининской.

Внутри границ осташковского оледенения, где молодого-шекснинские слои должны перекрываться мореной, их достаточно надежно установленных разрезов пока не описано. А. И. Москвитин (1950) датировал этим временем известные межледниковые слои у с. Дворец на р. Поломети, изученные ранее Н. Н. Соколовым (1936) и И. М. Покровской (1936). Однако спорово-пыльцевая диаграмма этого разреза плохо сопоставима как с диаграммами микулинского межледниковья, так и с диаграммами татищевского стратотипа.

В обнажении коренного склона долины р. Овсянки у д. Ряд Бологовского района, по описаниям Н. Г. Бородина, вскрывается два горизонта морены с разделяющими их межледниковыми слоями. У бровки обнажены, видимо, озерные и озерно-ледниковые отложения, сложенные сверху мелкими песками (1,25 м), затем красновато-шоколадными глинами (0,7 м) и вновь мелкими песками с гравием в основании (0,75 м). Ниже следует красно-коричневый валунный моренный суглинок (1 м), под которым располагаются разнозернистые пески (5,6 м), а затем серо-коричневые листоватые глины (3,2 м). Ниже скважиной вскрыта 1,5-метровая толща валунных суглинков второго горизонта морены. Составленная Пономаревой пыльцевая диаграмма (рис. 121) показывает четко выраженный климатический оптимум, приуроченный к подморенным пескам, который Н. Г. Бородин сопоставляет с микулинским межледниковьем. Надо заметить, однако, что типично микулинских черт в этой части диаграммы обнаружить невозможно. Особенно это ясно становится, если включить в состав древостоя ольху, выключенную из него при составлении диаграммы. Поэтому вполне возможно датировать межморенные слои разреза у д. Ряд и молодого-шекснинским межледниковьем, тем более, что этот пункт располагается в тылу передовых конечноморенных гряд осташковского оледенения, где молодого-шекснинские слои могут быть перекрыты мореной. Надо, однако, заметить, что на той же пыльцевой диаграмме намечается еще один не менее выразительный оптимум в надморенных слоях, который трудно сопоставим с послеледниковым климатическим оптимумом и может, с некоторым основанием, рассматриваться как еще одно межледниковье. Это не позволяет решить окончательно вопрос о возрасте межморенных слоев разреза у д. Ряд, равно как и некоторых других разрезов в пределах распространения осташковского оледенения.

К югу от границы калининского оледенения некоторые озерные водоемы, существовавшие в микулинское межледниковье, продолжали развиваться и в молодого-шекснинское время, так что в отложенных в них толщах можно ожидать присутствия слоев, отвечающих обоим межледниковьям, но не разделенных ледниковыми образованиями калининского оледенения. По-видимому, это можно наблюдать в разрезе у д. Рогачево Загорского района (материалы С. Я. Гоффеншефер). Нижнюю его часть составляют пески и суглинки, налегающие на московскую морену (3,6 м). На спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 122) им соответствует невысокий пик граба и орешника, скорее всего, относящийся еще к микулинскому межледниковью. Выше следует явный перерыв, отмеченный скоплениями гальки и, скорее всего, отвечающий времени калининского оледенения. Над ним залегает уже озерная толща (29 м), включающая довольно мощный горизонт диатомитов. Соответ-

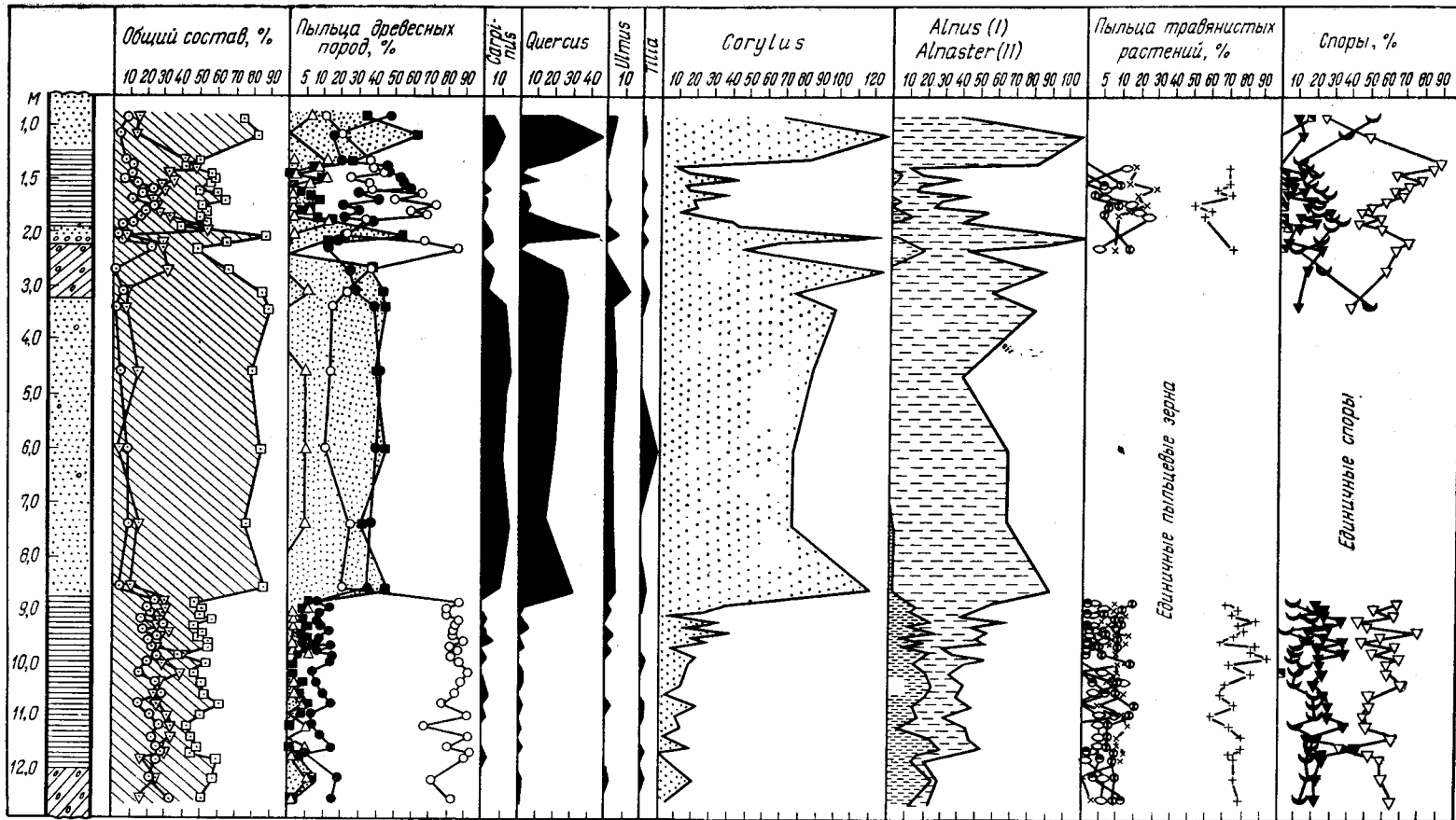


Рис. 121. Спорово-пыльцевая диаграмма молодо-шекснинских межледниковых отложений, вскрытых у д. Ряд Бологовского района Калининской области. Анализы Д. Пономаревой

Условные обозначения см. на рис. 104

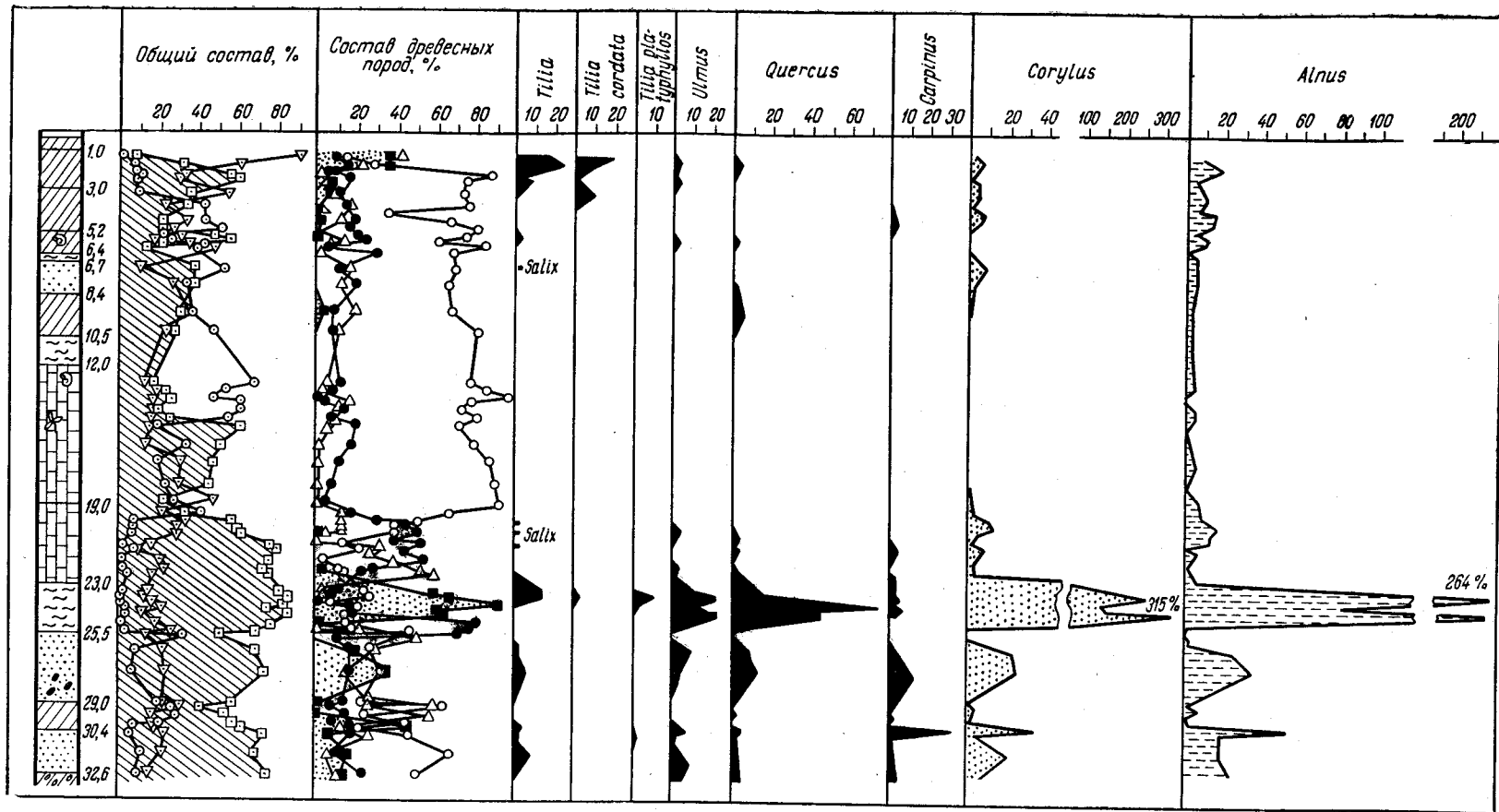


Рис. 122. Спорово-пыльцевая диаграмма микулинских и молого-шекснинских межледниковых отложений, вскрытых у д. Рогачево Загорского района Московской области. Анализы М. Н. Валуевой
Условные обозначения см. на рис. 104

ствующая ей часть диаграммы имеет довольно типичный для молого-шекснинских слоев облик.

Однако в целом к югу от границ калининского оледенения местность была, по-видимому, уже достаточно хорошо дренирована эрозионной сетью ко времени молого-шекснинского межледниковья, в течение которого шло главным образом формирование аллювия в речных долинах и почвообразование на междуречьях. Осадки этого возраста в связи с этим здесь можно наблюдать главным образом в составе аллювиальных отложений относительно молодых надпойменных террас. В бассейнах Днепра и Оки это аллювий первых надпойменных террас, А. И. Москвитин (1950, 1967) указывал на их присутствие у с. Сусея на притоке р. Ресеты, в разрезе балочного аллювия у д. Орехово под Москвой, а также и в самом городе, где к молого-шекснинским им отнесены залежи «озерного мела» в районе Арбатской площади. На Верхней Волге тот же возраст имеют, по-видимому, некоторые торфяники на третьей надпойменной террасе у Козлового Гор, Кинешмы (Томна) и у с. Сельцо близ Юрьева-Польского.

В областях распространения покровных и делювиальных лёссовидных пород и лёсса молого-шекснинскому межледниковью могут соответствовать погребенные почвы.

Надо, однако, сказать, что по вопросу о почвах этого возраста нет пока единого мнения. Это можно проиллюстрировать на примере вопроса о стратиграфическом положении так называемой брянской погребенной почвы, выделенной А. А. Величко (1961б) для окрестностей г. Брянска и имеющей довольно широкое распространение в бассейне р. Десны. Эта сравнительно слабо дифференцированная почва располагается в нижней части толщи надморенного лёсса на 0,8—1 м над подстилающей его мощной микулинской почвой. Радиоуглеродная датировка этой почвы по гумусу (Виноградов и др., 1966) дала цифру $24\,920 \pm 1800$ лет, что позволило И. К. Ивановой (1966) сопоставить ее с паудорфской почвой Центральной Европы, абсолютный возраст которой определяется в пределах 33—25 тыс. лет. С паудорфским интерстадиалом Центральной Европы А. И. Москвитин (1966) как раз и параллелизует свое молого-шекснинское межледниковье.

Однако А. И. Москвитин (1965) считает брянскую почву значительно более древней, сопоставляя ее с верхневолжским интерстадиалом калининского оледенения. С более древними, чем паудорфский, интерстадиалам вюрма Западной Европы сопоставлял брянскую почву и А. А. Величко (1963), параллелизуя ее с геттвейгом, правда, еще до того, как стали известными приведенные выше данные по абсолютному возрасту.

Надо сказать, что точка зрения А. И. Москвитина представляется достаточно обоснованной геологическими данными. Дело в том, что первые надпойменные террасы бассейна Днепра, в аллювии которых следует искать молого-шекснинские межледниковые слои, врезаны в лёсс, спускающийся с междуречий только до уровня вторых надпойменных террас. Таким образом, молого-шекснинские слои должны быть моложе не только брянской почвы, но и всего перекрывающего ее лёсса. Эти соотношения настолько убедительны, что заставляют усомниться в правильности радиоуглеродных датировок, которые вполне могли быть омоложенными из-за трудности работы с гумусом вообще. Нам представляется поэтому, что прав А. И. Москвитин, когда он ищет погребенные почвы молого-шекснинского возраста не внутри лёссовой толщи, а в более молодом делювии, местами прислоненном к лёссу и спускающемуся на склонах до уровня первых надпойменных террас.

Что касается междуречий, то, как полагает А. И. Москвитин (1950), там молого-шекснинская почва послужила непосредственно субстратом, на котором впоследствии развилась современная почва, от которой она неотделима в разрезах. С этим предположением хорошо согласуются наблюдавшиеся автором настоящего раздела глубокие и хорошо развитые морозобойные клинья, рассекающие значительную часть профиля «современной» почвы в ряде пунктов, например у с. Деболовское Ростовского района Ярославской области. Как показал А. А. Величко (устное сообщение), на значительных площадях, покрытых современной почвой, сохранились хорошо различимые на аэрофотоснимках реликты мерзлотного полигонального рельефа, элементами которого, видимо, и являются подобные клинья. Если не допускать маловероятной возможности образования этих мерзлотных текстур в достаточно позднем голоцене, то их можно сопоставить только с временем осташковского оледенения, после которого они остались не погребенными и не размытыми, сохранившись в структуре продолжавшего непрерывное формирование почвенного покрова.

Что касается положения молодого-шекснинского межледниковья в общей геохронологической шкале верхнего плейстоцена, то нам представляется, что принимаемое А. И. Москвитиным его сопоставление с паудорфским интерстадиалом Центральной Европы имеет основания. Однако не исключена возможность, что это межледниковье, за время которого сменилось три потепления и два похолодания климата, фактически охватывает и гораздо более длительный отрезок времени, часто обозначаемый западноевропейскими геологами как «вюрм II», или «средний вюрм». В таком случае его эквивалентами может оказаться не один, а два или три «средневюрмских» интерстадиала Европы, из которых паудорфский будет только самым поздним.

ОСТАШКОВСКИЙ (ВЕРХНЕВАЛДАЙСКИЙ) ГОРИЗОНТ

Отложения этого горизонта формировались во время последнего плейстоценового оледенения. Это оледенение принималось ранее А. П. Павловым (1925) за балтийскую остановку вюрма, или невюрм, а Г. Ф. Мирчинком (1930) за самостоятельную бюльскую стадию вюрма, выделенную А. И. Москвитиным (1950) под названием осташковское оледенение. Граница этого оледенения проводилась упомянутыми исследователями принципиально одинаково, основными критериями при ее выделении являлись два главных признака: степень свежести рельефа конечноморенных и других краевых образований и степень переработки ледниково-озерного ландшафта процессами эрозии и аккумуляции по обе стороны границы. Согласно данным А. Н. Давыдовой и А. И. Москвитина (1939), границу осташковского оледенения можно провести от Торопецкой гряды, образующей водораздел верховьев Западной Двины и Ловати, к западному берегу оз. Охват, далее на всхолмления, окаймляющие озера Волго, Пено, Вселуг, Селигер, и по левобережью р. Цны на холмы, окружающие озера Каменик, Тихмень, Серемо, Граншино. Отсюда граница следует вдоль восточного берега оз. Шлино на оз. Бель и, сворачивая на восток, продолжается вдоль зандров, в которые вложена р. Шлино, на озера Яшино и Глебцово и затем к северной окраине Вышнего Волочка, к истокам р. Волчины и к Пестову.

Очерченная, таким образом, граница сдвинута несколько к западу по отношению к границе валдайского оледенения К. К. Маркова. Она пространственно совпадает близ оз. Селигер и к юго-западу от него с границей выделенной вепсовской стадии, а близ Вышнего Волочка — с границей едровской стадии (Марков и др., 1961; Н. С. Чеботарева, 1961, 1965 и др.).

Рельеф внутри очерченной границы довольно резко отличается от рельефа области, подвергнувшейся калининскому оледенению, характерными его чертами являются хорошая сохранность ледниково-аккумулятивных форм рельефа и молодость речной сети. Ни на одной из рек этого района не обнаружены террасы, столь характерные для зон более древних оледенений. Только на некоторых из них имеется одна зачаточная послеледниковая терраса (бассейн р. Поломети). Склоны конечноморенных, камовых и озовых холмов почти не денудированы, западины между холмами не заполнены сколько-нибудь заметно делювием и большей частью бессточны. Таким образом, эрозией район осташковского оледенения только начинает осваиваться. Отличительной особенностью области, подвергнувшейся этому оледенению, является повсеместное отсутствие комплекса покровных суглинков.

В области осташковского оледенения в описываемом районе можно выделить две краевые зоны (гряды): восточную, Осташковскую и западную, более молодую, Валдайскую. На крайнем северо-западе террито-

рии выделяется еще и восточное окончание Приильменской впадины — бывшего огромного приледникового бассейна, образовавшегося после отступления ледника в тылу Валдайской гряды.

Большая часть обеих гряд расположена в пределах так называемого карбонового плато, поверхность которого здесь приподнята до 200 м абс. высоты и более (Осташковский, Пеновский, Андреапольский районы). К этой линии приурочены и наибольшие высоты поверхности гряд. Северо-восточная их ветвь (идущая на Вышний Волочек и Удомлю) попадает в область, занятую обширным понижением Верхневолжского плато. Здесь и абсолютные высоты современной поверхности гряд соответственно меньше (до 175—190 м). Снижение высот наблюдается и в юго-западной ветви их в пределах межинского ответвления Приильменской погребенной низины.

Отмечается довольно тесная связь между строением четвертичного покрова и подземным рельефом. Так, в области карбонового плато большей частью наблюдается лишь один горизонт морены, оставленной осташковским ледником (истоки р. Селижаровки у Осташкова, верхнее течение р. Кудь к западу от оз. Пено, среднее течение Цны близ ст. Фирово и т. д.), а более древние горизонты здесь сохранились только в углублениях древнего рельефа. В межинской низине осташковскую морену подстилают, как правило, один или несколько горизонтов морен, отделенных от нее водноледниковыми, реже озерно-болотными отложениями.

Осташковская зона конечных морен насыщена озерами различного происхождения. Некоторые из них выполняют небольшие западины ледникового рельефа глубиной до 5—7 м, другие — наиболее крупные и значительно более глубокие (до десятков метров) имеют извилистую форму и принадлежат, по-видимому, к рывинным озерам (озера Стерж, Вселуг, Пено, Селигер, Кафтино). С внешней (восточной) стороны Осташковская гряда окаймлена хорошо выраженными в рельефе зандровыми полями (зандры Среднемоложской низины, зандры, в которые вложены реки Шлино, Волчина и нижнее течение Цны). Южнее зандры не образуют сплошных полей, занимая наибольшую площадь у Селижарова и к востоку от Торопца. Местами зандровые протоки осташковского ледника видимо, прорезали высоты Вышневолоцкой гряды и как бы влились в ее зандры. Таковы зандровые прорывы по рекам Волчине и Западной Двине.

Большая часть Осташковской гряды состоит из холмов различного происхождения (моренные холмы и холмы типа камов и озов). При этом на всех холмах обычны обильные россыпи крупных валунов. Наиболее характерно для Осташковской гряды обилие холмов типа камов и озов на внешнем ее склоне близ озер, как бы обозначающих край ледника. Генетическая связь озер с камами и озами подмечена еще А. Н. Давыдовой и А. И. Москвитиным (1939). По их данным, камы у ст. Академическая образованы потоком, промывшим ложбины озера Кофтино, Имоложье и Островно, а камы у сел Дятково и Осеченское — выносами потоков, промывших рывины озер Пудоро, Мец, Волчино и т. д.

В районе карбонового плато, т. е. района, занятого озерами Селигер, Волго, Пено и др., Т. И. Столярова выделяет грядово-холмистый рельеф; холмы, сложенные мореной, как и гряда ими образованная, имеют там большей частью северо-западную ориентировку. Форма холмов обычно эллипсоидная, высота 6—10, редко 15 м, длина основания от 100 м до 1,5 км. Холмы же типа камов расположены беспорядочно. Они также не высоки (до 7 м) и имеют куполообразную или эллипсоидную

форму. Озы отмечены у озер Селигер и Рясно. Они вытянуты до 1—2 км в северо-западном направлении по движению ледника.

Мощность осташковских ледниковых отложений в Осташковской зоне конечных морен достигает несколько южнее Осташкова 40—42 м, мощность донной морены обычно не превышает 12 м, а в области выклинивания не превышает метра. Представлена осташковская морена в бассейне озер Селигер красновато-коричневым суглинком с линзами и прослоями песков, содержащих гальку, валуны и щебень осадочных и кристаллических пород. По берегам озер Волго и Селигер в ней, по данным Т. И. Столяровой, встречены отторженцы девонских и каменноугольных отложений, что свидетельствует, по-видимому, о громадной экзарационной работе осташковского ледника. Это иллюстрируется и закономерным строением четвертичного покрова. На высоких участках карбонового плато (в истоках р. Селижаровки и к северу от нее), как было сказано, развита лишь морена, оставленная здесь осташковским ледником, мощность которой достигает около 60 м. Более древние горизонты морен сохранились лишь в углублениях древнего рельефа. Т. И. Столярова указывает на две морены, разделенные песками в районе оз. Серемо и ст. Сорога. О возрасте нижней морены в этих разрезах судить определенно трудно. Вполне можно допустить (как будет видно из дальнейшего описания), что она калининская, хотя местами осташковская морена, срезая ее, налегает на микулинские торфяники (р. Дубенка при впадении ее в оз. Волго).

Севернее Осташкова почти во всех разрезах скважин присутствует лишь один горизонт морены. Причем, по данным Э. В. Апсит, морена здесь переходит в своеобразную фацию и представлена местами скоплением валунов, гальки и гравия. Мощность осташковской морены здесь обычно колеблется от 20 до 40 м. Местами морена представлена красной пластичной глиной с редким гравием (д. Раево Фировского района). Более сложны разрезы в погребенных эрозионных ложбинах. Один из таких разрезов обнаружен Э. В. Апсит у д. Выползово. Здесь скважиной, пробуренной с поверхности заандров, вскрыта 110-метровая толща четвертичных отложений, в основании которых залегает 2-метровый слой валунного суглинка, над ним лежит толща песчаных глин мощностью 35 м, а выше 72-метровая толща валунника, валунных глин, гравийно-галечных прослоев, местами разделенных разнородными глинистыми песками.

Изучение спорово-пыльцевого спектра глин, разделяющих нижнюю морену от верхнего валунного комплекса, не дает никаких оснований для определенной их датировки. Содержание пыльцы древесных составляет в нем около 10%, примерно столько же приходится на долю спор. Среди пыльцы травянистых господствует *Artemisia*. Среди споровых встречены зеленые и сфагновые мхи, плауновые (*Selaginella selaginoides*). Больше всего спектр сходен со спектрами очень холодных интерстадиалов.

Примерно ту же картину современного рельефа, которая очерчена выше, рисует Л. Т. Семененко, изучивший Осташковскую зону северо-восточнее. Конечноморенные холмы там также обычно соединены в гряды северо-западного направления и, как и в Осташковском районе, имеют мощность конечноморенных образований 40—45 м.

Холмы типа камов и озы распространены здесь значительно шире конечноморенных. Так, по линии ст. Академическая — оз. Имоложье — ст. Мста скопление их образует широкую дугобразную полосу северо-восточного простираия, по внешнему краю которой развита система маргинальных озоз. За пределами этой полосы к востоку они более редки и лишь иногда сливаются в небольшие группы. Озы обычно

невелики, длина их не превышает 1—2 км (обычно несколько сотен метров), ширина 50—100 м. Большинство озов ориентировано или на юго-восток, или на север-северо-восток. Камы также разнообразны по размерам, занимая площади от нескольких гектаров до 1—2 км². Донная морена осташковского оледенения в этом районе представлена буровато-коричневым плотным известковистым суглинком, неравномерно насыщенным щебнем, гравием и галькой осадочных пород, изверженных и метаморфических пород.

Л. Т. Семененко отмечает здесь расщепление донной морены, по его мнению, валдайской, на два горизонта, отделенных друг от друга серо-коричневыми ленточными глинами. Пыльцевой состав этих глин (по данным Е. Н. Анановой) отражает суровые условия времени их отложения. Спектр лесной (древесных 52—60%). Споры папоротниковых составляют 5—15%, мхов — 20—25%, недревесных — 12—20%. Среди древесных господствует пыльца мелколиственных, среди недревесных преобладает пыльца. По-видимому, описываемые внутриморенные отложения следует квалифицировать как интерстадиальные. Однако отсутствие достаточно детальных исследований не позволяет пока сопоставлять его ни с одним из интерстадиалов, выделенных в валдайском оледенении на северо-западе Русской равнины (Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины, 1961).

Восточнее, где поверхность коренных пород опускаясь в сторону погребенной Верхневолжской депрессии, снижается по сравнению с карбоновым плато на 80—100 м, не наблюдается ожидаемого увеличения мощности четвертичного покрова. Однако число моренных горизонтов увеличивается здесь до двух, а в местных депрессиях и до трех. Если судить по разрезам у деревень Ряд и Тараки (см. выше), то нижние из них следует относить к калининскому и московскому оледенениям.

Очень сходен по своей характеристике район, прилегающий к Торопецкой гряде, располагающейся в пределах крупной впадины древнего рельефа — залива Приильменской низины. Торопецкая гряда также изобилует озерами и насыщена холмами различного происхождения как моренными с многочисленными валунами на поверхности, так и холмами типа камов и озами. Наиболее крупные озера внутри гряды следующие: Хатучно, Веретино, Улин, Грядецкое, Кудинское, Ясы. Так же как в Осташковской гряде, здесь наблюдается сложное сочетание холмов. Интересны сообщения Г. С. Третьякова о своеобразных валообразных холмах, сложенных полностью мореной и ориентированных в общем беспорядочно. По мнению этого исследователя, данные холмы образованы мореной, выдавленной по трещинам ледника. Основной «массив» таких холмов находится несколько восточнее ст. Торопец. Мощность осташковской морены (по терминологии Третьякова, морены торопецкой стадии валдайского оледенения) в области развития краевых образований достигает 15—30 м, а толщина донной морены вне моренных холмов обычно равна 2—3 м. Основная масса озов сосредоточена по периферии гряды у сел Игнатово, Спиридоново, Горки, Севастьяново, Баево и Лука. Длина их изменяется от нескольких сотен метров до 2—3 км, ширина обычно не более 30—40 м, а высота редко превышает 10—15 м. По наблюдениям Г. С. Третьякова, озы часто спускаются с водоразделов на склоны долин, иногда пересекая их или следуя вдоль русла Западной Двины. Видимо, заложение озовых гряд и долин произошло одновременно во время распада края ледникового щита.

По-видимому, здесь, как и в районе оз. Селигер, осташковская морена часто налегает непосредственно на микулинские торфяники. Но местами обнаруживаются и остатки калининской морены. Это видно в одном из новых обнажений этой области, описанном у д. Ковали

Псковской области, которое вскрывает довольно полный разрез восточной окраины Торопецкой гряды.

Здесь, в правом коренном берегу р. Межи, по данным И. Н. Салова (1960), над микулинскими суглинками и гиттиями залегают снизу вверх: 1) гравий и гальки (0,2 м); 2) пески среднезернистые с гравием (0,1 м); 3) пески мелкозернистые тонкослоистые, сверху с прослоями ленточного суглинка (2,8 м); 4) суглинок с гравием и валунами (1,4 м); 5) пески, внизу крупно-, сверху мелкозернистые с гравием и галькой (3,9 м). К «остаткам» калининской морены в этом разрезе вполне можно отнести гравий и гальку слоя 1, а к осташковской — слой 4.

Как уже упоминалось, Осташковская конечноморенная зона окаймляется довольно выдержанным поясом зандров или отложениями приледниковых водоемов.

Так, Торопецкая гряда опоясана зандровой равниной, в которую вложена долина Западной Двины. У конечных морен пески, слагающие зандр, крупнозернистые, гравийные, к востоку переходящие в среднезернистые и мелкозернистые. Часто зандровые пески (по данным Г. С. Третьякова) залегают на 15—20 м выше уровня самых высоких холмов Торопецкой гряды. По-видимому, пески у края ледника откладывались еще в то время, когда лед не стоял.

Не менее отчетливо выражены зандры, опоясывающие Торопецкую гряду между станциями Западная Двина и Андреаполь. М. И. Лопатников отмечает несколько уровней их. Наиболее высокий из них развит на незначительной площади — близ станций Земцы и Андреаполь. Узкая полоса песков здесь, по его мнению, отложена водами, скапливающимися между краем плато и краем придвинувшегося сюда ледника. Пески этой своеобразной приледниковой террасы преимущественно крупнозернистые, с гравием и галькой. Мощность их не превышает 5 м. Пески на более низких уровнях отложены водами ледника, отступившего до Торопецкой гряды. Сток вод шел здесь вдоль Западной Двины и Велесы. Примерно до широты ст. Западная Двина пески зандра в основном разнозернистые, с гравием и галькой (деревни Ерохино и Лубенкино). Ниже устья р. Велесы пески этого зандра более мелкозернистые, часто тонкослоистые, иногда переходят в алевриты, своим обликом они больше напоминают озерно-ледниковые отложения. Мощность зандровых песков здесь достигает 25 м. Еще более низкий уровень занимают преимущественно тонкозернистые пески, алевриты и глины, развитые в нижнем течении Велесы, мощностью 7—8 м. В алевритах там изредка встречены обломки раковин тонкостенных моллюсков. Видимо, описываемый комплекс осадков образовался здесь в момент, когда ледник уже отступал от Торопецкой гряды и сток воды в приледниковый бассейн был затруднен. Очень своеобразны зандры между Андреаполем и Осташковым. По данным Г. С. Третьякова, от внешнего края конечных морен здесь протягиваются полосы грубозернистых валунных песков, представляющих, по-видимому, отложения ледниковых потоков, пересекавших поля мертвого льда. В экстрагляциальной области они, сливаясь, образовали зандровые поля. Наиболее крупные из них находятся в бассейне рек Западная Двина и Кудь, где зандровые пески имеют менее грубый состав и мощность от 3—5 до 10—12 м. Еще в большем отдалении от края ледника формировались озерные бассейны (например, бассейн в низовьях Жукопы).

В верховьях Волги между ст. Пено и г. Осташковым зандровые потоки несколько более обособляются. Бывший край ледника здесь хорошо очерчивается контурами рытвинных озер Волго и Селигер, а восточнее — по зандровым рукавам, в которые вложены долины современной Волги и Селижаровки. Этот зандровый рукав разрывает узкий зандр более высокого уровня, образованный потоком, который обтекал, види-

мо, край ледника вдоль современных долин рек Крапивенка и Цна. Близ ст. Селижарово задровые протоки, идущие от озер Волго и Селигер, сливаясь, образуют очень плоскую задровую равнину, переходящую, по мнению Т. И. Столяровой, во вторую надпойменную террасу Волги. Задровые отложения мощностью от 3 до 7 м представлены здесь в основном мелкозернистыми песками с прослоями гальки и гравия с линзами коричневых и сероватых глин.

Удомельскую дугу конечных морен также сопровождают задры, основная масса которых локализуется в Мгинско-Цнинской низменности и в верховьях р. Тверцы. Другое крупное задровое поле занимает Среднемоложскую низину, оно смыкается с задром р. Волчина.

Мгинско-Цнинский задр сложен разнозернистыми песками с гравием и галькой, редко с валунами, часто с прослоями коричневых ленточно-слоистых глин. Последние часто слагают почти полностью разрез и в углублениях калининского рельефа достигают мощности 8—17 м (к югу от Вышнего Волочка). Обычна мощность задровых песков 10—15 м, местами 25 м. О мощности и составе задровых отложений Среднемоложской низины еще нет достаточно определенных данных. Немного более данных о Молого-Шекснинской низине, куда «впадает» Моложский проток. Ледниково-озерные отложения низины громадным языком вдаются в область осташковского оледенения, «отодвигая» его конечноморенный пояс к западу. Такая несколько неестественная обстановка требует еще своего объяснения. Таяние осташковского ледника и его отступление привели к сокращению размеров озера и формированию трех террас, соответствующих, по-видимому, каким-то стадиям осташковского оледенения. В составе этих террас значительную роль играют пески.

Следующий к западу пояс (зона) осташковских конечных морен, образовавших так называемую Валдайскую гряду, представлен на данной территории лишь незначительным своим отрезком (от Воробьевской гряды до ст. Бологое).

Границы этого пояса намечаются условно, так как только на юго-западе Осташковский и Валдайский пояса конечных морен довольно отчетливо отделяются друг от друга задрами, сопровождающимися цепью таких озер, как Двинье, Жижицкое, Кудинское, Яссы, Лучанское и Витбино. Далее гряды сливаются и по рельефу практически не отличаются. Так же как и Осташковская, Валдайская гряда располагается по отношению к древнему рельефу в трех зонах; на юго-западе — это погребенная Межинская низина, являющаяся заливом Приильменской впадины, в центре — карбоновое плато, а на крайнем северо-востоке — древний склон Верхневолжского плато. Как и для осташковской зоны, строение гряды в значительной мере определяется ее положением по отношению к древнему рельефу.

На юго-западе, в Торопецком районе Калининской области, где Валдайская гряда (носящая здесь название Воробьевской) располагается в пределах погребенного залива Приильменской низины, Г. С. Третьяковым отмечается развитие двух, а в глубоких депрессиях и трех горизонтов морен, разделенных довольно выдержанным горизонтом песков и глин. О самостоятельности моренных горизонтов судить трудно, так как в межморенных слоях здесь не обнаружено достоверных межледниковых отложений. Можно лишь предполагать, что тут, кроме осташковской, распространены калининская и московская морены. Современный рельеф Валдайской гряды в этом районе практически ничем не отличается от рельефа Осташковской гряды. По внешней стороне гряды широко развиты озы, реже камы. В составе донной морены значительную роль играют пески, иногда верхняя часть ее полностью

сложена валунами (д. Тарасово и др.). Мощность ледниковых отложений здесь достигает 50 м, а толщина донной морены обычно не превышает 10—30 м. Обычно морена насыщена почти в равной степени кристаллическими и местными породами. Близ г. Торопца Г. С. Третьяковым наблюдалась морена напора.

На отрезке от г. Торопца до ст. Бологое Валдайская гряда «насажена» на карбоновое плато, наиболее приподнятое (225 м абс. высоты) между озерами Пено и Витбино. Обычно же его поверхность располагается на 150—200 м. На плато в подавляющем большинстве разрезов Осташковская морена налегает непосредственно на коренные породы, лишь в эрозионных углублениях Г. С. Третьяковым обнаружены еще один или два горизонта морен (села Луферово у оз. Хвошняя и Рвеницы к северо-западу от ст. Пено).

Рельеф гряды здесь холмистый. Среди холмов преобладают моренные. Типичные камовые холмы отмечены главным образом около озер Витбино и Лучанское. Гораздо обильнее озы, развитые почти исключительно в истоках зандровых рукавов, оттекающих от конечных морен. Таковы озы у озер Лучанское, Витбино, Хвошняя, по рекам Мостовляне и Руне, а также вдоль озер Стерж, Городно, Едрово и северного окончания оз. Селигер. Сложена здесь донная морена красновато-бурыми валунными супесями и суглинками. По направлению к северо-востоку (северо-восточнее истоков Волги) она несколько обогащается валунами и травийными песками. От более древних морен она отличается меньшей плотностью, большей насыщенностью валунов и красноватым оттенком. Мощность основной морены изменяется от 2—3 до 10—15 м. Мощность конечных морен достигает 50—70 м. На описываемом отрезке гряды известны морены напора у оз. Лучанское и Витбино (Давыдова, Москвитин, 1939). Зандры, отделяющие Валдайскую от Осташковской гряды, образуют прерывистую и причудливо изогнутую полосу: обычно блуждающие по гряде зандровые протоки с многочисленными согласными направленными озами сливаются, образуя зандровое поле. Огромные зандровые поля описаны Г. С. Третьяковым в Пеновском районе Калининской области. Отложения зандровых потоков представлены в основном песками, большей частью грубозернистыми, зандровые поля сложены более мелкозернистыми разностями, содержащими прослойки ленточных глин и алевроитов. Мощность зандровых образований обычно изменяется от 3—5 до 10—12 м, иногда увеличиваясь (по данным Г. С. Третьякова) до 15—20 м (район озер Двинье и Яссы).

Сравнение разрезов Осташковской и Валдайской гряд приводит к выводу, что верхняя морена этих гряд образует единый горизонт и, следовательно, формирование Валдайского пояса конечных морен происходило тотчас вслед за отступлением ледника от Осташковского конечноморенного пояса. Особенно отчетливо это видно при прослеживании разрезов по линии г. Осташков — оз. Пено — верховья р. Тудер.

По представлениям Э. Апсит, Г. С. Николаева и В. И. Русова, валдайская морена развита исключительно в районе карбонового плато, т. е. примерно в бассейне рек Граничной, Шлино и Березайка. К западу, примерно от меридиана Валдая, она «ныряет» под более молодую стадиальную морену того же оледенения, отделяясь от нее выдержанным горизонтом песков. Анализ материала показывает, что такой вывод малоубедителен. Как известно, в пределах Валдайской гряды Н. Н. Соколовым (1936) у ст. Дворец был изучен разрез микулинских межледниковых образований, залегающих под двумя горизонтами морен на третьем. Естественно отнести верхнюю морену этого разреза к осташковской, а среднюю к калининской, что очень хорошо увязывается с разрезами у д. Ряд, к северу от Вышнего Волочка. Э. Апсит и ее сотрудники, видимо, сильно омолаживают развитые здесь горизонты морен. Их выводы основаны на данных скважины, пробуренной на р. Полонець у с. Пестово, поблизости от известного разреза, описанного Н. Н. Соколовым. Отложения, отнесенные упомянутыми авторами к микулинским, залегают на большой глубине (более 60 м) и содержат весьма неопределенный спорово-пыльцевой спектр.

По-видимому, к еще более молодым образованиям осташковского века относятся водноледниковые отложения громадного бассейна, заполнявшего Приильменскую низину после отступления ледника от Валдайской гряды. В пределы Центральных областей попадает часть низины, расположенная в нижних течениях Куньи и Сережи (Торопецкий район Калининской области). По данным Г. С. Третьякова в разрезе четвертичных отложений (не превышающем здесь 20 м) выделяются две морены, верхняя из которых им увязывается с мореной Валдайской гряды. В толще налегающих на нее отложений преобладают озерно-ледниковые глины. Для стратиграфического расчленения моренных толщ низины на данной территории нет данных, но несколько западнее, в Новгородской области, были изучены три очень сходных между собой разреза (у сел Сопки, Борисово и Спас-Прилуки) с межледниковыми отложениями, известные еще по работам И. В. Даниловского (1931). Все три разреза расположены близко друг от друга и характерны тем, что межледниковые слои залегают под одной и той же мореной. В первых двух гумусированные суглинки дают неполную пыльцевую диаграмму, спектр которой насыщен грабом. Это дало основание Н. С. Чеботаревой (1965) отнести их к микулинским, хотя тип пыльцевой диаграммы явно отличается от типично микулинской. Пик орешника здесь совпадает с пиком граба и других широколиственных, много в оптимуме ели, что не характерно для зоны граба в микулинских диаграммах. Наиболее полон из них разрез у с. Спас-Прилуки, а составленная по нему спорово-пыльцевая диаграмма во многих чертах сходна с диаграммой татищевского разреза. Не исключено, что все три разреза одновозрастные и моложе микулинских. Тогда в этом месте нужно допускать развитие двух верхнечетвертичных морен — калининской и осташковской.

Заканчивая описание осташковского горизонта, нужно отметить, что выделение его А. И. Москвитиним в полноправный горизонт системы, формирование которого обусловлено самостоятельным крупным оледенением, вполне согласуется с новыми геоморфологическими и палеоботаническими данными. Данных же по минеральному составу морен накоплено еще мало. Так, для морены, развитой на Удомельской гряде и на юго-западной оконечности Валдайской гряды, получены следующие результаты (материалы Л. Т. Семененко, А. Т. Базилевского и В. И. Епишкина):

		Удомельская гряда (среднее из 8 анал.)	Валдайская гряда (среднее из 23 анал.)	
Легкая фракция (100%)	{	Кварц	84,7	83,9
		Полевой шпат	15,3	16,1
Тяжелая фракция (100%)	{	Рутил	3,9	2,8
		Циркон	9,5	11,2
		Дистен	1,0	0,36
		Ставролит	1,7	1,1
		Гранат	11,6	20,4
		Силлиманит	8,25	0,22
		Андалузит	0,04	0,04
		Роговая обманка	50,6	43,5
		Эпидот	10,1	8,9
		Цоизит	3,5	3,8

Из сравнения с данными, приведенными при описании более древних морен, видно, что минеральный состав осташковской морены очень близок к составу не только калининской, но и московской морен. Не исключено, что такая близость состава связана не только с одним источником питания, но и с относительно малым промежутком времени, отделяющим московское от осташковское оледенений.

За пределами ошашковского оледенения из одновозрастных ему образований распространены почти исключительно аллювиальные и озерно-болотные отложения. В бассейнах Днепра и Оки ошашковской является значительная часть аллювия первых надпойменных террас, по Верхней Волге этот возраст имеют, видимо, и некоторые более высокие террасы. Ошашковские по возрасту части разрезов современных озер и болот тесно связаны с их голоценовыми частями и рассматривать их особо нет смысла.

ПОКРОВНЫЕ СУГЛИНКИ И ЛЁССЫ МЕЖДУРЕЧИЯ

Особую группу верхнечетвертичных (?) образований представляют покровные суглинки. Этим термином в средней полосе Русской равнины издавна принято обозначать все безвалунные суглинистые, реже супесчаные породы («покровные супеси»), образующие на междуречьях подпочвенный покров, перекрывающий ледниковые образования, а в экстрагляциальной области залегающий на коренных породах. Среди этих образований решительно преобладают несомненно субаэральные отложения, чаще всего в той или иной степени лёссовидные, в некоторых же районах являющиеся и настоящими лёссами или очень близкими к ним породами.

Толща покровных образований в разных частях описываемой территории соответствует существенно различным стратиграфическим уровням. На юге, за пределами распространения московского оледенения, самые нижние ее части, по-видимому, местами синхронны этому оледенению. По мере перехода к областям, покрываемым более молодыми оледенениями, стратиграфический объем толщи уменьшается за счет выпадения нижних частей разреза, соответствующих этим оледенениям. Наконец, в границах распространения ошашковского оледенения покровные породы исчезают вообще. Несмотря на такие различия стратиграфического объема толщи, повсюду, где она имеется, основная ее часть имеет верхнеплейстоценовый возраст. Более древние ее члены, даже там, где она охватывает наибольший стратиграфический интервал, как правило, имеют малую мощность слагая только самые низы разреза. Они хорошо обособляются во многих случаях благодаря присутствию уже упоминавшихся выше горизонтов погребенных почв и торфяников, соответствующих микулинскому и одинцовскому межледниковьям.

Наиболее широко и полно представлены покровные породы к югу от границы калининского оледенения, где они образуют практически сплошной поверхностный чехол на большинстве повышенных водораздельных плато. Этот чехол обычно сильно уменьшается в мощности и становится прерывистым в пределах зандровых равнин, на высоких надпойменных террасах и полностью отсутствует на низких надпойменных террасах и в обширных, занятых песками низинах, таких как Мещерская и Угринская депрессии, левобережье р. Десны и водосборы рек Ипути и нижнего течения Остра на юге Смоленской области (см. рис. 123).

Наибольшей мощности (в среднем 5—6 м) покровная толща достигает на Днепровско-Сожском междуречье к югу и юго-западу от г. Смоленска и в полосе высоких плато, протянувшейся от Сожа к Десне. Так, в Монастырщинском районе Смоленской области, по данным В. В. Дашевского, ее мощность доходит до 12—15 м. Верхняя часть толщи слагается здесь лёссами, весьма близкими к лёссам Северной Украины. Во многих местах они обладают просадочностью под нагрузкой, хотя на значительных площадях почти утратили ее в связи с замачиванием

грунтовыми водами, вызвавшим уплотнение и оглеение нижней части толщи. Эти вторичные изменения лёссов, связанные с влажностью современного климата, выражены на поверхности в виде большого количества глубоких просадочных блюдеч, испещряющих обширные пространства водораздельных плато. Особенно многочисленны они западнее р. Сож, где носят местное название «оборков».

Строение покровной толщи в рассматриваемых районах изучено еще далеко недостаточно. Гораздо лучше оно известно в сопредельных частях Брянской области, южнее границ описываемой территории. Особенно подробные исследования были проведены здесь А. А. Величко (1961б) в окрестностях известной палеолитической стоянки у с. Мезин на р. Десне, геология которой ранее была освещена в работах Г. Ф. Мирчинка (1929), И. Г. Пидопличко (1935), В. И. Громова (1948) и других исследователей. Как уже указывалось выше, лёсс подстилается здесь хорошо развитой погребенной почвой, всеми исследователями относимой к микулинскому межледниковью. Местами эта почва сдвояна, что объясняется А. И. Москвитиным (1965) как следствие наложения микулинской почвы на одинцовскую. А. А. Величко в обоснование микулинского возраста почвы приводит данные о замещении ее местами озерно-болотными образованиями с типично микулинской спорово-пыльцевой характеристикой. Выше, уже в нижней части самой лёссовой толщи, выделяется менее развитая погребенная почва, названная А. А. Величко «брянской». Как уже указывалось, вслед за А. И. Москвитиным (1965) мы считаем возможным сопоставлять время формирования этой почвы с верхневолжским интерстадиалом калининского оледенения. В таком случае, основную часть лёссовой толщи, перекрывающую «брянскую» почву, очевидно, следует относить к главной фазе того же калининского оледенения, хотя А. А. Величко склонен считать ее более молодой, соответствующей второй половине валдайского оледенения, следующей за паудорфским интерстадиалом, т. е. оставшковскому оледенению по принятой нами шкале. Подтверждением правильности принятой нами трактовки является то обстоятельство, что к лёссовой толще прислонены лёссовидные делювиальные выположения Мезинской балки (Мирчинк, 1929), фациально замещающие аллювий первой надпойменной террасы р. Десны, который датируется оставшковским временем. С этим хорошо согласуется мадленский возраст мезинской стоянки, приуроченной к основанию делювиального балочного выположения.

В пределах описываемой территории столь хорошо изученных разрезов нет. Однако на всем указанном выше пространстве к югу от широты Смоленска условия залегания покровной толщи и ее литологическая характеристика остаются столь близкими к наблюдающимся в соседней Брянской области, что уже это одно позволяет допускать их сопоставление. Правда, погребенные почвы, служащие основными маркирующими горизонтами, здесь устанавливаются не повсеместно. Аналогично «брянской» почвы вообще не указано ни для одного пункта. Значительно менее отчетливо выделяется также и микулинская почва, что может быть связано с довольно плохой обнаженностью покровных пород и сильной оглеенностью их нижней части, затрудняющей выделение погребенных почв в разрезе. Во всяком случае, в основании лёссовой толщи местами констатируются ее несомненные стратиграфические эквиваленты в виде погребенных торфяников с типично микулинской пылевой флорой (торфяник у д. Дубровы Рославльского района).

Для Монастырщинского района Смоленской области В. В. Дашевский указывает на двучленное строение покровной толщи, в которой ниже типичных палевых, пылеватых, неслоистых, пористых и в разной

степени карбонатных лёссовидных суглинков (лёссов) выделяется подстилающая пачка темно-серых слоистых тяжелых иловатых суглинков, иногда с прослойками торфа. Последние достаточно сильно отличаются по гранулометрическому составу¹ от вышележащих лёссов, что указывает на иной генезис и на иную обстановку их образования. По-видимому, эти тяжелосуглинистые отложения с торфом следует считать стратиграфическими аналогами микулинских погребенных почв и торфяников. Интересно, что В. В. Дашевский указывает на появление прослоев песка между этими породами и кроющими их лёссами при приближении к краю калининского (по его терминологии, валдайского) оледенения.

Общий тип строения покровной толщи и лёссовидный облик пород, слагающих ее основную часть, сохраняются и севернее, на обширной площади от района водосбора верховьев р. Днепра до левобережья Волги в Ржевском и Старицком районах Калининской области. Правда, мощность покрова в целом становится здесь меньшей и менее постоянной, а литология более пестрой и изменчивой. К сожалению, судить об этом приходится в значительной степени только по визуальным полевым описаниям, так как аналитических данных недостаточно. Некоторое представление о составе покровных пород и его изменениях при удалении от типично лёссовых районов дают сведения, приведенные в табл. 19.

Таблица 19

Гранулометрический состав покровных суглинистых пород
Смоленской области (Салов, 1960)

Место взятия образца	Содержание фракции, %		
	1—0,05 мм	0,05—0,005 мм	<0,005 мм
Рославль	3,0—14,0	64,5—85,7	7,6—22,7
Хиславичи	11,3—29,4	62,1—82,5	9,1—20,4
Смоленск	7,8—23,0	60,8—82,0	6,8—20,4
Месторождение Россош	7,5—13,1	79,0—82,3	6,8—10,2
Ельня	11,0—22,0	58,7—76,6	12,4—19,3
Дорогобуж	12,0—22,5	63,9—78,9	9,1—15,9
Вязьма	4,2—16,0	67,0—81,1	14,7—18,1
Ярцево	5,0—40,0	48,7—86,2	9,1—20,4
Сафоново	7,3—45,0	36,9—77,7	1,3—23,8
Ст. Серго-Ивановская	1,5—19,0	62,9—84,9	13,6—22,7
Левково	10,0—55,0	25,7—70,3	13,6—20,4
Карманово	14,0—31,0	69,4—79,2	4,5—9,1

Из этой таблицы видно, что по мере движения на север и северо-восток явно возрастает неоднородность покровных суглинков и среди них появляются разности, которые могут быть названы лёссовидными лишь со значительной натяжкой.

Так, по данным С. Л. Бреслава, для Вяземского района характерно относительно повышенное содержание в суглинках песчаных частиц (фракция более 0,25 мм — от 2 до 5%, фракция 0,25—0,05 мм — 3—4%) и повышенное содержание пелитовых, доходящее до 55—58%, так что частиц крупной пыли, наиболее характерных для лёссов (0,05—0,01 мм), содержится всего 34—37%. Особенно сильно опесчанены покровные породы в полосе, примыкающей к границе калининского оледенения

¹ Содержание фракций >0,1 мм, 0,1—0,01 мм и <0,01 мм и (в %) в верхней части толщи соответственно равно: до 1, около 80 и около 25, в нижней части толщи 5—6, около 50 и около 50.

в пределах Руднянского, Смоленского, Духовщинского и Пречистенского районов, где их мощность падает до 1—2 м. Здесь они содержат до 63,7% частиц более 0,05 мм, представляя собой пылеватые супеси (Погуляев, 1955; Салов, 1950).

Однако на значительных площадях водораздельных плато в области верховьев Днепра и Днепроовско-Волжского междуречья распространены и настоящие лёссовидные покровные породы, некоторыми исследователями именуемые попросту лёссами. Особенно хорошо были они изучены И. И. Трофимовым (1940) для Старицкого Поволжья (табл. 20), где образуемый ими покров имеет мощность от 2 до 7,5 м.

Таблица 20

Гранулометрический состав покровных лёссовидных пород Старицкого Поволжья (Трофимов, 1940)

Место взятия образца	Глубина взятия, м	Содержание фракций, %					
		0,5—0,25 мм	0,25—0,05 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,005 мм	0,005—0,001 мм	<0,001 мм
д. Черничино (скважина)	1,00	0,10	2,10	48,65	32,54	9,49	7,12
Там же	1,80	0,20	4,44	45,75	27,23	13,43	8,95
д. Губино	1,20	0,12	10,18	54,17	16,99	6,18	12,36
р. Черемошня	1,20	0,11	14,41	48,56	13,67	8,72	14,53
д. Лединки	1,50	0,03	11,44	49,01	22,52	5,83	11,17
д. Шелково (обнажение)	4,00	0,09	8,17	36,79	27,82	14,34	12,79
д. Шелково (скважина)	4,50	1,48	10,87	33,68	30,50	17,35	6,12
д. Стегнишино	4,00	0,85	6,40	40,39	43,64	5,58	3,14

Из анализа этой таблицы видна несомненная близость этих пород к лёссам, усиливающаяся еще и существенной их карбонатностью (от 1,6—2,8 до 4,5% по весу). Нижние части этой покровной толщи отличаются несколько большей глинистостью, с глубины 2,5—4 м породы обычно оглеены, так что теряют характерный для верхней части желтовато-или буровато-палевый цвет.

В основании покровных пород этих районов в целом ряде пунктов известны торфяники несомненно микулинского возраста, которые упоминались уже выше (Пузынино Ярцевского района, Задорожье Духовщинского района, Клецово Сафоновского района, Павловское Темкинского района, Пречистое Гжатского района Смоленской области). Севернее, в Калининской области, И. И. Трофимов (1940) также указывает торфяники и озерно-болотные образования, кое-где подстилающие покровные лёссовидные породы и залегающие поверх нижележащих ленточных глин, а местами также замещающие их погребенные почвы подлесного или болотного типа. Спорново-пыльцевая диаграмма этих образований довольно бедна и мало показательна, хотя и не противоречит их микулинскому возрасту. Поэтому можно считать, что возраст покровных пород и здесь аналогичен возрасту лёссовой толщи Брянской области и Северной Украины.

Восточнее верховьев Десны и Днепра покровные суглинки широко распространены на водораздельных плато в той части территории, которая покрывалась льдами днепровского и московского оледенений; на юге они образуют почти непрерывный покров в пределах Среднерусской возвышенности и на правобережье р. Оки. Большинство исследователей различают здесь два их типа — собственно покров-

ные суглинки водораздельных плато и суглинки склонов и балочных выполнений. Вполне возможно, что эти последние в значительной своей части могут являться образованиями относительно более молодыми, подобно суглинистым балочным выполнениям Брянской области, приклоненным к водораздельному лёссу. Однако по составу оба эти типа настолько сходны, что разграничение их при современном состоянии изученности практически невозможно.

Типичные покровные суглинки водоразделов здесь обычно желтовато-серые или буровато-коричневые, однородные, пористые, в различной степени карбонатные, дающие характерную столбчатую отдельность в обнажениях. Большинство из них может быть названо лёссовидными, поскольку в их составе преобладают пылеватые частицы (0,05—0,005 мм), составляющие обычно 60—70% по весу. Наибольшей мощности они достигают в полосе, протянувшейся от верхнего течения р. Жиздры через Окско-Упинский водораздел в сторону Венева, Михайлова и Рязани, где в отдельных разрезах ее величина составляет 10—12 м. Менее мощны они северо-западнее (например, на междуречье Тарусы и Протвы), где их мощность изменяется от 0,5 до 8 м. Утоньшается покров суглинков также и восточнее, на междуречье Пары и Цны, образующем «перемычку» между Мещерской и Тамбовской низинами. Его мощность здесь достигает обычно 3—5 м, вновь увеличиваясь еще далее на восток, в районе Ясакова и Старой Рязани. Южнее, в направлении Думиничи — Белев — Плавск — Скопин — Ряжск — Моршанск, средняя толщина лёссовидного покрова обычно не превышает 4—5 м, лишь кое-где в Скопинском районе увеличивается до 11 м.

На всем указанном пространстве восточнее верховьев Десны и Днепра во многих случаях наблюдается погрубение гранулометрического состава покровных суглинков в нижней их части, в которой появляется слоистость, линзы песка, примесь гравия и гальки кварца, гранита и т. п. Верхняя, большая, часть толщи характеризует состав покровных суглинков в собственном смысле слова, хотя и их гранулометрический состав изменяется в довольно значительных пределах.

М. И. Маудина, например, для района г. Козельска приводит в качестве характерного для покровных суглинков содержание частиц размерности 0,01—0,05 мм около 23%, частиц 0,05—0,005 мм около 59% и частиц менее 0,005 мм около 18%. Сходны данные по Думиническому району Калужской области (окрестности с. Гринские Дворы). Здесь в суглинках частиц размером 0,05—0,01 мм содержится 41—71%, частиц 0,01—0,005 мм 3—18%, частиц 0,005—0,001 мм 11—26% и частиц менее 0,001 мм 10—15%. Более грубыми оказываются, по данным той же М. И. Маудиной, суглинки Михайловского и Рязанского районов, в которых содержится частиц 0,1—0,05 мм — 8—15%; 0,05—0,01 мм — 70—81%; менее 0,01 мм — 10—15%; для этих районов устанавливается также тесная взаимосвязь минерального состава покровных суглинков и подстилающей их днепровской морены, особенно ярко выражающаяся в повышенном содержании неустойчивых минералов. Содержание роговой обманки в тяжелой фракции здесь близко к 25%, эпидота и цоизита (вместе) около 20%, циркона около 25% и рутила около 6%.

В пределах рассматриваемой полосы в настоящее время известно только два хорошо изученных разреза, которые позволяют определить стратиграфическое положение покровных суглинков. Один из них — это описанное уже выше обнажение у г. Чекалина (быв. Лихвина) на Верхней Оке. В основании венчающей разрез толщи покровных лёссовидных суглинков там развита хорошо дифференцированная погребенная почва, которая датируется микулинским межледниковьем. Таким образом, в данном разрезе лёссовидный покров занимает то же стратиграфическое положение, что и лёссы Брянской области и юго-запада Смоленской области.

Второй разрез располагается гораздо восточнее, на правом берегу р. Оки в упоминавшихся уже обнажениях у д. Фатьяновка, располо-

женной против г. Спасска-Рязанского, которые были изучены Н. И. Николаевым (1935) и А. И. Москвитиным (1954). Здесь покров лёссовидных пород спускается с водораздельного плато на останец древней, перекрытой днепровской мореной 35—40-метровой террасы. В его пределах лёссовидные породы ложатся на залегающие поверх морены флювиогляциальные пески мощностью 2—3 м. В самой этой покровной толще А. И. Москвитиным выделены следующие горизонты:

1. Лёссовидный суглинок, с прослоем крупнозернистого глинистого песка мощностью 5 см в основании. На подстилающий слой ложится с размывом около 4,5 м
2. Грязно-палевая лёссовидная землистая супесь, с темными гумусовыми пятнами и потеками и белесыми известковистыми пятнами и дутиками внизу. Принята за погребенную почву верхневолжского интэрстадиала 0,25 „
3. Светло-бурая супесь, переходящая вниз в грязно-палевый слоистый глинистый песок. Содержит мелкие ортштейны и редкие дутики; слоистость местами перемята. Толкуется как делювиально-солифлюкционные отложения начала калининского ледниковья 0,9 „
4. Темно-серая, во влажном состоянии почти черная гумусная супесь, разбитая выполненными песком слоя 2 трещинами (видимо, морозобойными), много древних кротовин. Погребенная почва, датированная микулинским межледниковьем 0,35—0,4 „
5. Светлая желтовато-палевая супесь, в верхней части оподзоленная, с крупитчатой отдельностью, ниже с пятнышками ортштейна. В слой проникают кротовины из слоя 4. Принимается за делювиальные отложения московского ледниковья, захваченные горизонтами A_2 и B вышележащей почвы 0,65 „
6. Хорошо развитая, но смятая мерзлотными деформациями подзолистая почва на суглинках, в профиле которой различаются окрашенный гумусом горизонт A_1 , оподзоленный горизонт A_2 и красновато-коричневый крошащийся горизонт B . Отнесена к одинцовскому межледниковью. Общая мощность 1,3—1,35 „

Таким образом, А. И. Москвитин различает здесь те же погребенные почвы, которые развиты, по его представлениям, под водораздельными лёссами Брянской области, включая и аналоги «Брянской» почвы А. А. Величко. Если это так, то возраст основной верхней, части покровной толщи (слой 1) и в данном случае следует определять как калининский.

Другой разрез покровной толщи А. И. Москвитиным (1954) описан несколько выше по р. Оке в подмыве ее правого берега под ст. Ясаково, вскрывающем террасовидную поверхность относительной высотой 25—27 м. В отличие от разреза у Фатьяновки, здесь три слоя погребенной почвы (одинцовская, микулинская и верхневолжская, по А. И. Москвитину) сильно сближены, а верхняя из них местами смыта, но различаются они достаточно отчетливо. Над ними залегают толща «светло-палевого, до белесого, с сизоватой и ржавой пестрой окраской, нежного на ощупь пылеватого пористого лёссовидного суглинка» мощностью до 8 м, который, по мнению А. И. Москвитина, представляет «несколько измененный диагенетическими процессами лёсс, выщелоченный или подвергнувшийся подболотному промачиванию». На склонах оврага, рассекающего здесь берег, эти лёссовидные суглинки перекрыты гумусными суглинками, с особенно значительным содержанием гумуса в основании. А. И. Москвитин считает их делювиально-солифлюкционными накоплениями времени ошашковского ледниковья, а обогащение их гумусом — следствием перемыва почвы, формировавшейся в мологосексинское межледниковье. Включая развитую на этих суглинках современную подзолистую почву, общая их мощность доходит до 3—4 м.

Сопоставляя оба эти разреза, можно убедиться в их большом сходстве с разрезами районов Брянска и Чекалина, что указывает на несомненное региональное стратиграфическое значение погребенных почв.

Поэтому вслед за А. И. Москвитиным можно полагать, что основная часть лёссовидных суглинков (рязанских лёссов, по А. И. Москвитину, 1965) относится ко времени калининского оледенения. По-видимому, и на описываемой части приокского плато более молодыми, осташковскими, являются только прислоненные к ним или местами их перекрывающие делювиальные отложения склонов.

Аналогичное расслоение толщи покровных пород отмечает Б. А. Яковлев также для водораздела Оки и Смедвы к югу от г. Каширы, где они, правда в значительной мере, теряют лёссовидный облик. Так, в карьере у ст. Ожерелье они залегают на днепровской морене, верхняя часть которой несет следы почвообразования, датированного этим исследователем одинцовским временем. Нижние 1,5—2,5 м суглинков отделены от вышележащей части почвой, относимой им к микулинскому межледниковью. Выше располагаются красно-бурые суглинки мощностью 3,5—4 м, внедряющиеся в эту почву и подстилающую ее часть покровной толщи по мерзлотным клиньям.

Хорошо развитая погребенная почва, видимо, соответствующая микулинскому межледниковью, констатирована в ряде разрезов в бассейне Верхней Оки. Так, погребенная почва с черной гумусовой верхней частью описана в основании покровных суглинков М. И. Маудиной близ г. Козельска, погребенная почва мощностью 0,85 м, отделяющая лёссовидные суглинки мощностью 2 м от подстилающих слоистых суглинков и песков, залегающих на морене, указывается С. М. Шиком у с. Колосово на р. Вытебеть к югу от Козельска и т. д.

Севернее широтного отрезка р. Оки покровные суглинки распространены повсеместно к югу от границы калининского оледенения, за исключением Мещерской низины. Здесь они также тяготеют преимущественно к высоким, сложенным мореной плато, включая и вершины большинства краевых форм рельефа московского оледенения. В пределах части Смоленско-Московской возвышенности, располагающейся западнее Клинско-Дмитровской гряды, мощность их большей частью не превышает 2—4 м. Примерно такие же ее значения характерны для плато левобережья Оки. В Подмосковье и районе г. Дмитрова покровные суглинки образуют чехол, более тонкий на повышенных участках плато и утолщающийся (до 7 м) в его понижениях. Примерно таковы же мощности суглинистого покрова в Юрьевском и Владимирском Ополе, где слагающие его породы часто характеризуются особенно ясно выраженными лёссовидными признаками и даже приобретают просадочные свойства, вообще говоря, не свойственные покровным суглинкам описываемой полосы. Восточнее, в пределах Ивановского зандра (бассейны Уводи и Тезы) и в Балахнинской низине (бассейн Луха), мощность покровных пород резко падает, не превышая 2—3 м. Не превышает 2—4 м она обычно также на Галичско-Чухломской возвышенности, изредка увеличиваясь до 6—7 м только на моренных равнинах вблизи Галича.

Гранулометрический и минеральный состав покровных пород на всей этой обширной площади изучен весьма слабо. Они, несомненно, изменяются пространственно. В частности, лёссовидные суглинки Ополья сильно отличаются от преимущественно супесчаных и значительно более грубых покровных пород района Ивановского зандра, гранулометрический состав покровных суглинков Подмосковья и Костромской области (по данным Б. М. Даньшина и В. Р. Лозовского) существенно различается и далеко не все они могут быть названы лёссовидными и т. п. На примере Подмосковья обнаруживается заметная зависимость гранулометрического состава пород от характера подстилающих моренных и флювиогляциальных отложений.

Обнаруживается также тесная связь минерального состава покровных суглинков от минерального состава ледниковых отложений, выражающаяся в повышенном содержании малоустойчивых минералов и вообще минеральных видов, характерных для морены, соответственно днепровской или московской, что хорошо видно из приводимой табл. 21.

Таблица 21

Минеральный состав покровных суглинков, развитых к югу от границы калининского оледенения, в некоторых районах Московской, Калининской и Смоленской областей (в %)

Район и количество анализов	Легкая фракция (в сумме 100%)		Прозрачные минералы тяжелой фракции (в сумме 100%)									
	Кварц	Полевой шпат	Рутил	Циркон	Дистен	Ставролит	Гранат	Саллиманит	Андалузит	Эпидот	Цоизит	Роговая обманка
Волоколамский район (среднее по 3 анализам)	83,7	16,3	3,4	14,6	2,0	0,7	7,3	0,7	1,3	16,3	9,2	34,2
Кимрский район (1 анализ)	81,5	18,5	2,1	13,7	0,7	1,4	9,1	0,4	—	11,6	1,8	47,5
Конаковский район (1 анализ)	81,0	19,0	2,0	7,3	0,6	1,2	7,3	0,4	0,6	16,5	10,4	38,9
Клинский район (среднее по 12 анализам)	80,5	19,5	3,8	12,2	1,8	1,8	10,3	0,25	0,1	13,3	7,7	40,4
Дмитровский район (1 анализ)	94,0	6,0	4,3	8,3	5,2	3,5	19,0	—	0,6	7,6	1,2	40,5
Загорский район	80,7	19,2	4,2	14,0	1,7	0,7	9,4	0,3	0,3	11,0	5,6	43,8
Смоленский район (среднее по 16 анализам)	75,2	24,8	2,8	13,4	2,7	0,01	6,9	0,01	—	6,6	7,7	36,5
Можайский район (среднее по 6 анализам)	88,5	11,5	3,2	18,0	2,0	2,7	8,1	0,05	—	8,7	6,1	45,9
Серпуховский район (среднее по 53 анализам)	90,3	9,7	9,1	17,0	4,2	3,4	10,9	0,01	—	25,6	22,4	

Данные этой таблицы ясно показывают, что все покровные суглинки возникли за счет переотложения ледниковых образований, являющихся общим для них источником материала.

Что касается стратиграфии и возраста покровных пород рассматриваемой части описываемой территории, то выше уже приводились данные о присутствии местами, например в Подмосковье и районе г. Владимира, в их основании погребенных почв, датируемых микулинским, а в некоторых случаях и одинцовским временем. В ряде пунктов под ними оказываются погребенными также и торфяники с микулинской флорой (окрестности Шанского завода Износковского района, близ селений Хоромоново, Детчинское, Мальцево и Ступино Боровского района Калужской области, у сел Тарасово Клинского и Неданово Рузского районов Московской области, окрестности г. Можайска и т. п.). В ряде случаев наблюдается расслоение покровной толщи на два горизонта, подобно тому как это было описано для Монастырщинского района Смоленской области, а также в Клинском (по данным О. Н. Лаврович) и Волоколамском (по данным Л. Т. Семененко) районах Московской области. Все эти факты указывают на принципиальное сходство стратиграфической позиции покровных пород всей области, лежащей к югу от границ калининского оледенения, а видимо, и об одинаковом возрасте их основной части.

В этой связи полезно рассмотреть разрез покровных образований близ палеолитической стоянки Сунгирь (окрестности г. Владимира), гео-

логии которой посвящена уже обширная литература (Бадер, Громов, 1963; Бадер, 1961; Шорыгина, 1961; Цейтлин, 1965; Москвитин, 1967; Чердынцев и др., 1966). Разрез покровной толщи в настоящее время представляется следующим. На верхней для этих мест (по нашему мнению, московской) морене залегают (снизу вверх):

1. Супесь тонкослоистая, желто-коричневая, в прослойках голубовато-серая и охристая	0,7 м
2. Песок глинистый, желтовато-серый, неяснослоистый, в нижней части с тонкими волнистыми прослойками коричневатой и голубоватой супеси	2,5 „
3. Супесь коричневато-серая, волнистослоистая	3,2 „
4. Красновато-коричневый крошащийся суглинок — горизонт В подлесной почвы. Местами над ним сохранился и горизонт А в виде темно-серого гумусного суглинка (Москвитин, 1967). Эту почву по аналогии с другими разрезами мы принимаем за микулинскую	0,3—0,7 „
5. Темно-палевый алевритовый суглинок, переслаивающийся с серым	0,4 „
6. Супесь зеленовато-серая,верху неясногоризонтальнослоистая	0,6 „
7. Суглинок темно-бурый — сильно растащенная солифлюкцией погребенная почва, расслоенная серой супесью. Почвенная масса затеками заходит в выше- и нижележащие слои. В верхней части (на глубину 0,15—0,70 м) рассеяны кремни и кости культурного слоя стоянки	0,65 „
8. Суглинок серовато-желтый с охристыми разводами и пятнами. В середине слоя встречаются известковые дутики	0,55 „
9. Суглинок серовато-желтый, плотный, с многочисленными точечными железомарганцевыми пятнами, внизу несколько опесчаненный	1,5 „
10. Современная почва	1,2 „

Субазральными, т. е. покровными в строгом смысле слова в этом разрезе являются только суглинки слоев 8 и 9. Возраст подстилающей их почвы, включающей культурные остатки, остается спорным. С. М. Цейтлин считает ее молого-шекснинской, датируя перекрывающие суглинки временем осташковского оледенения. В то же время типологически культура стоянки относится к селегу или среднему ориньяку, что не вяжется со столь молодым возрастом почвы. О. Н. Бадер на этом основании был склонен даже считать ее микулинской. А. И. Москвитин (1967), на наш взгляд, с большим основанием относит ее к верхневолжскому интерстадиалу, датируя кроющие суглинки калининским ледниковьем. Характер фауны, сопровождающей стоянку, также указывает на холодные условия, гармонирующие с интерстадиалом, но никак не с межледниковьем. Надо сказать, что данные определения абсолютного возраста по C^{14} в этот вопрос не вносят ясности из-за очень большой своей противоречивости. Поэтому нам представляется наиболее обоснованной точка зрения А. И. Москвитина, согласно которой возраст верхней части покровных суглинков является калининским, а более молодые молого-шекснинские и осташковские образования следует искать только среди делювия склонов и аллювиальных отложений низких террас рассматриваемой территории.

Севернее границы калининского оледенения покровные породы распространяются вплоть до передовых конечноморенных гряд осташковского оледенения, постепенно уменьшаясь в мощности, теряя лёссовидный облик и образуя все более прерывистый покров. В краевой зоне калининского оледенения они еще хорошо развиты, одевая даже холмы калининских конечных морен. Мощность их колеблется здесь от 1—3 до 6—8 м. На большей части этой зоны состав покровных пород сходен с тем, который типичен для них и южнее. Это по преимуществу палевые, бурые, розовато- или желтовато-серые пылеватые лёссовидные суглинки, в нижней части иногда слоистые, изредка содержащие единичную гальку в основании, на контакте с мореной. В верхней части они неслоисты, пористы, нередко дают в обнажениях столбчатую отдельность, т. е. имеют наиболее лёссовидный облик. Таковы

они начиная от Ржевско-Старицкого Поволжья до Галичской гряды. В частности, весьма типичны они на том отрезке калининской конечноморенной зоны, который протянулся от Переславля-Залесского через Ростов к Ярославлю и Данилову; сходство их гранулометрического состава с лёссовидными покровными суглинками более южных районов хорошо видно из сравнения данных табл. 22, составленной по данным В. В. Кузнецова, с данными табл. 20.

Таблица 22

**Гранулометрический состав покровных пород
Переславского и Угличского районов Ярославской области**

Место взятия пробы	Содержание фракций, %					
	0,5 мм	0,5—0,22 мм	0,22—0,092 мм	0,092—0,063 мм	0,063—0,01 мм	<0,01 мм
Переславский район						
д. Новоселки	0,2	0,3	0,4	0,8	50,3	48,0
д. Троица-Нарядово	0,1	0,1	0,2	2,0	46,8	50,8
Угличский район						
д. Каблуково	0,4	3,9	6,4	7,7	50,4	31,2

В этих районах также можно наблюдать минеральное сходство покровных пород с подстилающей, в данном случае калининской морской. Так, Е. А. Фетищева указывает, что средний их минеральный состав для северной части Ростовского района Ярославской области характеризуется содержанием в легкой фракции около 83% кварца и 17% полевых шпатов, в тяжелой же фракции очень много роговой обманки (около 47%), эпидота (около 27%) и цоизита (около 7%). Особенно показательным приводимое ею сравнение минерального состава покровных суглинков и подстилающей морены для южной части Ростовского района. Так, для окрестностей д. Поддубное ею указывается содержание в тяжелой фракции роговой обманки: для морены 40—42%, для суглинков — 43—46%, эпидота — для морены 24—29%, для суглинков 27—28% и т. д.

Существенным отличием строения покровной толщи в этих районах является отсутствие в ее основании хорошо развитой погребенной почвы, которую можно было бы сравнить с микулинской почвой южных областей. Лишь кое-где здесь удается констатировать едва заметные признаки почвообразования на кровле подстилающих пород.

Надо, однако, заметить, что в зоне калининских конечных морен встречаются и существенно различные разности покровных пород. Так, А. И. Москвитин (1950) указывает, что южнее г. Калинина на собственно Калининской гряде развит покров мелких слюдистых песков, связанных фациальными переходами с расположенными севернее более грубыми флювиогляциальными песками, продуктами перевевания которых они, по-видимому, являются. Непосредственно южнее, уже за границей калининского оледенения, на останце плато у с. Ильинское, эти пески замещаются пылеватыми супесями, образующими покров до 5 м мощностью. Гранулометрический состав этих супесей характеризуется содержанием частиц 0,05—0,01 мм — от 49—54 до 66,4%, частиц 0,1—

0,05 мм — от 16 до 32% и песка (частиц более 0,1 мм) — до 20 и даже более 50%. Эти породы существенно отличаются от ранее описанных лёссовидных суглинков и лёссов, напоминая так называемые «пухляки» Белоруссии.

Такие супесчаные покровные отложения образуют разрозненные острова на возвышенностях в глубине области, покрывавшейся калининским оледенением, отсутствуя на наиболее высоких из них, подобных высотам в бассейне р. Цны к юго-западу от Вышнего Волочка. На относительно пониженных пространствах они нередко тонкослоисты, обнаруживая, таким образом, признаки водной седиментации. О их granulometрии можно судить по данным С. С. Смирнова для окрестностей д. Удальцово Кувшиновского района Калининской области. Здесь залегающие на морене слоистые покровные супеси оказались на 65—75% состоящими из фракции 0,01—0,1 мм, при содержании фракции менее 0,01 мм всего 11—17% и песка (фракция крупнее 0,1 мм) до 6%. Аналогичные покровные породы распространены на обширных пространствах в пределах Верхневолжской низины и ее «заливов» — Шошинского и Плещеевского — в низине р. Нерли и в Угличском Поволжье. Мощность их здесь невелика, большей частью она не превышает 2—2,5 м, а часто понижается и до 1 м.

Надо сказать, что их трудно отличить от верхней, «облессованной», части развитых в этих местах озерных и озерно-болотных отложений, имеющих, по-видимому, в значительной части молодого-шекснинский возраст и описанных в предыдущем разделе. Эти верхние части озерных толщ часто также называют покровными суглинками и супесями, хотя они и имеют существенно иное происхождение и возраст. Так обстоит дело, например, в Молого-Шекснинской и Ярославско-Костромской низинах, где подобные «облессованные» породы венчают некоторые разрезы молодого-шекснинских озерных толщ.

Возраст покровных пород области распространения калининского оледенения следует в основном определять временем отступления этого последнего. Это вытекает из того, что достоверно молодого-шекснинские отложения, например в разрезе у Варегова, либо прислонены к ним, либо их перекрывают. Такая датировка хорошо согласуется с тем, что покровные породы исчезают за границей распространения осташковского оледенения, отсутствуя уже на самых внешних осташковских конечноморенных грядах.

Что касается происхождения покровных пород, то, как известно, на этот счет не существует единого взгляда. Вообще говоря, их толща неоднородна в генетическом отношении. Нижние ее части к югу от границ калининского оледенения, с которыми связаны погребенные почвы, чаще всего несут достаточно ясные признаки делювиального и солифлюкционного переотложения. Верхние, собственно лёссовидные части той же толщи, также часто, несомненно, переотложены делювиальным путем на склонах. Но собственно водораздельные покровные суглинки, особенно одевающие изолированные возвышенности, например конечноморенные всхолмления, таким способом возникнуть не могли. Иногда высказывающееся предположение о их флювиогляциальном происхождении также невероятно и в силу условий их залегания на возвышенных точках рельефа и в силу того, что они отделяются от московской, а тем более от днепровской морены сложнопостроенной серией осадков с межледниковыми погребенными почвами и торфяниками.

Представляется, что наиболее обосновано представление об эоловом генезисе большинства из них (Москвитин, 1950; Величко, 1961б). Это относится не только к типичным лёссам Смоленской области и близким к ним породам некоторых районов, но, по-видимому, и к большинству покровных суглинков вообще. Однако надо иметь в виду, что

закрепление выпавшей золовой пыли происходило при помощи дождевых вод, одновременно смывавших часть ее со склонов и повышенных участков местности и переносивших на более низкие участки. Поэтому считать эпоху лёссовобразования временем, когда на описываемой территории господствовали условия крайне аридной перигляциальной пустыни, было бы неверным, хотя относительная аридизация климата тогда, очевидно, и имела место.

Несколько сложнее вопрос о происхождении супесчаных покровных пород области распространения калининского оледенения. Часть из них, образующая покровы на возвышенностях, по-видимому, имеет также золовое происхождение, представляя собой наиболее близкую к приледниковым очагам развевания, а потому и наиболее грубую гранулометрически фацию всего комплекса золовых образований. Но в пределах Верхневолжской низины и других относительно пониженных пространств, где эти породы часто оказываются слоистыми, их золовый генезис становится сомнительным. Поскольку они здесь часто налегают непосредственно на морену, не отделяясь от нее ни погребенными почвами, ни другими следами длительного перерыва в осадконакоплении, а в их основании появляется не так уж редко гравий и галька, не исключено, что часть из них может иметь флювиогляциальное происхождение.

АЛЛЮВИИ НАДПОЙМЕННЫХ ТЕРРАС И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН

По особенностям истории развития речные долины описываемой территории четко делятся на две группы. К первой из них следует отнести долины рек водосборов Днепра, Оки и Волги, ниже впадения р. Унжи, вместе с долиной последней. Большинство этих долин очень древние и целиком или частично наследуют доднепровскую эрозионную сеть. На значительных отрезках некоторых из них выделяются в разрезе подстилающие днепровскую морену аллювиальные отложения, иногда выполняющие глубокие погребенные врезы, как это было отмечено выше для р. Москвы или для Верхней Оки у г. Чекалина. В других случаях доднепровские аллювиальные отложения слагают часть цоколей высоких террас, выходя из-под перекрывающей их днепровской морены. Последняя повсеместно спускается к долинам рек, в пределах которых ее постель располагается на значительно более низких отметках, чем на прилежащих междуречьях, порой понижаясь до современного уреза рек (например, в г. Москве). Совершенно очевидно, что и в конце днепровского оледенения происходил сток вод вдоль подавляющего большинства долин, включенных в эту группу. Однако в большинстве случаев днепровское оледенение привело к столь значительному заполнению долин ледниковыми образованиями, что после его окончания они в значительной мере были разработаны заново. Поэтому, как правило, в этих долинах удастся выделить лишь террасы, аллювиальные отложения которых формировались начиная с одицовского времени и позже.

Вторая группа долин принадлежит к водосбору Верхней Волги. Долина последней, хотя и наследует, по-видимому, на отдельных отрезках какие-то более древние погребенные эрозионные формы, но в целом является относительно молодым новообразованием, сложившимся в современном виде лишь после окончания калининского оледенения. Ее развитие связано с последовательными стадиями спуска вод трех ныне исчезнувших крупных озерных водоемов, заполнявших современные Волго-Шошинскую, Молого-Шексинскую и Ярославско-Костромскую

низины и длительное время служивших местными базисами эрозии для отдельных отрезков реки. Поэтому на этих отрезках возникли системы молодых террас, сопоставление которых друг с другом представляет значительные трудности и до сих пор не может считаться завершенным. Однако можно утверждать, что в целом эти террасы соответствуют молодым верхнеплейстоценовым низким надпойменным террасам бассейнов Оки и Днепра, хотя относительные высоты верхних из них местами вполне соизмеримы с высотами высоких террас Днепроовского и Окского водосборов.

Ниже последовательно рассмотрено формирование надпойменных террас каждой из двух выделенных групп речных долин. В пределах первой группы наиболее изученной является долина р. Москвы, строение которой можно считать в какой-то мере эталонным для рассматриваемой территории. Верхнее и среднее течение этой реки приурочено к области, подвергшейся московскому оледенению. По данным Б. М. Даньшина, Г. Ф. Мирчинка, А. И. Москвитина, Е. В. Шанцера и других, долина Москвы несет четыре яруса надпойменных террас, что отчетливо иллюстрирует сводный профиль, составленный Е. В. Шанцером (1947).

Наиболее древняя из террас — четвертая надпойменная — возвышается в среднем на 50 м над руслом. Не образуя сплошной ленты вдоль долины, она сливается с пересекающими водораздельное плато ложбинами, выполненными флювиогляциальными гравийными песками, отложенными тальми водами при отступании ледника бронницкой стадии московского оледенения (Яузский и др. протоки). Такие же пески залегают и на поверхности террасы. Они обычно бурые и желто-бурые, неоднороднозернистые, с галькой и небольшими валунами, содержание которых увеличивается к контакту с московской мореной, всюду подстилающей пески. Мощность песков обычно равна 3—3,5 м.

Пески р. Москвы в районе г. Москвы наложены на унаследованную придолинную депрессию ледникового рельефа и, возможно, отлагались еще тогда, когда сама долина в значительной мере оставалась заполненной льдами отмиравшего ледника.

Третья надпойменная (ходьинская) терраса имеет высоту от 30—35 до 40 м над урезом реки, хотя местами ее край снижается до 22—25 м. Она имеет наибольшую ширину и сопровождает долину на всем ее протяжении. Данная терраса является цокольной и наследует на значительных отрезках ранее существовавшую долину, выполненную предднепровскими аллювиальными отложениями, днепровской мореной и одиновским аллювием, вскрывающимися в разрезах цоколя. На значительных отрезках долины, особенно в пределах повышенной внутренней части, с поверхности терраса сложена несортированными валунными песками небольшой (2—3 м) мощности, подстилаемыми мелкозернистыми песками, в верхней части местами сильно деформированными. По-видимому, прав А. И. Москвитин (1954), рассматривающий эти несортируемые пески как особую «долинную» фацию московской морены, являющуюся своего рода абляционной мореной отмиравшего ледника, заполнявшего долину тогда, когда отлагались уже флювиогляциальные пески четвертой надпойменной террасы. Нижележащие тонкозернистые пески следует тогда считать уже аллювием одиновского времени. Только на относительно более пониженных частях ходьинской террасы развит более мощный (до 8—10 м) покров разнозернистых, иногда гравийных песков, по размытой поверхности, с галькой и валунами в основании, налегающий на подстилающие породы. Его можно сопоставлять с более поздней, икшинской, стадией московского оледенения.

К югу от Москвы верхняя часть аллювия этой террасы сложена слоистыми бурыми суглинками (Даньшин, 1947), покров которых отмечается уже в непосредственной близости к городу. Еще южнее, в бассейне Пахры, суглинистый покров развит на террасе повсеместно, являясь, по-видимому, пойменной фацией аллювия.

Вторая надпойменная (мневниковская) терраса имеет высоту от 12—18 м у сниженного внешнего до 20—22 м у внутреннего краев. Терраса эта на большей своей части цокольная и ее аллювий, сложенный песками, имеет мощность до 8 м, часто утоньшаясь до 1—3 м. На отдельных участках она является аккумулятивной; в этом случае (например, у Троице-Лыкова) большая, нижняя, часть ее разреза сложена микулинским межледниковым аллювием с характерной флорой. Таким образом, эрозионный врез, предшествовавший накоплению аллювиальной толщи, падает на домикулинское и начало микулинского времени. Завершение формирования аллювиального комплекса относится, видимо, к калининскому ледниковью. Во всяком случае, в аллювиальных песках цокольных участков террасы, стратиграфически следующих за микулинским межледниковьем, в нескольких местах обнаружена редкая пыльца березы и сосны, а в Рублеве найден зуб *Elephas primigenius* В l u m. (Даньшин, 1947), что указывает на холодный климат времени их образования.

Первая надпойменная терраса, развитая в окрестностях Москвы, носит название серебряноборской. Высота ее над руслом реки 8—10 м, ложе обычно находится ниже уреза воды и лишь в редких случаях располагается немного выше его (с. Петрово Дальнее по р. Москве, с. Сеперино на р. Пахре). Аллювий террасы мощностью 10—11 м представлен толщей разнородных песков, в различной степени насыщенных гравием, содержание которого в приподошвенной части, как правило, увеличивается. Интересные обнажения верхней его части доступны для наблюдения в карьере у с. Мякинино и детально описаны А. И. Москвитиным (1967). По его данным, здесь сверху вниз обнажаются (описание несколько сокращено):

1. Торфяные отвалы	около 1 м
2. Торф	0,55 „
3. Прослойка серого торфянистого слабо глинистого песка	от 3,5 до 8 см
4. Светло-желтовато-серый, большей частью грубозернистый, плотный, глинистый или илистый песок с карманами и мелкими котлами торфянистого песка слоя 3, с большим количеством гравия и мелкой гальки	около 0,5 м
5. Светло-серый суглинок, прослоями иловатый, с щебнем кремня; мерзлотно изогнут	0,1 „
6. Песок, сходный со слоем 4, затронутый мерзлотными движениями, вскрыт до воды	0,3—0,4 „

В торфянистых включениях мерзлотных котлов этого обнажения В. Н. Сукачевым обнаружена пыльца сосны, ели и березы. Представляется довольно вероятным предположение А. И. Москвитина о формировании верхнего слоя тундровой почвы в конце осташковского оледенения, а не в начале голоцена, как думает В. Н. Сукачев. Подтверждают вывод А. И. Москвитина довольно отчетливые явления криотурбаций, скорее всего связанные с влиянием ледникового климата. Суглинки приподошвенной части аллювия содержат, по исследованиям В. Н. Сукачева, вместе с пылью ели (42%), сосны (21%), березы (15%), ольхи (65%), переотложенную из микулинских отложений пыльцу пихты, граба, липы, клена и вяза, так как здесь найдены в совместном залегании с ними листочки *Salix polaris* Wh ill. и чешуйки с *Betula cf. tortuosa* L b l.

Таким образом, в данном случае возраст всей аллювиальной толщи есть основания считать осташковским. Этим временем, видимо, надо датировать и аллювий террасы в целом, хотя не исключено, что в его составе имеются и несколько более древние горизонты, соответствующие молодого-шекснинскому межледниковью. Во всяком случае, есть основания сопоставлять с временем формирования этой террасы залежи озерного мела, обнаруженные в Москве и датируемые А. И. Москвитиним этим межледниковьем.

Очень сходная последовательность террас сохраняется всюду по долине р. Москвы в непосредственной близости от границ московского оледенения. Так, почти до устья этой реки прослеживаются те же террасы, которые были выделены Б. М. Даншиным близ Москвы. Б. А. Яковлев, изучавший долину р. Москвы между Воскресенском и Коломной, также выделяет там четыре надпойменные террасы: высоты и строение двух верхних террас здесь те же, что и в окрестностях столицы, отсутствуют лишь аналоги «долинной фации» московской морены.

По долине р. Жиздры, вложенной во флювиогляциальную равнину московского оледенения, М. И. Маудина также выделяет четыре надпойменные террасы: верхнюю, четвертую, флювиогляциальную, высотой 40—45 м, третью, вторую и первую, аллювиальную, высотой соответственно 25—35, 12—20 и 10—12 м.

Почти ту же картину наблюдала С. Я. Гоффеншефер в долине р. Протвы ниже Боровска, где река покидает область, захваченную московским оледенением. Только несколько большей высоты (50 м над уровнем реки) достигает здесь четвертая терраса. Четвертая и третья террасы отмечены Д. Н. Утехиным близ Калуги, у сел Ромоданово, Жельбино, Криуши и Георгиевское. Аналогичные террасы описаны Ю. И. Иосифовой для широтного отрезка долины Оки у Серпухова, где они имеют соответственно высоты около 40—30 м и перекрыты маломощными (до 3,5 м) разнозернистыми песками, иногда с галькой и гравием.

Сложнее обстоит дело на меридиональном отрезке течения р. Оки южнее Калуги. Здесь хорошо обособляются только две нижние надпойменные террасы. Наряду с ними выделяется и третья, имеющая относительную высоту 30—40 м, т. е. близкую к высоте соответствующей террасы Подмосковья. Строение этой террасы изучено слабо и лишь местами на ней описан маломощный (2—3 м) покров аллювиальных разнозернистых песков с гравием и галькой (например, у г. Алексина). Выше по течению, например, в описанном обнажении у г. Чекалина, хорошо выделяется 40-метровая террасовидная ступень, не несущая, однако, аллювия, а перекрытая лёссовидными суглинками с погребенными почвами в основании. Эта ступень наследует погребенную под днепровской мореной террасу, ниже которой имеются флювиогляциальные отложения и древний межледниковый аллювий, выполняющие эрозионный врез, углубленный ниже уровня реки. Таким образом, эта ступень представляет собой реликт доднепровской террасы и не может рассматриваться как аналог третьей московской террасы ранее рассмотренных районов. Нет здесь и аналогов четвертой надпойменной террасы. Пока остается поэтому неясным: уничтожена ли здесь московская терраса вторично в связи с относительной узостью долины или же аллювиальная аккумуляция в московское время происходила на более низких уровнях и соответствующий ей погребенный аллювий следует искать под низкими надпойменными террасами.

Существенные неясности остаются в отношении террас, развитых в пределах Мещерской низины. Судя по данным М. И. Маудиной, на западной окраине г. Рязани по долине Оки выдерживается та же серия

из четырех надпойменных террас, что и в Подмоскowie с относительными высотами 45—55, 35—40, 20—24 и 12—14 м. Для внутренних же частей Мещеры мнения разных исследователей о террасах значительно расходятся. А. С. Рябченков (1961б) выделяет здесь только водораздельную днепровскую флювиогляциальную равнину и врезанные в нее долины Оки и Клязьмы с двумя надпойменными террасами — второй, московской, и первой, калининской. А. А. Асеев (1961, 1962), используя те же исходные данные, выделяет три надпойменные террасы — третью, московскую, и две нижних, валдайских. Московский возраст третьей террасы устанавливается им на основании ее смыкания с пересекающимися Мещеру меридиональными ложбинами стока талых вод, протягивающимися от края московского ледника.

Указанные выше наблюдения М. И. Маудиной на р. Оке, С. В. Алехина, И. И. Шипилова, а также Б. А. Яковлева на р. Клязьме показывают, что взгляды А. А. Асеева, по-видимому, более согласуются с фактическим материалом. К этому надо добавить, что по северной окраине Мещеры, во Владимирском Ополде, отмечаются несколько уровней московских задров, спускающихся в сторону Мещерской низины и сливающихся с упомянутыми меридиональными протоками вдоль рек Пры, Судогды, Колки, Нерской и т. д. Вполне вероятно, что среди этих уровней имеются и аналоги четвертой террасы Подмоскowie, не выделенные А. А. Асеевым. Возможно, что ему соответствует и уровень московских задров, выделенных А. А. Асеевым (1962) на правобережье Оки у с. Маврино Зарайского района Московской области, где они располагаются на абсолютной высоте около 150 м, т. е. на 50—55 м над урезом Оки. Вероятно, что внутри самой Мещерской низины оба эти уровня сближаются настолько, что практически сливаются в единую поверхность третьей здесь по счету надпойменной террасы.

Неясными остаются строение и история формирования аналогичной по высоте (35—45 м) третьей террасы на правом берегу Оки между ст. Ясаково и д. Фатьяновкой (на месте городища Старой Рязани). По Н. И. Николаеву (1935), эта терраса несет покров аллювия, перекрывающий днепровскую морену. А. И. Москвитин (1954) считает, что аллювий имеется здесь только под днепровской мореной и что, таким образом, эта терраса является погребенной предледниковой днепровской, подобной описанной выше для окрестностей г. Чекалина. Эти разногласия не могут, однако, повлиять на решение вопроса о возрасте третьей террасы в Мещерской низине, поскольку в данном случае речь идет только о незначительных останцах террасовых поверхностей, сохранившихся у правого крутого берега Оки в форме террасовых плечей. Во всяком случае, установленным фактом является то, что третья московская надпойменная терраса прослеживается по Оке от района Коломны до окрестностей г. Рязани, т. е. до самой Мещерской низины.

Не вполне решенным остается и вопрос о сопоставлении нижних надпойменных террас Мещеры и Подмоскowie, так как по поводу клязьминских террас имеются разногласия между исследователями (табл. 23).

Таблица 23

Высота террас р. Клязьмы в пределах Мещеры

Терраса	По И. И. Шипилову и С. В. Алехину	По С. И. Гольцу (1963)	По А. А. Асееву (1961, 1962)
Четвертая	Не выделяется	Не выделяется	Не выделяется
Третья	18—22 до 25 м	"	25—35 м
Вторая	10—14 м	Погребена под аллювием первой террасы	15—22 м
Первая	5—11 м	7—8 м	От 6—7 до 12—14 м в узких частях

Выделяемая всеми этими исследователями первая надпойменная терраса имеет очень малую относительную высоту, весьма близкую к высоте высокой поймы многих рек. По данным С. И. Гольца (1963), для верхней части аллювия этой террасы на р. Большая Липня (приток Клязьмы) установлены спорово-пыльцевые спектры, характерные для так называемого «второго верхнеплейстоценового межледниковья», выделенного В. П. Гричуком (1961б). Определения абсолютного возраста растительных остатков из указанных этим исследователем опорных разрезов «второго верхнеплейстоценового межледниковья» показали голоценовый возраст (Чеботарева, 1965), поэтому можно думать, что и возраст террасы Большой Липни также является голоценовым. Аналогичные спорово-пыльцевые спектры с преобладанием липы получены близ Коломны из низкой террасы, которую геологи принимают за промежуточную между высокой поймой и первой надпойменной террасой р. Москвы. Весьма вероятно, в свете этих данных, что и на Клязьме в состав первой надпойменной террасы включена, по крайней мере местами, либо высокая пойма, либо терраса, промежуточная между нею и первой надпойменной и являющаяся голоценовой.

Что касается собственно верхнеплейстоценовых низких террас Мещеры, то палеоботанические данные, позволяющие судить об их возрасте, имеются пока только для одного пункта. А. С. Рябченков (1961б) описал разрез 14-метровой террасы р. Пры у кодрона Пилевский Спас-Клепиковского района. Здесь под современным торфом залегают вначале тонкозернистые пески и супеси (8,5 м), ниже которых следуют известковистые суглинки (2,8 м) озерного типа и торф (1,4 м), сменяющийся книзу темно-серой супесью (1,4 м), а далее темно-серый песок с прослоями торфа (1,4 м). Погребенный слой торфа и подстилающая его темно-серая супесь в этом разрезе содержит спорово-пыльцевые спектры микулинского типа (Асеев, 1959). Количество пыльцы орешника доходит здесь до 358%, ольхи до 68%, граба 1—2%, дуба до 45%, вяза 8—15%. Относительно мало лишь пыльцы липы (1—3%). Залегающие выше супеси и пески характеризуются холодными спорово-пыльцевыми спектрами; эти отложения, в данном случае имеющие облик озерных, вслед за А. С. Рябченковым (1961б), можно, видимо, датировать калининским временем. Таким образом, калининскими на р. Пре оказываются отложения первой надпойменной террасы, имеющей, однако, относительную высоту, соответствующую высоте второй надпойменной террасы Оки и Клязьмы, которой она, по-видимому, и должна соответствовать. Если это так, то, вероятно, низкие надпойменные террасы Мещеры можно сопоставлять с такими же террасами Подмосковья.

Река Ока по выходе из пределов Мещеры пересекает Окско-Цнинский вал и на этом отрезке ее узкая долина лишена верхних террас. Появляются вновь они лишь несколько выше Мурома. Здесь В. В. Шестаковой выделяются, как и в Подмосковье, четыре надпойменные террасы с высотами 40—43, 27—32, 12—15 и 6—7 м.

Верхнюю, четвертую, террасу В. В. Шестакова датирует днепровским временем, третью — московским, а две нижние — валдайским. Датировка четвертой террасы как днепровской обосновывается тем, что она врезана в днепровские зандры, однако это вызывает сомнение, если учесть строение долины р. Клязьмы ниже г. Владимира, где она выходит за пределы Мещеры. Здесь, так же как и выше по течению, выделяются три надпойменные террасы высотой 20—23, 10—13 и 7—9 м. При этом, однако, третья терраса врезана в широкую плоскую зандровую равнину, сложенную песками московского оледенения и являющуюся прямым продолжением Нерльского и Ивановского зандров, непосредственно примыкающих к зоне московских конечных морен. Высота этой зандровой равнины над руслом Клязьмы около 40 м, т. е. вполне соответствует высоте четвертой террасы Оки у Мурома и в районе Коломны и Москвы. Таким образом, по количеству террас долина Клязьмы на этом отрезке течения аналогична долине р. Москвы, строение аллювия этих террас также довольно сходное. Поэтому нет никаких оснований думать, что на Оке, притоком которой является Клязьма, соотношения могут быть иными. Очевидно, аналогичную систему террас следует ожидать и на Волге близ ее слияния с Окой, а видимо, и выше, вплоть до устья р. Унжи.

К сожалению, долина Унжи достаточно изучена только в верхнем течении, в Кологривском районе Костромской области. Здесь В. Р. Лозовским выделены три надпойменные террасы высотой 20—24, 12—14 и

около 10 м. Третья надпойменная терраса, по его данным, узкой полосой прослеживается по долинам Унжи, Межи и Княжей. Учитывая при-слоение аллювия этой террасы к московским зандрам, возраст которых установлен достоверно, можно считать время ее формирования после-московским или позднемосковским. Интересный и характерный разрез второй (12—14 м) надпойменной террасы изучен на р. Нее, крупном правом притоке Унжи (материалы А. И. Евсенкова и др.). Скважиной с поверхности террасы здесь пройдены следующие породы (сверху вниз):

1. Песок мелкозернистый	1,0 м
2. Песок среднезернистый с редким гравием	1,0 „
3. Песок крупнозернистый с линзами гумусированной глины и редкой угловато-окатанной галькой кварца, гранита и кремня	2,5 „
4. Песок среднезернистый с редкими комочками глины и единичной гальки гранита	2,0 „
5. Торф древесно-осоково-моховой. В кровле прослой серой глины	0,5 „
6. Песок средне- и крупнозернистый	1,8 „
7. Гравийно-галечниковый слой	0,5 „
8. Серые юрские глины.	

В этом разрезе ясно выделяются две аллювиальные пачки: нижняя, сложенная гравиями, галечниками и средне- и крупнозернистыми песками и венчаемая торфом, и верхняя, лежащая на торф с явным размывом. В основании верхней пачки, в песках непосредственно перекрывающих торф, судя по спорово-пыльцевой диаграмме, содержится пыльца, переотложенная из этого последнего. Об этом можно судить по тому, что здесь налицо все компоненты микулинских спорово-пыльцевых спектров, но их соотношения на диаграмме резко искажены по сравнению с характерными для этого межледниковья. Тогда сам торф можно сопоставить с зоной «нижней ели» микулинского межледниковья. Если это так, то строение второй террасы бассейна Унжи оказывается вполне подобным строению аналогичной террасы в Подмоскovie.

Первая надпойменная терраса Унжи является доковой, мощность аллювиальных отложений достигает здесь 7—9,5 м. Спорово-пыльцевой анализ одного из разрезов аллювия этой террасы на р. Святице (приток Унжи) показал признаки похолодания климата по мере накопления аллювия. В его верхней части обнаружена только пыльца березы (со значительной примесью карликовой) и ольхи при резком сокращении пыльцы древесных (до 30%) и преобладании спор (60%). Вполне можно допустить, что начало накопления аллювия приходится на конец молодого-шекснинского межледниковья (после главного максимума), поскольку нижняя часть его спорово-пыльцевой диаграммы обнаруживает черты сходства с верхней частью диаграммы Татищевского озера. Верхняя часть аллювия формировалась, очевидно, в ошашковское время.

Таким образом, для всего бассейна р. Оки, а по-видимому, также для водосборов Унжи и Волги ниже устья этой реки, устанавливается единая схема террас, а следовательно, и единая схема этапов последнепровской истории развития эрозионной сети. Примерно аналогичная схема оказывается действительной и для бассейна Днепра.

Часть бассейна Днепра, входящая в состав описываемой территории, целиком расположена в пределах области, захваченной московским оледенением. Г. Ф. Мирчинк, Е. В. Шанцер, И. Н. Салов, С. М. Шик и другие выделили по Днепру и Десне три надпойменные террасы, как внутри границ московского оледенения, так и в экстрагляциальной области. Однако, по данным Д. И. Погуляева (1955), в области московского оледенения третья терраса вполне может быть разделена на два уровня, по крайней мере по р. Сож; более высокую ступень высотой над урезом этой реки около 40—45 м вполне можно

истолковать как самостоятельную четвертую надпойменную террасу, противопоставив ее в 30—35-метровой, собственно третьей, террасе. Высокая ступень третьей или, по Д. И. Погуляеву, четвертая, флювиогляциальная, терраса непосредственно смыкается с зандрами, связанными с зоной конечных морен и краевых образований московского оледенения. Флювиогляциальные пески и слоистые супеси, развитые в пределах этой террасы-зандра обычно имеют небольшую (3—5, редко 8—10 м) мощность. В экстрагляциальной области московского оледенения обе террасы, по-видимому, сливаются, образуя единую третью террасу высотой до 40 м.

Третья терраса как внутри границ московского оледенения, так и за его пределами имеет высоту около 30—35 м в долинах Днепра и Сожа, а по их притокам Хмаре, Вопи, Остру — 20—26 м. В цоколе террасы обычно залегают московская морена, днепровско-московские отложения и реже днепровская морена. Мощность аллювия, сложенного мелкозернистыми и разнотернистыми песками с гравием и галькой, невелика (3—4 м).

Что касается возраста третьей и четвертой надпойменных террас днепровского бассейна, то факт их смыкания с зандрами московского оледенения заставляет датировать и их аллювий московским временем. Этим, однако, не определяется еще возраст самих речных долин. В свое время еще Г. Ф. Мирчинк (1931 и др.) показал, что морена максимального, по современной терминологии днепровского, оледенения в водосборах среднего и нижнего течения Десны и Сожа спускается не только в долины этих крупных рек, но и в долины большинства их притоков. На этом основании он сделал справедливый вывод, что заложены эти долины были еще в доднепровское (дорисское) время. Поэтому есть основания предполагать и возможность нахождения в долинах описываемой нами территории аллювия, значительно более древнего, чем московский¹.

Очевидно, что днепровский и доднепровский аллювий в границах описываемой территории можно найти только погребенным под московской мореной, равно как погребенными должны быть и соответствующие ему террасы, подобно тому как это описано выше для бассейна Оки.

Московское оледенение, несомненно, нарушило нормальный ход развития эрозионной сети и во время его отступления сток вод далеко не повсеместно следовал вдоль современных речных долин. Наиболее ярким примером такого несовпадения служит Осьминско-Угринская ложбина стока, выполненная песками и пересекающая Днепровско-Окский водораздел, непосредственно связывая долину Днепра выше Дорогобужа с долиной Угры. В большинстве случаев, однако, столь резких несовпадений нет и высокие террасы протягиваются вдоль долин лишь с незначительными местными отклонениями.

Вторая и первая надпойменные террасы выделяются по всем рекам бассейна Днепра. В долине Днепра высота второй террасы над руслом до 20—25 м, в долине Сожа около 20 м, в долине Десны и Остра 12—18 м. Терраса повсеместно цокольная, цоколем служат большей частью разновозрастные четвертичные отложения. В составе аллювия (5—6 м) преобладают разнотернистые пески, прослоями глинистые, обогащенные гравием и валунами. Верхнечетвертичный, скорее всего калининский, возраст этого аллювия устанавливается налеганием его на микулинский торфяник у с. Новые Немыкары (см. стр. 562). Наряду с этим

¹ Г. Ф. Мирчинк сопоставлял, правда, аллювий самих высоких террас с эпохой максимального оледенения. Но в то время оно понималось как единое рисское оледенение и московского оледенения не выделялось вовсе. В настоящее время датировка Г. Ф. Мирчинка поэтому явно устарела.

на правобережье Днепра в районе Смоленска можно наблюдать, что зандры, примыкающие к краю калининского оледенения, связываются с этой террасой протоками, спускающимися к ее уровню. То же явление устанавливается и западнее, близ г. Орши.

Первая надпойменная терраса долин бассейна Днепра, имеющая высоту 6—12 м, почти повсеместно аккумулятивная и ее доколь наблюдался выше уреза воды лишь в единичных случаях. Верхняя часть ее аллювия часто суглинистая, нижняя песчаная, с прослойками гравийно-галечного материала. Его мощность от 12—18 до 26 м (у Смоленска). Послемикулинский возраст аллювия первой террасы несомненен. Можно предполагать, что прав А. И. Москвитин (1950 и др.), относя его формирование на осташковский век.

Таким образом, существенных различий в строении террас и этапах последнепроевской истории долин между бассейнами Днепра и Оки нет. Совершенно иначе обстоит дело с водосбором Верхней Волги. На всем протяжении от истоков до устья Унжи ее долина является весьма молодой, либо целиком заложившейся в послекалининское время, либо в основном развившейся в течение этого отрезка четвертичного периода. Сложность и своеобразие ее истории отмечали многие исследователи: Г. Ф. Мирчинк (1935), Е. Н. Шукина (1933), Е. И. Сомов (1939), А. Н. Давыдова и А. И. Москвитин (1939), Н. Е. Дик (1935), А. И. Спиридонов (1935), Карандеева (1935) и др. Как уже указывалось, развитие долины Волги на этом отрезке сопряжено с существованием трех крупных исчезнувших озерных бассейна, занимавших Волго-Шошинскую, Молого-Шекснинскую и Ярославско-Костромскую низины и служивших в свое время местными базами эрозии. Поэтому для большей четкости изложения целесообразно рассмотреть отдельно отрезки долин, связанные с упомянутыми бассейнами.

На отрезке Волги от ее истоков до выхода в Волго-Шошинскую низину, внутри границ осташковского оледенения, кроме поймы, прослеживается одна надпойменная терраса высотой до 7 м, вложенная в зандры этого оледенения. Восточнее краевой зоны осташковского оледенения в долине Волги выделяются, помимо поймы и первой надпойменной террасы, еще два яруса террас. Нижняя из них, вторая надпойменная, высотой 9—13 м сливается с низкими зандрами времени отступления льдов осташковского оледенения. Третья надпойменная терраса высотой до 18—20 м, начинаясь от устья р. Большая Коша, сливается с долинными зандрами максимальной фазы осташковского оледенения. Все описанные террасы докольные, и мощность их аллювия не превышает 4—5 м, но состав его различен. На третьей террасе он складывается плохо сортированными слабо окатанными песками, очень сходными с флювиогляциальными. На второй террасе, уже у пос. Большая Коша, аллювий приобретает вполне обычный для этого генетического типа облик: только в нижней части он содержит линзы грубого песка, гравий и валуны, выше же сложен мелкозернистыми хорошо окатанными песками.

В еще большей степени эта характеристика присуща аллювию первой террасы, имеющей послеледниковый возраст, и, по наблюдениям Г. В. Обедиентовой (1962), ниже г. Зубцова сливающейся с поймой Волги. Надо сказать, однако, что уже выше по течению эта терраса оказывается настолько мало отличающейся по высоте от поймы, что во всем Ржевском Поволжье обычно уже не выделяется. Здесь, по данным Б. А. Яковлева, М. Е. Меркуловой и Т. И. Столяровой, над поймой, имеющей высоту 6—7 м, а у внутреннего края до 10—11 м, выделяются две террасы: высотой около 11 м (местами до 13—14 м) и 17—18 м, являющиеся первой и второй надпойменными, но соответствующие

второй и третьей террасам района, примыкающего к границам ошатовского оледенения. Там же А. Н. Давыдова и А. И. Москвитин (1939), И. И. Трофимов (1940), а позже и Б. А. Яковлев выделили еще одну террасу высотой 35—40 м над уровнем реки. Ее аллювий смыкается с зандрами калининского оледенения, образывавшего язык, спускавшийся в ложбину, унаследованную современной долиной Волги выше г. Ржева. Эта наиболее древняя терраса сложена маломощными (3—5, редко до 6 м) песками, иногда подстилаемыми ленточными глинами.

Дальнейшее прослеживание и сопоставление террас Волги затруднено выклиниванием их в сторону Старицкого неотектонического поднятия (Старицкие Ворота).

Ниже Старицы Волга вступает в обширное понижение, известное в литературе под названием Волго-Шошинской с двумя заливами — северным, занятым долинами Волги и Тверцы, и южным, занятым долиной р. Шоши. Более древним, по-видимому, является Шошинский залив, примыкающий непосредственно к Калининской конечноморенной гряде. Долина Волги между Старицей и Калининским была промыта позднее, после того, как ледник отступил к северо-западу до Вышневолоцкой дуги конечных морен. До этого, как предполагают М. В. Карандеева (1938) и И. И. Трофимов (1940), сток из области ее верховьев ниже г. Зубцова следовал вдоль водораздельной ложбины в сторону нынешней долины р. Шоши.

Начиная от г. Калинина и до г. Калязина долина Волги врезана в обширную озерно-зандровую равнину, образующую дно Волго-Шошинской низины. Волнистая поверхность этой равнины располагается на абсолютных отметках порядка 140—145 м и одета маломощным (2—5 м), покровом, большая часть которого сложена тонко- и мелкозернистыми песками и супесями, во многих местах обнаруживающими тонкую почти горизонтальную слоистость. По-видимому, большинство этих осадков образовалось в озерной обстановке. Только в основании покрова встречаются местами крупнозернистые гравелистые пески с галькой, напоминающие флювиогляциальные. Возраст этих отложений, несомненно, калининский, и их можно, очевидно, сопоставлять с отложениями самой высокой, третьей, террасы Ржевского Поволжья. Сток из Волго-Шошинской низины во время их образования, несомненно, осуществлялся через древнюю ложбину Нерли (Волжской) и Нерли (Клязьминской) вдоль северного подножия Клинско-Дмитровской гряды, куда зандровые пески непосредственно прослеживаются.

Следующий этап истории Волго-Шошинского водоема связан с формированием так называемого низкого зандра с отметками поверхности около 130—135 м. Этот уровень прослежен Н. Г. Бородиным от болотного массива Оршинских Мхов на левобережье Волги до г. Кимры, а еще далее Г. Ф. Симоновой и В. К. Кузнецовым до истоков Нерли (Клязьминской). Этому уровню в Нерльском «коридоре» соответствует зандровое выполнение до 16 м мощностью. Калининский возраст этого зандра, местами картируемого как терраса, подтверждается налеганием его песков близ охотохозяйства Переславского района на торфяники с микулинской флорой. К этому времени следует, по-видимому, приурочить прорыв талых вод отступавшего ледника вдоль северного склона Калининской гряды, отчленение ее от Горицкой, а тем самым возникновение стока на месте нынешней долины Волги между Старицей и Калининским, взамен старого его направления от Зубцова на долину р. Шоши. Этот новый зандровый проток ниже г. Калинина сливался с зандровым протоком, в который вложена долина р. Тверцы, после

чего объединенный поток направлялся уже через Оршинские Мхи к Пра-Нерли.

Собственно долина Волги врезалась на этом отрезке в описанную систему калининских задров позже, когда оформилась самая высокая из сопровождающих ее террас. Их насчитывают здесь три: с высотами 20—25, 14—20 и 8—12 м (в долине р. Шоши О. Н. Лаврович указывает высоты двух нижних из них в 10—16 и 6—8 м). Во время образования аллювия самой высокой из них, 20—25-метровой, террасы (третьей надпойменной, по современным представлениям) сток из области Волго-Шошинской низины происходил, по-видимому, все еще через ложбину Пра-Нерли. Здесь хорошо выделяются два расширения этой террасы, соединенные узким протоком. От них сток мог идти на уровне этой террасы по двум заболоченным понижениям, окаймляющим Галдомские моренные гряды. Один из них проходит вдоль долины р. Дубны и далее соединяет ее с Пра-Нерлью через долины рек Сулати и Игобли и Мшаровское болото. Другая ложбина в виде системы болотистых понижений прослеживается от верхнего течения Нерли (Волжской) к верховьям Нерли (Клязьминской). Сток вдоль Волги между Калязиным и Рыбинском в это время происходил в обратном нынешнему направлении, так что воды огромного Молого-Шекснинского озера сбрасывались на юго-запад в сторону Волго-Шошинской низины. Об этом свидетельствует то, что на этом отрезке долины прослеживается 30—35-метровая терраса, поверхность которой снижается к югу, вверх по течению современной Волги (Сомов, 1939).

Эта терраса, третья надпойменная по ныне принятому счету (вторая надпойменная или средняя, по Г. Ф. Мирчинку, 1935), на юге, между Калязиным и Кимрами, переходит в третью надпойменную 25-метровую террасу района Волго-Шошинской низины. Последняя врезана в оба описанные выше уровня калининских задров и является поэтому, несомненно, послекалининской. В болотистых ложбинах, связывающих ее с долиной Пра-Нерли (болота Мшаровское, Купанское), под песками залегают торфяники, относимые Н. А. Хотинским (1962, 1963) к микулинскому межледниковью. Однако их спорово-пыльцевая характеристика отлична от типично микулинской и аналогична молого-шекснинским межледниковым отложениям, в чем мы вполне согласны с А. И. Москвитиным (1967). Это указывает, что врез долины Волги на данном ее отрезке до уровня третьей террасы, а видимо, и накопление хотя бы части ее аллювия падают на молого-шекснинское время.

Такая датировка неплохо увязывается с данными по Угличскому Поволжью, где эта терраса врезана в 40—45-метровую террасу Молого-Шекснинского озера, верхняя часть отложений которой, судя по описанному выше разрезу у ст. Шестихино, относится к молого-шекснинскому времени.

Третья надпойменная терраса в районе Углича располагается на абсолютных отметках около 120 м и хорошо увязывается с третьей же озерной террасой Молого-Шекснинской низины, отметки которой равны 120—123 м. Прекращение стока из Волго-Шошинской низины на восток, через долину Пра-Нерли, и переориентировка его на север, в Молого-Шекснинское озеро вдоль современной долины Волги, произошло, по-видимому, лишь после снижения уровня этого водоема до отметок 104—110 м, на которых располагается вторая озерная терраса. В связи с этим понижением уровня озера долина Волги врезалась до уровня второй (первой, по Г. Ф. Мирчинку, 1935) надпойменной террасы. Ее можно проследить на всем протяжении от Калинина до Рыбинска, причем в отличие от более высокой абсолютные отметки поверхности этой террасы понижаются вниз по течению реки, согласно с отметками современного дна долины. Эта терраса цокольная, мощ-

ность ее аллювия 1—3 м, редко до 7 м, сложена она мелко- и среднезернистыми, хорошо отсортированными песками с горизонтальной, реже косой слоистостью, а в основании с гравием и галькой. Местами, например у г. Конаково, она распадается на два уровня относительной высотой соответственно в 14 и 17 м, причем пески верхнего уровня во много напоминают озерные, на нижнем же они разномзернисты и собраны местами в дюны. Соответствующая ей озерная терраса Молого-Шекснинской низины также распадается на две ступени с относительными высотами 17 и 20 м. Есть основания полагать, что оба эти уровня возникли уже во время отступания льдов осташковского оледенения и что, таким образом, и двухуровневая вторая терраса Волги имеет осташковский возраст.

Ниже 14—20-метровой террасы на описываемом отрезке Волги ныне принято выделять еще одну 8—12-метровую террасу, которую ряд исследователей именуют первой надпойменной (Н. Г. Бородин, О. Н. Лаврович, Г. Ф. Симонова и др.), относя формирование ее аллювия на конец плейстоцена. Прежде (Г. Ф. Мирчинк, Е. В. Шанцер, А. И. Спиридонов и др.) эту террасу считали высокой поймой, а возраст ее голоценовым. На данном отрезке течения Волги рассматриваемая терраса целиком сложена песком и подошва ее аллювия, как правило, расположена на 1—2 м ниже нормального меженного уровня реки, существовавшего до его подпора плотинами. Лишь в пределах некоторых поднятий (Савеловское и др.) цоколь террасы поднимается выше уреза воды. Ее поверхность осложнена сильно развитыми дюнами, вероятнее всего, возникшими в ксеротермическую фазу голоцена. С тем же ксеротермическим временем Г. Ф. Мирчинк (1935) связывал и образование погребенных луговых почв, наблюдающихся местами в развитии на этой террасе пойменном аллювии. По-видимому, формирование аллювия террасы следует датировать концом позднеледникового времени — началом голоцена.

Непосредственно ниже Рыбинска по Волге террасы очень слабо развиты, а у Тутаева ее долина лишена их вовсе. Чуть выше устья р. Ить-Волга вступает в огромную Ярославско-Костромскую низину, представляющую собой, подобно Волго-Шошинской и Молого-Шекснинской, днище древнего исчезнувшего озера. Берегами его на западе служили конечноморенные всхолмления Угличской и Даниловской гряд. К подковообразно изогнутым грядам западнее Ярославля примыкают полосы зандров, образующие равнину на уровне 140—120 м абс. высоты. В нее, по данным Е. А. Фетищевой и Н. А. Граменицкой, вложена озерно-ледниковая равнина со слегка наклоненной к востоку поверхностью, понижающейся от 120 до 110 м абс. высоты (30—40 м над истинным уровнем Волги). Ниже, по данным тех же исследователей, наблюдаются еще три ступени постепенно суживающихся озерных террас: третья надпойменная терраса высотой 20—30 м над руслом (100—110 м абс. высоты), вторая 11—20 м над руслом (96—106 м абс. выс.) и первая 14—15-метровая (94—95 м абс. выс.). Все три озерные террасы цокольные.

Таким образом, строение Ярославско-Костромской низины обнаруживает определенное сходство с Молого-Шекснинской. Особое внимание обращает близкое совпадение абсолютных отметок поверхности самого высокого уровня озерно-ледниковой равнины Ярославско-Костромской низины (120—110 м) и третьей озерной террасы Угличского залива Молого-Шекснинской низины (120—123 м), так что напрашивается вывод о соединении обоих озерных водоемов во время их формирования. Аналогично и строение покрывающих эти уровни отложений, в чем можно убедиться, сравнивая описанный выше разрез у ст.

Шестихино с разрезом у сел Котово и Норское, описанным Е. А. Фетищевой и Н. Г. Граменицкой. Здесь в карьере вскрыты на глубину 2—3 м озерные суглинки, вернее, тонкослоистые алевроиты, под которыми залегают желто-коричневые, местами серовато-желтые, иногда неясно-слоистые озерные же глины (4—7 м), подстилаемые тонкозернистыми песками. В нижней части толщи глин отмечаются торфянистые прослои. В спорово-пыльцевых спектрах этих торфов содержание древесной пыльцы изменяется от 18 до 69,4%, недревесной — доходит до 25%, а содержание спор колеблется от 20 до 50%. Из травянистых форм преобладает *Artemisia*, из древесных — береза (35—61%), довольно много (до 30%) ели и примерно столько же сосны. Такая же картина характерна и для нижних слоев шестихинского разреза. Она указывает на достаточно суровый климат, видимо, соответствующий калининскому оледенению. Потепления устанавливаемого в верхах шестихинского разреза здесь не констатировано из-за отсутствия анализов, однако выше были приведены некоторые данные, позволяющие утверждать, что накопление озерных отложений этого уровня продолжалось и в мологосхекснинское межледниковье.

Прямая связь Молого-Шекснинского и Ярославско-Костромского бассейнов во время, соответствующее верхнему уровню озерной равнины, по-видимому, начала прекращаться ко времени образования осадков, покрывающих следующие, более низкие, озерные террасы (на абсолютных отметках 104—110 м в первом из них и 100—110 м во втором). Во всяком случае, соответствующая этому последнему уровню третья надпойменная терраса на Волге у Ярославля (25—30 м относительной высоты), по мнению Е. А. Фетищевой, имеет уже аллювиальный характер, будучи покрытой тонко- и мелкозернистыми песками мощностью до 4 м, содержащими прослой суглинков.

По другую сторону Ярославско-Костромской низины, у г. Костромы, третья надпойменная терраса приобретает еще более отчетливый аллювиальный характер, поскольку она приближается к месту истока реки, вытекавшей из озера. Е. Н. Шукина (1933) описала разрез этой террасы у совхоза «Васильевское» в 7 км ниже г. Костромы. Здесь у бровки террасы, лежащей на 28 м выше меженного уровня реки, ею наблюдались следующие слои:

	1. Песок кварцевый, средне- и мелкозернистый	5,0 м
	2. Мергелистый трепел, в нижней части с фауной: <i>Valvata piscinalis</i>	
Müll.	<i>Gyraulus albus sucins</i> Wester	0,6 "
	3. Песок, аналогичный слою 1	0,15 "
	4. Суглинок тонкослоистый, шоколадно-бурый	1,0 "
	5. Песок мелкозернистый, внизу крупнозернистый.	
	Ниже следуют моренные валунные суглинки.	

К сожалению, в слое 2 не было обнаружено пыльцы, но характер фауны не противоречит идее о накоплении этого слоя в достаточно теплых климатических условиях. Этот разрез по существу аналогичен другому известному разрезу той же террасы ниже по Волге у Козловых гор (Шукина, 1933; Москвитин, 1950 и др.). Последний отличается только тем, что под верхним слоем песков в нем залегает не мергель, а торф. Растительные остатки и пыльца из этого торфа были изучены В. С. Доктуровским (1931). Хотя для этого разреза пыльцевую диаграмму и не удалось построить, но довольно значительное содержание пыльцы широколиственных древесных пород, определенно указывает на межледниковую обстановку отложения торфа. Поскольку аллювий третьей террасы у Козловых гор налегает на калининскую морену, а выше по Волге прислонен к озерно-ледниковым отложениям того же возраста, то его образование есть основания относить к мологосхекс-

нинскому времени. Если это так, то третья надпойменная терраса отрезка Волги между Ярославлем и Костромой должна сопоставляться с третьей террасой на отрезке от Молого-Шекснинской до Волго-Шошинской низины, хотя, как было указано выше, во время формирования ее аллювия сток там был направлен еще в противоположную сторону. Возможно, что в это время воды Молого-Шекснинского озера стекали одновременно как на юг, к долине Пра-Нерли, так и на восток, в Ярославско-Костромское озеро.

Вторая надпойменная терраса в пределах Ярославско-Костромской низины, особенно по р. Костроме и другим притокам Волги, по характеру слагающих ее отложений может быть названа озерно-аллювиальной. Ее относительная высота колеблется от 15—17 до 20 м. Будучи цокольной, она несет лишь маломощный покров собственных осадков (1—3 м), представленных тонко- и мелкозернистыми песками, подстилаемыми тонкослоистыми озерно-ледниковыми глинами цоколя. По-видимому, во время формирования этих осадков значительные площади низины были еще заняты озерным водоемом или системой озерных водоемов. Однако несолько выше г. Костромы, у с. Песчаное, эта терраса, по данным А. И. Евсеенкова, приобретает облик аллювиальной. Она покрыта здесь 10-метровой толщей разнозернистых песков, укрупняющихся книзу и содержащих гальку в основании. Эти пески с размывом налегают на подстилающую их пачку мелкозернистых песков с растительными остатками, пыльцевой анализ которых показал, что они накапливались в межледниковое время (по данным палинологов, во вторую половину микулинского времени).

Первая, 12—15-метровая, терраса внутри Ярославско-Костромской низины также сложена в большей части отложениями озерно-аллювиального облика. Время ее образования, по-видимому, соответствовало самым последним фазам существования Ярославско-Костромского озера, когда вдоль долины Волги начал устанавливаться сквозной речной сток. Поскольку в нижних частях разреза этой террасы констатированы местами криотурбации и она разбита морозобойными клиньями, описанными, в частности, Е. А. Фетищевой на р. Которосли у с. Солоница, то ее надо, очевидно, сопоставлять в основном с оставшкским ледниковьем. Однако в том же пункте из суглинков, по мнению Е. А. Фетищевой и Н. А. Граменицкой, относящихся к толще этой террасы, получены спорово-пыльцевые спектры, аналогичные спектрам балазненского типа, которые В. П. Гричук (1960) счел типичными для его «второго верхнеплейстоценового межледниковья». Как уже говорилось, эти спектры оказались голоценовыми. Возможно, таким образом, что какая-то часть отложений первой террасы окажется моложе оставшковского оледенения.

Таким образом, террасы Ярославского Поволжья оказывается возможным довольно хорошо сопоставить с террасами, развитыми по Волге выше и в пределах Молого-Шекснинской низины. В обоих случаях выделяются три надпойменные террасы. Врез, предшествовавший формированию отложений верхней, третьей, равно как и образование части слагающих ее отложений, следует относить к молого-шекснинскому времени. Окончание формирования отложений третьей террасы и образование аллювия и озерных осадков, синхронных второй террасе, относятся к оставшковскому оледенению. Первая надпойменная терраса относится к позднеледниковью и, может быть, частично к началу голоцена (последнее наиболее вероятно для Угличского Поволжья).

Гораздо труднее сопоставить террасы Ярославского Поволжья с террасами Волги ниже пересечения ею Плес-Галичской конечноморенной гряды. В месте пересечения Плес-Галичской гряды Волга течет

в узкой долине, почти лишенной террас. По данным Е. Н. Шукиной (1933), здесь лишь местами можно наблюдать обрывки низкой 12—15-метровой террасы. Вдоль восточного склона гряды протянулась полоса московских зандров, песчаный покров которых постепенно утончается и выклинивается к востоку. Долина Волги сечет эти зандры и на всем протяжении до г. Кинешмы в ней наблюдается только 12—16-метровая терраса. Более высокая, 25—29-метровая, терраса (вторая надпойменная, по Е. Н. Шукиной) появляется только ниже г. Кинешмы. По представлениям Е. В. Шанцера, которые разделяет и автор, аллювий этой террасы прислонен к зандровым отложениям и, таким образом, имеет послемосковский возраст.

А. И. Москвитин (1950) подразделяет единственную нижнюю террасу Е. Н. Шукиной на этом отрезке долины на две ступени в 10—12 и 15—17 м относительной высоты. Верхняя из них, по его мнению, «абляционная» и не несет аллювия. Нижняя, 10—12-метровая или собственно первая, терраса сложена песками, собранными в дюны, и очень напоминает той же высоты террасу или высокую пойму Волги в Волго-Шошинской низине.

Возраст указанных террас не определен пока вполне однозначно, а их прямое сопоставление с террасами, развитыми выше Плес-Галичской гряды, невозможно. Строение 25—29-метровой террасы (третьей, по А. И. Москвитину, и второй, по Г. Ф. Мирчинку и Е. Н. Шукиной) иллюстрирует описанный Е. Н. Шукиной (1933) разрез в 2 км ниже г. Кинешмы. Здесь толща ее аллювия оказалась сложенной сверху мелко- и среднезернистыми песками с галькой сверху и прослойками глин внизу (8,4 м), под которыми залегают сначала супесь с растительными остатками (0,3 м), затем мергелистый суглинок с растительными остатками, чешуей рыб и раковинами (1,25 м). Ниже следует серая глина (0,4 м) и слой валунов и галек в грубозернистом песке (0,1—0,07 м), который ложится на цоколь из черных юрских глин. Пыльцевая диаграмма слоев с растительными остатками (Доктуровский, 1931) показала, что снизу вверх по их разрезу сменяются максимумы сосны (до 96%), дуба (до 47%), орешника (до 22%) и ольхи (до 61%). Е. Н. Шукина отнесла вмещающие пыльцу породы к ресс-вюрмскому (т. е. микулинскому) межледниковью, Е. В. Шанцер склонен был сопоставлять их с внутривюрмским интерстадиалом, аналогично торфу в разрезе Козловых гор, А. И. Москвитин (1950) отнес их к мологосексинскому межледниковью, примерно соответствующему тому же интерстадиалу Е. В. Шанцера. Если принять эту последнюю точку зрения, то возраст перекрывающей слои с растительными остатками части аллювия окажется ошашковским. Тогда 25—29-метровая терраса Кинешемского Поволжья хорошо сопоставится с аналогичной по высоте третьей террасой района Ярославско-Костромской низины.

Указанная датировка не может считаться абсолютно точной, но ясно все же, что на Волге ниже Плес-Галичской гряды развиты только очень молодые верхнеплейстоценовые террасы, даже самые высокие из которых могут коррелироваться только с низкими террасами бассейна р. Оки — первой надпойменной и высокой поймой. Более древние террасы появляются лишь ниже впадения р. Унжи, вниз от которого постепенно снижаются и высоты упомянутых молодых верхнеплейстоценовых террас до их значений, нормальных для Окского бассейна.

СОВРЕМЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (ГОЛОЦЕН)

Из современных отложений в пределах описываемой территории распространены достаточно широко торфяники, речной аллювий и в меньшей мере озерные отложения. Торфяники наиболее широко раз-

виты в пределах Верхневолжской, Мещерской и Балахнинской низин, и вообще нередко они во всей северной части территории. Среди них преобладают (около 82% по площади) торфяники низинного и переходного типов, верховые торфяники (18%) чаще всего встречаются в Калининской, Ивановской и Московской областях. Многие из торфяников являются результатом зарастания озерных водоемов, в связи с чем под торфяной залежью нередко залегают сапропели и минеральные озерные отложения. Мощность торфяных залежей обычно 2—5 м.

Спорово-пыльцевые диаграммы торфяников и подстилающих многие из них озерных отложений, а также данные абсолютных датировок по C^{14} показывают, что не все они начали формироваться в одно и то же время, однако начало массового накопления торфов и автохтонных органогенных озерных илов относится в общем ко времени аллередского интерстадиального потепления, соответствующего так называемому нижнему максимуму ели на пыльцевых диаграммах. Поэтому М. И. Нейштадт (1952, 1957, 1965) предложил именно этот момент принимать за начало голоцена, нижняя граница которого в таком случае совпадает с основанием пыльцевой зоны XI, по Посту — Нильсену (граница зон I и II, по Фирбасу), и датируется около 12 000 лет до наших дней.

Обычно, однако, придерживаются иной точки зрения, принятой на региональных стратиграфических совещаниях по Прибалтике и Белоруссии (1955 г.) и Северо-Западу СССР (1964 г.), согласно которой аллередское потепление и следующее за ним похолодание, соответствующее новому продвижению льдов до южнофинских конечных морен Сальпауселья, включаются в состав последнего ледникового и рассматриваются как заключительные фазы плейстоцена. Начало голоцена (последледниковое время в широком смысле слова) связывают в этом случае с моментом отхода ледникового края от конечных морен стадии Сальпауселья, удаленном приблизительно на 10 000 лет от наших дней. Плейстоцен-голоценовая граница проводится в этом случае в основании пыльцевой зоны IX, по Посту — Нильсену (граница зон III и IV, по Фирбасу), что соответствует началу пребореального времени по климатической шкале Блитта-Сернандера (окончанию позднедриасового времени), а самые нижние слои некоторых современных торфяников относят к концу плейстоцена.

Для основной, собственно голоценовой, части торфяников весьма типичен так называемый пограничный горизонт, развитый во многих разрезах верховых торфяников. Это — слой сильно разложенного торфа, включающий часто пни сосны, а иногда и других деревьев и отделяющий верхнюю часть торфяной залежи, сложенную неразложенным сфагновым торфом, от нижней части, также состоящей из неразложенного торфа. Стратиграфическая позиция этого горизонта в разных торфяниках несколько различается, но в целом он соответствует фазе усыхания болот, падающей на начало суббореального и, быть может, конец атлантического времени по шкале Блитта-Сернандера, когда климат был заметно суше, чем ныне. Мощность пограничного горизонта в разных торфяниках не одинакова, так что он имеет и разный стратиграфический объем. В целом, однако, он соответствует части пыльцевых диаграмм, следующей за последледниковым климатическим оптимумом, выраженным повсеместно заметным повышением содержания пыльцы широколиственных деревьев, главным образом входящих в ассоциацию смешанного дубового леса (дуб, вяз, липа). В некоторых сильно обводненных верховых торфяниках и почти во всех низовых торфяниках пограничный горизонт или его аналоги отсутствуют.

Очень характерны для нашей территории разрез и спорово-пыльцевая диаграмма торфяника и подстилающих его озерных отложений болота Мелехово, расположенного в Нерльской низине в пределах Переславского района (Нейштадт, 1965). В этом торфянике отсутствует пограничный горизонт, а нижний максимум ели, соответствующий аллередскому интерстадиалу, приходится на подстилающие торф озерные слои и совпадает с началом накопления толщи сапропелей. Выше очень хорошо выделяется зона позднего дриаса, подчеркнутая резким падением кривой ели и высоким пиком кустарниковой березы. Начало пребореального времени отмечается пиком сосны. Окончательное зарастание озера и начало накопления торфяной залежи приходится в данном случае на начало атлантического времени, а основная часть толщи торфа соответствует послеледниковому климатическому оптимуму, что отражено на диаграмме повышенным содержанием пыльцы дуба, вяза, липы и орешника. Эта диаграмма хорошо иллюстрирует облик пыльцевых диаграмм голоценовых торфяников вообще.

Очень сходную картину дают спорово-пыльцевые диаграммы современных озерных отложений ныне существующих водоемов. Так, например, в разрезе илов оз. Сомино, из которого берет свой исток р. Нерль (Волжская), накопление органиогенных сапропелей началось еще в позднеледниковое время. В других озерах смена минерального осадконакопления органиогенным началась, по-видимому, позже. Так, по данным Б. М. Даньшина (1947), в сапропелях (гиттиях) оз. Белого были найдены остатки *Najas tenuissima*, а в Малом Медвежьем озере они же вместе с *Trapa natant* и *Najas minor*. Сапропели этих озер откладывались, судя по этим теплолюбивым водным растениям, в атлантическое время.

К голоценовым аллювиальным отложениям относится прежде всего аллювий заливных пойменных террас, достигающий в долинах крупных рек 20 м мощности. Слагается он в большей части песчаными русловыми отложениями, а в верхней, большей, части видимого (выше межженного уреза воды) разреза — суглинками и супесями пойменных фаций. Нередки на поймах и торфяники, образовавшиеся на месте стариц.

Палинологически в настоящее время изучены только верхние части аллювиальной толщи, но и имеющиеся данные собирались недостаточно систематично и трудно поддаются обобщению. Довольно полную спорово-пыльцевую диаграмму молодых горизонтов современного аллювия р. Туношонки (правого притока р. Волги) у д. Орлецы Ярославского района приводит А. И. Евсеенков. В ней обращает внимание преобладание в древостое ели (до 50—85%), характерное и для современных лесов, и резкое доминирование среди широколиственных пород липы, пыльца которой на некоторых отрезках диаграммы составляет до 20% спектра. Аналогичные спектры обнаружены А. Г. Алферьевым в аллювии поймы р. Вочь (притока р. Вохмы) и В. Р. Лозовским в пойме притока р. Ветлуги у пос. Боровский.

Все эти палинологически охарактеризованные разрезы относятся, несомненно, к довольно молодым участкам пойм, и слагающий их аллювий вряд ли можно датировать временем древнее зоны верхнего максимума ели, т. е. суббореального или даже начала субатлантического.

С этим согласуются и единичные данные определения абсолютного возраста аллювия. Так, В. Б. Соколова возраст пойм рек Пучежки и Согожи в бассейне Верхней Сухоны считает равным 2400—2700 лет. Интересно отметить, что ни на одной из пыльцевых диаграмм торфяников ни в пределах верхней части их разреза, ни даже на отрезке климатического оптимума, нет и намека на столь высокий процент липы в древостое, какой указывался выше. По-видимому, эта особенность свойственна именно диаграммам аллювия пойм.

Конечно, указанные цифры абсолютного возраста далеко не определяют время начала формирования аллювия, слагающего поймы, особенно наиболее древние их сегменты (высокие поймы). Вполне вероятно, что значительная часть аллювия может относиться даже к раннему голоцену, а в бассейне Оки и Днепра, где первые надпойменные террасы осташковского возраста очень невысоки, в поймах может присутствовать, вероятно, и позднеледниковый аллювий.

В бассейне Западной Двины и в Приильменской низине голоценовым является аллювий по крайней мере первых надпойменных террас. Это устанавливается на основании того, что аллювий этих террас вложен в озерно-ледниковые отложения времени отступления осташковского оледенения. Н. С. Чеботарева (1965) показала, что не только условия залегания, но и абсолютный возраст этих отложений не оставляет сомнения в том, что они относятся к голоцену. Так, для изученной В. П. Гричуком (1961б) террасы р. Балазны, датируемой им более поздним временем, ею приводится цифра в 5120 ± 200 лет до наших дней. Возраст аллювия близкой по высоте 5—7-метровой террасы р. Каспли близ устья р. Балазны оказался даже равным всего 2630 ± 160 лет. Н. С. Чеботаревой описан также разрез первой надпойменной террасы р. Куныи у д. Сухая Горка в Приильменской низине. Его спорово-пыльцевая диаграмма очень похожа на балазненскую, и в ее оптимуме содержание пыльцы широколиственных доходит до 55%. Абсолютные даты для соответствующей части разреза оказались равными от 6675 ± 235 до 7120 ± 245 лет. Как и для балазненского разреза, они указывают, примерно, на атлантическое время, т. е. на время обычного послеледникового климатического оптимума.

Следует указать, что для диаграмм балазненского типа характерно высокое содержание пыльцы липы, что, как мы видели выше, по-видимому, вообще отличает пыльцевые спектры голоценового аллювия от спектров торфяников. Возможно, что отличительные черты этих диаграмм и в целом объясняются особенностями растительности речных долин, приводящими к существенному отличию аллювиальных спорово-пыльцевых диаграмм голоцена от лучше изученных диаграмм торфяников.

Очень интересно, что «балазнинский» тип имеют, например, диаграммы изученных С. И. Гольцем (1963) разрезов 5-метровой террасы р. Клязмы и соответствующей ей 4—6-метровой террасы ее притока р. Большой Липни. На последней содержание пыльцы широколиственных, преимущественно липы доходит даже до 90% от суммы древесных. Но абсолютный возраст отложений оказался равным 960 ± 95 лет на Клязьме и 2760 ± 100 лет на Большой Липне (Чеботарева, 1965), да и общие геологические соображения не позволяют сомневаться в его голоценовом возрасте. Если эти датировки верны, то возможно, что пыльцевые спектры аллювия, даже значительно более молодого, чем послеледниковый климатический оптимум, могут приобретать «балазнинский» облик исключительно в силу особенностей растительности в речных долинах.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Постепенное похолодание климата, наметившееся в неогене, привело в плейстоцене к неоднократному оледенению территории, полностью или частично покрывавшейся льдами не менее 5 раз. Климат времени, предшествовавшего наступанию льдов первого покровного оледенения — окского, был, вероятно, достаточно суровым. Льды окского оледенения продвинулись на юг и восток, по-видимому, приблизительно до линии Рославль — Брянск — Лихвин — Алексин — Серебряные Пруды — Фатьяновка. Льды пересекали Мещеру (а могли быть и захватывали ее полностью) и через Владимирское Ополье направлялись в западную часть Балахнинской низины (Бибирево). Плес-Галичская гряда, по-видимому, не покрывалась льдами древнейшего оледенения вовсе. О процессах, происходивших в перигляциальной зоне, судить

трудно, так как экзарацией днепровского ледника уничтожена большая часть отложений окского оледенения. Чаще всего окские отложения сохранились в древних доледниковых долинах. С известной степенью вероятности можно говорить о выполнении долин Пра-Унжи, Пра-Волги (ниже устья Унжи) и нижней Пра-Оки, врезанных на 30—40 м ниже межени, мощной толщей аллювия окского времени. Можно предполагать, что на древних водоразделах здесь (как и на соседних с юга территориях) в это время происходило накопление толщ покровных суглинков:

Перерыв, отделяющий окское от днепровского оледенения, характеризуется чередованием нескольких холодных и теплых эпох. Если судить по опорному лихвинскому разрезу, где в толще окско-днепровских отложений наблюдалось несколько горизонтов подзолистых почв, сформировавшихся на перигляциальных образованиях, то можно допустить существование в этом интервале нескольких межледниковий и оледенений.

Для обсуждения этого предположения имеется две группы фактов: 1) данные по озерным отложениям, сопоставляемым с одним из горизонтов погребенных почв в лихвинском разрезе, показывают, что в этом месте во время накопления озерных отложений существовала межледниковая обстановка: росли хвойные леса с примесью широколиственных пород, а в конце теплого времени появились грабовые леса. В другие теплые эпохи этого перерыва климатические условия были, видимо, несколько иными и больше напоминали растительность микулинского межледниковья (с. Авангард, близ Алексина); 2) в одном и том же стратиграфическом интервале обнаружены антиквусовый слон (близ Краснохолмского моста в Москве) и трогонтериевый слон (Яхрома). Если присоединиться к идеи Громова о том, что изменение фауны слонов связано не только с миграцией, но и с длительным филогенезом, то можно думать, что рассматриваемая эпоха была очень длительной и в течение ее вполне могли происходить отмеченные выше циклические изменения климата.

С днепровским веком связано максимальное оледенение, захватившее практически целиком данную территорию. Начало этого оледенения обозначено мощной аккумуляцией в долинах и ложбинах, выработанных в межледниковые эпохи, что привело к значительной нивелировке рельефа (бассейны Москвы-реки, Оки, Дубны, Нерли, Десны, Днепра и др.). В отличие от окской днепровская морена содержит больше эрратического материала. При переходе от моренной области к безморенной аккумулярующая способность ледника постепенно уменьшается. Близ Плавска этот переход совершается без какой-либо заметной смены рельефа. Морена постепенно выклинивается, исчезая раньше на водоразделах и заходя языками в балки Среднерусской возвышенности. Перигляциальная область днепровского оледенения расположена к югу от описываемой территории. Здесь известны лишь разрезы, где днепровскую морену подстилают в различной степени облессованные суглинки и супеси времени наступания ледника (г. Чекалин, Коломенское под Москвой и др.). О перигляциальных условиях времени их накопления свидетельствуют палеоботанические данные, не противоречат этому и находки в них костей мамонта и носорога (Чекалин, Алексин). Отступление днепровского ледника было связано, видимо, с бурным таянием льда, но отток талых вод концентрировался в основном в крупных понижениях — Мещерской, Балахнинской и Тамбовской низинах. Именно в это время на относительно короткий срок был возобновлен сток на юг из бассейна Оки в бассейн Дона и сформировалось ложе так называемой четвертой террасы Средней Оки и верховьев Дона.

Эпоха, отделяющая днепровское оледенение от московского, характеризуется очень сложными колебаниями климата. По палеоботаническим данным рославльских разрезов она характеризуется двумя потеплениями межледникового характера, отделенных друг от друга похо-

лоданием, во время которого сформировалась перигляциальная растительность. Данные последних лет позволяют предположить, что в конце московско-днепровского времени был еще один климатический цикл: третья теплая эпоха (межледниковая) отделяется от двух рославльских довольно отчетливым похолоданием. По составу и динамике развития растительности эта эпоха напоминает лихвинскую в средней полосе России (Смоленщина, Верхняя Волга, истоки Сухоны), где сначала росли хвойные леса с примесью широколиственных, а в конце теплового максимума преобладали грабовые леса с примесью пихты.

Московское оледенение развивалось в две стадии: в максимальную (бронническую) стадию оледенения льды располагались близ линии Рославль — Киров — Калуга — Подольск — Владимир — Кологрив. Положение края ледника обозначено в современном рельефе большей частью хорошо развитыми грядами конечных морен, морен напора и комплексом краевых отложений, связанных с интенсивным таянием льда. Границу поздней (икшинской) стадии оледенения очертить труднее, вероятно, она располагалась примерно по линии Смоленск — Вязьма — Можайск — Дмитров.

С максимальной стадией московского оледенения связано завершение формирования аллювия четвертой террасы рек Москвы и Оки. С позднемосковской стадией связано, видимо, формирование третьих надпойменных террас Москвы, Оки и Верхнего Днепра. Ложе третьей террасы, скорее всего, было сформировано в интерстадиальный перерыв. Климат этого интерстадиала был относительно прохладным: начало его характеризовалось преобладанием березовых лесов, в которых по мере отступления ледника броннической стадии появлялось все больше сосны и ели.

Верхнечетвертичное время началось крупным межледниковым веком (микулинским) с климатом более теплым, чем современный. В период климатического оптимума там господствовали широколиственные леса, состоящие из дуба, липы, вяза со значительной примесью граба. Врезание речной сети закончилось, по-видимому, в первой половине межледниковья, а накопление аллювия происходило во второй его половине (разрезы Костромского Поволжья).

События, последовавшие непосредственно за микулинским межледниковьем, с трудом поддаются расшифровке. Можно наметить следующую их последовательность: в начале так называемого валдайского времени максимальное верхнечетвертичное (калининское) оледенение достигло Костромского Поволжья, заняв в сущности весь бассейн Верхней Волги и окаймляя по внутренней дуге Клинско-Дмитровскую и Плес-Галическую возвышенности. Во время этого оледенения имели место подвижки льдов, очищавшие на значительной площади бассейн Верхней Волги. Последнее их наступление (вышневолоцкая стадия) достигло линии от истоков р. Жукопы на западе до Покров-Коноплянской гряды на северо-востоке.

В экстрагляциальной области на водоразделах шло накопление основной массы покровных суглинков, а в долинах формировался аллювий вторых надпойменных террас бассейнов Днепра (выше Смоленска), Оки, Дона, Унжи и Волги (ниже устья Унжи).

В эпоху отступления калининского ледника залежились ныне исчезнувшие огромные озера — Молого-Шекснинское, Ярославско-Костромское и Волго-Шошинское. Режим этих озер определил развитие речной сети бассейна Верхней Волги. Время заложения этих озер, как показывают радиоуглеродные датировки, 41 000—49 000 лет назад (Шестихино, Кашин).

В последовавший межледниковый перерыв (средневалдайский, или молодого-шекснинский) произошел, по-видимому, новый взрез, в результате которого за пределами зоны калининского оледенения сформировалось ложе первых надпойменных террас: Оки, Днепра, Дона и Волги (ниже устья Унжи). А внутри области калининского оледенения начался процесс формирования бассейна Верхней Волги. Постепенное усыхание упомянутых выше огромных озер привело к врезанию ложа будущей Волги на уровне 24—30-метровой террасы и объединению долины Волги от ее истоков до Рыбинска. В нижней части 30-метровой террасы бывшего Молого-Шекснинского озера обнаружены озерные отложения со спектром, близким к спектру Татищевского озера (стратотип второго верхнеплейстоценового межледниковья Гричука или молодого-шекснинского межледниковья Москвитина).

Климат этого межледниковья, судя по спорово-пыльцевым спектрам, был не прохладнее современного, но холоднее климата микулинского межледниковья. Лишь в оптимуме, да и то на очень короткий промежуток времени, характер растительности напоминал микулинский. В растительном покрове в этот период широко расселялись ольха, орешник, дуб, вяз и липа, граб присутствовал в древостое в основном только в начале теплового максимума. Из хвойных было много ели, процент пыльцы которой в спектре обычно не снижался, даже в оптимуме, как правило, присутствовала пихта.

Наступившее вслед за молодого-шекснинским перерывом осташковское оледенение было значительно меньшим, чем калининское. Край льдов располагался в это время по периферии озерной области приблизительно по линии Торопец — Осташков — Вышний Волочек — Пестово. Большая часть описываемой территории располагалась в перигляциальной области, в которой можно выделить несколько зон. Примерно на площади, пережившей днепровское и московское оледенения, продолжалось эрозионное расчленение рельефа. В речных долинах завершалось накопление аллювий первых надпойменных террас бассейнов Дона, Днепра, Оки и Волги (ниже устья Унжи). На водоразделах продолжал накапливаться верхний ярус лёсса. В области, где прошло калининское оледенение, шел более сложный процесс.

Благодаря подъему воды в «великих озерах» до 112—115 м абс. высоты, формировался аллювий 30-метровой террасы Молого-Шекснинского озера и, по-видимому, соответствующей ей 25-метровой террасы Угличского и Ярославского Поволжья. Именно в этот отрезок геологической истории образовалась единая система Верхней Волги. Воды максимальной стадии осташковского оледенения прорвали водоразделы близ Тутаева и кинешемскую перемычку и слились с водами системы Унжа — Волга. По мере отступления осташковского ледника и усыхания «великих озер» формировались более низкие уровни плейстоценовых террас. Молого-Шекснинское, Волго-Шошинское и Ярославско-Костромское озера исчезли и к концу плейстоцена гидрографическая сеть области калининского оледенения приняла современный облик.

Климат осташковского века в целом характеризовался колебаниями довольно значительной амплитуды в связи с многократными (не менее трех) подвижками льдов, отступавших во время интерстадиальных потеплений на значительное расстояние к западу. Общим для интерстадиальных потеплений осташковского века являлось не только увеличение среднегодовых температур, но и некоторое увлажнение, что выражалось увеличением роли ели и мхов.

В голоцене устанавливаются современные межледниковые условия, формируется несколько ярусов пойм рек и происходит заторфование значительного числа озер.

ТОПОГРАФИЯ ЛОЖА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (ДОЛЕДНИКОВЫЙ РЕЛЬЕФ)

Предлагаемая карта гипсометрии ложа четвертичных отложений (см. прилож., рис. 123) достаточно достоверно отображает только крупные черты доледникового рельефа, так как его детали часто настолько видоизменены выпахивающей деятельностью ледников, что однозначная их реконструкция почти невозможна. Особенно это относится к древней эрозионной сети, тальвеги которой на многих участках испытали неравномерное переуглубление, так что вдоль них возникли обратные уклоны, замкнутые и полузамкнутые котловины и т. п. Не исключена и возможность тектонической деформации некоторых из них.

Как видно из карты, распределение высот ложа четвертичных отложений в общем согласуется с современным распределением возвышенностей и депрессий в этой части земной поверхности. Так, на карте хорошо выделяется широкая полоса высот северо-западного простирания, соответствующая северной части Среднерусской, центральной части Смоленско-Московской и главному массиву Валдайской возвышенностей. Не менее отчетливо выражена широтная полоса высот Клинско-Дмитровской гряды и лежащая южнее впадина Мещерской депрессии, ограниченная с востока невысоким плато на месте Окско-Цнинского вала. Севернее располагается обширное пониженное Верхневолжское плато, протягивающееся от района Калинина к Ростову, Ярославлю и Костроме. Наиболее опущенным его частям соответствуют современные Верхневолжская, Молого-Шекснинская и Ярославско-Костромская низины. Восточнее это плато слабо выраженным повышением рельефа нечетко отделяется от столь же пониженного плато низовьев Унжи и севера Горьковского Поволжья. На крайнем северо-востоке территории располагается более высокое Галичско-Чухломское плато, соответствующее юго-западному окончанию полосы современных Северных Увалов.

Однако имеются и существенные различия между современным и доледниковым рельефом. В слабо измененном виде последний сохранился только в пределах Среднерусской возвышенности, особенно в ее заокской части. Начиная от устья Прони вплоть до междуречья Оки и нижнего течения Протвы маломощный покров четвертичных отложений тонкой пеленой облекает древний эрозионный рельеф, так что абсолютные отметки кровли коренных пород почти совпадают с отметками земной поверхности. На юге, в верховьях Упы, Уперты, Зуши и Красивой Мечи, они достигают 260—280 м. Исключая долину Оки, все речные долины и большинство балок здесь целиком унаследованы от доледниковых эрозионных форм. В большой степени это касается и продолжения Среднерусской возвышенности на Окско-Деснинском междуречье южнее р. Угры. Столь хорошая сохранность доледникового рельефа Среднерусской возвышенности объясняется тем, что только льды максимального оледенения заходили на относительно короткое время в ее окраинные части.

Значительно бóльшую перестройку испытал древний рельеф севернее, где неоднократное воздействие оледенений было несравненно более мощным и продолжительным. Очень ярко это видно на примере современной Смоленско-Московской возвышенности. На рис. 123 эта возвышенность не прослеживается к западу от линии Брянск — Сафоново — Белый. Здесь простирается обширное относительно невысокое Смоленское плато, покатая к западу поверхность которого образует две широкие ступени. Абсолютные отметки верхней ступени — 190—180 м в восточной части и 170—160 м на линии Рославль — Смоленск; еще запад-

нее обозначается уступ к нижней ступени с отметками порядка 120 м. Высоты современной западной оконечности Смоленско-Московской возвышенности надстроены над этим погребенным доледниковым плато, являясь аккумулятивным новообразованием.

Центральная часть той же возвышенности выражена в доледниковом рельефе отчетливее, но является значительно менее монолитной, чем ныне. Она распадается на две группы высот — Вяземскую и Уваровскую, — разделенные субмеридиональной ложбиной, в северной части унаследованной депрессией водосборов современных рек Гжати и Касни. На Вяземских высотах коренной цоколь располагается на отметках 210—215 м (до 225 м), на Уваровских, в плане имеющих форму гряды, вытянутой с северо-запада на юго-восток, его отметки обычно не превышают 205—206 м. В разделяющей Гжати-Каснинской ложбине они понижаются до 120 м. Южная часть этой ложбины ныне погребена под аккумулятивной возвышенностью, соединяющей обе группы высот. В древнем рельефе она, наоборот, сливалась с расположенной южнее широтной Угринской депрессией, которая отделяет Вяземские и Уваровские высоты от Среднерусской возвышенности.

Восточнее Уваровских высот располагается обширное понижение доледникового рельефа в области истоков Рузы и Ламы, отделяющее их от Клинско-Дмитровской гряды, ныне соединяющейся поясом аккумулятивных высот с центральной частью Смоленско-Московской возвышенности. Сама Клинско-Дмитровская гряда выделяется в древнем рельефе значительно четче, чем в современном. Поперечное понижение на месте водосбора современной р. Бол. Киржач подразделяет ее на две части. Западнее расположена основная массив или собственно Клинско-Дмитровская гряда, протягивающаяся от Клина через Дмитров к Загорску и Александрову. Восточнее лежат Юрьев-Польские высоты, образующие ядро высокого плато Владимирского Ополя. Выше всего кровля коренных пород располагается в районе Загорска (200—230 м абс. высоты). Погребенный рельеф гряды отличается большой расчлененностью. Как северный, так и южный ее склоны расчленены меридиональными эрозионными рывтинами, врезанными на 30—60 м ниже днщ современных долин и иногда сливающимися своими верховьями. Часть из них унаследована современными реками (Яхрома, Сестра, Лутосня, Веля, Дубна). Особенно сильной расчлененностью характеризуются Юрьев-Польские высоты.

Понижение в области истоков Рузы и Ламы и Угринская депрессия переходят восточнее в относительно невысокое Верейско-Подольское плато Москворецко-Окского междуречья, в свою очередь соединяющееся с еще более пониженным плато водосбора верховьев Клязьмы. Вместе с Мещеринской депрессией они образуют обширное понижение, отделяющее Клинско-Дмитровскую гряду от Среднерусской возвышенности. В пределах Верейско-Подольского плато, и ныне хорошо выраженного в рельефе, постель четвертичных отложений лежит большей частью на отметках 165—170 м. Над этим уровнем поднимаются лишь три небольшие останцовые возвышенности, достигающие 200 м: у с. Теплый Стан в южных окрестностях г. Москвы, у с. Кресты юго-западнее Подольска и к северо-западу от ст. Михнево. Образованный ими треугольник очерчивает водораздельное пространство между системами двух магистральных доледниковых артерий этой части территории — Пра-Москвой и Пра-Окой.

Валдайская возвышенность выражена в доледниковом рельефе в виде достаточно монолитного массива. В области истоков Днепра она сливается с Вяземскими высотами, а от Уваровских высот отделяется широкой депрессией Ржевско-Старицкого Поволжья. Свойственный этой

возвышенности в настоящее время контрастный рельеф практически целиком обусловлен надстроенными над ней молодыми аккумулятивными формами краевых ледниковых образований. В доледниковое время она представляла собой значительно более низкое (200—210 м) плато, только единичные останцовые высоты достигали 220—240 м (Ранцево к югу от оз. Пено, верховья р. Осуги). К востоку поверхность этого плато постепенно переходит в пониженное Верхневолжское плато с отметками порядка 100 м. Как показал Н. Н. Соколов (1947), оно является пластовой ступенью, выработанной по кровле плотных известняков нижнего карбона. Крутой фронтальный уступ этой ступени в сторону Приловатской низины располагается за пределами описываемой территории. В глубь ее заходят лишь рассекающие его глубокие погребенные эрозионные долины, очень сильно переработанные ледниковой экарацией. Наиболее крупная из них Селищенская котловина к северо-западу от Осташкова, дно которой лежит более чем на 100 м ниже современной поверхности.

Гораздо большей степенью унаследованности современного рельефа от доледникового отличается Галичско-Чухломское плато, хотя и на его поверхность местами наложены аккумулятивные ледниковые формы. Кровля коренных пород на водораздельных участках здесь постепенно повышается с запада на восток от 140—160 до 180—190 м, восточнее р. Унжи изредка достигая 200—208 м абс. высоты.

Из крупных депрессий доледникового рельефа наиболее обширной является Верхневолжское плато. Уровень ложа четвертичных отложений в его пределах большей частью близок к 90—100 м. Однако его поверхность построена достаточно сложно. Прежде всего на ней выделяется широкое Ростовско-Ярославское понижение, протягивающееся от района Кимр к Костроме. В нем коренное ложе опущено ниже изогипсы 80 м. Это понижение подразделяет Верхневолжское плато на две неравные части. Большая, северо-западная, в окраинной зоне образует прямое продолжение погружающейся на восток и юго-восток пластовой ступени Валдайской возвышенности. Со стороны этой возвышенности в глубь плато проникают отдельные обособленные эрозионные останцы, на которых кровля коренных пород поднята до 130—143 м (у Кесьмы, Красного Холма, Сонкова).

На северо-востоке в описываемую часть Верхневолжского плато вложена древняя Молого-Шекснинская впадина (соответствующая в целом пределам нынешнего Рыбинского водохранилища), довольно резко, на 50—60 м, углубленная по отношению к прилежащим участкам доледниковой поверхности.

Г. Ф. Мирчинк (1935) приписывал этой впадине водноэрозионное происхождение, связывая ее с древней системой стока, направленной в сторону Балтийского моря. Правда, судя по последующим данным (Аусдендер, 1966а, и др.), предполагавшегося Г. Ф. Мирчинком широкого выхода из этой впадины на северо-запад не существует. Но надо учесть, что она, несомненно, была сильно переработана ледниковой экарацией и еще в верхнем плейстоцене, по-видимому, служила языковым бассейном крупной лопасти калининского ледника.

Меньшая часть Верхневолжского плато, лежащая восточнее Ростовско-Ярославского понижения, без четкой границы переходит в пониженное плато низовьев Унжи и севера Горьковского Поволжья. Условно за линию их разграничения можно принять повышенный участок ложа четвертичных отложений на Волжско-Клязьминском междуречье, образующий водораздел между современными долинами Тезы и Луха.

Вторая крупная депрессия доледникового рельефа — древняя Мещерская впадина — имеет в плане субовальную форму, вытянутую с се-

веро-запада на юго-восток. Коренное ложе наиболее низко (около 60 м абс. высоты) располагается в ее юго-восточной части: в долине Оки и параллельной ей широкой ложбине, тянувшейся от Белоомута к Спасску-Рязанскому. Северо-западная часть впадины отделена отчетливым повышением кровли коренных пород. По ее периферии ложе четвертичных отложений повышается до отметок 80—100 м, и переход к примыкающему Вереиско-Подольскому плато крайне постепенен. С востока впадина более четко ограничена относительно повышенным участком древнего рельефа, занимающим Окско-Клязьминское междуречье.

Как видно из сделанного обзора, среди крупных элементов доледниковой топографии имеются такие, которые частично или почти полностью находят выражение и в современном рельефе. Происхождение этих устойчивых элементов неодинаково. Часть из них имеет несомненно структурно-тектоническую природу. Это, прежде всего, полоса высот, охватывающая север Среднерусской, центр современной Смоленско-Московской и большую часть Валдайской возвышенностей. Эта полоса совпадает с северной окраиной Воронежской антеклизы и высоко поднятым крылом центриклинального замыкания Московской синеклизы, сложенным плотными известняками нижнего карбона.

Некоторую связь с древней тектонической структурой можно подметить и в расположении Мещерской впадины, поскольку ее большая часть накладывается на тектонический Рязано-Костромской прогиб. Однако полного совпадения в данном случае нет: на северо-западе Мещерская впадина явно выходит за пределы этого прогиба, не согласуясь с ним и по простиранию, и, кроме того, часть повышения доледникового рельефа, ограничивающего впадину с востока (так называемое Высокоречье в районе г. Гусь-Хрустальный), располагается над Рязано-Костромским прогибом. Поэтому если и можно рассматривать Мещерскую впадину как неотектоническую структуру, то только лишь как явно наложенную по отношению к древним тектоническим элементам. В этом районе только меридионально вытянутое повышение, протягивающееся от Касимова к Коврову, отчетливо повторяет древний структурно-тектонический план, следуя прямо вдоль поднятий Окско-Цнинского вала. Возможно, что северным продолжением этой зоны поднятий следует считать повышение доледникового рельефа на водоразделе Тезы и Луха, которое принято нами за условную восточную границу Верхневолжского плато.

Что касается этого последнего, то его связь с древней тектонической структурой еще менее определена, чем у Мещерской впадины. Правда, Ростовско-Ярославское понижение в общем очень хорошо согласуется с наиболее прогнутой осевой частью Московской синеклизы. Но, с другой стороны, в эту же зону попадают Клиско-Дмитровская гряда и Галичско-Чухломское плато. Обе эти возвышенности доледникового рельефа не находятся, таким образом, ни в каком соответствии с тектоникой. Они безо всякого сомнения являются чисто денудационными останцовыми формами, отмечающими положение наименее затронутых эрозией приводораздельных пространств, разделявших древние гидрографические системы с разным направлением стока.

Имеющиеся данные о характере доледниковой эрозионной сети позволяют с достаточной определенностью сделать вывод, что во многих частях описываемой территории современные речные долины либо являются новообразованиями, либо только частично наследуют древние эрозионные формы. Так, весьма существенная перестройка эрозионной сети, несомненно, произошла в области Смоленского плато. Есть основания предполагать существование здесь погребенной древней долины, начинающейся в истоках современной р. Угры и протягивающейся на север, последовательно пересекая Днепр близ Дорогобужа, Днепровско-Двинский водораздел и верхнее течение р. Межи. Далее эта долина, видимо, пересекала истоки Западной Двины и принимала направление ее нынешнего течения ниже впадины Торопы. Если это предположение верно, то доледниковый сток из всего водосбора Днепра выше Смоленска и области истоков Угры должен был направляться в сторону Балтийского моря.

Другая крупная погребенная долина того же Смоленского плато протягивается от истоков современного Сожа через район Рославля к Брянску. Она может быть названа Пра-Десной, поскольку ориентирована параллельно течению Десны, хотя располагается значительно

западнее и лишь на коротком отрезке Брянск—Жуковка совпадает с ее современной долиной. Днище этой погребенной долины юго-восточнее Рославля имеет отметки порядка 80 м, так что она довольно глубоко врезана в поверхность доледникового плато. Сток вдоль нее был направлен на юг. Самые верховья этой водной артерии, видимо, соединялись глубокой седловиной с системой эрозионных ложбин, обнаруженных бурением на левобережье Днепра юго-западнее Смоленска. Эти ложбины не согласуются с положением современной днепровской долины, выходят к ней только ниже Гусина. Но и там они, по-видимому, как-то связаны с погребенными ложбинами Днепровско-Двинского водораздела к югу от Велижа.

Значительную, хотя и не столь кардинальную перестройку испытала в течение четвертичного периода эрозионная сеть водосбора Оки выше устья р. Москвы. Отрезок самой Оки выше впадения Угры наследует ее доледниковую долину, ниже продолжение последней прослеживается вдоль современной р. Суходрев, на север к р. Протве у г. Боровска, где она круто поворачивала на восток, огибая выступ Среднерусской возвышенности и следовала вдоль нынешнего течения Протвы к Серпухову. Участок окской долины ниже Калуги является новообразованием, возникшим, видимо, вследствие подпруды стока льдами максимального оледенения, вызвавшего «перепил» седловины водораздела в стороны долины Пра-Упы, которую и наследует ныне отрезок окской долины выше Серпухова. Ниже этого города Ока вновь использует свою доледниковую долину вплоть до вступления в Мещерскую низину.

Еще большие изменения испытали долины многих притоков Оки. Так, имеются веские основания считать, что истоки доледниковой Пра-Угры располагались гораздо северо-восточнее современных, в ложбине, разделяющей Вяземские и Уваровские высоты. Отсюда она направлялась к Оке, как и ныне, вдоль Угринской депрессии рельефа, в пределах которой современная река наследует участки древней долины только частично. У г. Боровска в Пра-Оку впадал не существующий ныне приток, погребенная долина которого прослеживается от среднего течения Рузы на севере в южном направлении вкост нынешней долины р. Москвы и Москворецко-Протвинскому водоразделу. Долина р. Москвы выше Звенигорода представляет собой новообразование, не выраженное в доледниковом рельефе. Только начиная от окрестностей этого города прослеживается древняя долина Пра-Москвы, принимающая в себя долину Пра-Истры и следующая далее, вдоль современной долины до г. Воскресенка. Ниже него и до впадения в Оку москворецкая долина вновь является новообразованной: долина Пра-Москвы направлялась от этого пункта, вероятнее всего, в Мещерскую впадину.

Доледниковая эрозионная сеть в пределах Мещерской впадины не поддается пока однозначной реконструкции. Старое предположение Г. Ф. Мирчинка (1935) о том, что перед максимальным оледенением сток из этой впадины был направлен на юг через Окско-Донской водораздел к р. Воронежу, в настоящее время не подтверждается фактическими данными. Это направление стока существовало, видимо, только в миоцене и частично в плиоцене, возможно, лишь на короткое время возобновляясь во время максимального оледенения, когда Мещерская депрессия была полностью запружена материковыми льдами. На рис. 123 отчетливо видна уже упоминавшаяся выше параллельная Оке глубокая ложбина, пересекающая южную часть Мещерской впадины между Белоомутом и Спасском-Рязанским и, скорее всего, служившая долиной доледниковой Пра-Оки. Она указывает на направление стока почти тождественное современному. Правда, в Мещере известны сквозные ложбины, пересекающие Окско-Клязьминское

междуречье в меридиональном направлении. К ним относится ложбина, прослеживающаяся от Клязьмы близ устья Поли на юг вдоль р. Пры. Аналогичная сквозная ложбина, по-видимому, протягивается восточнее Гусь-Хрустального вдоль рек Судогды и Колпи. Но пока с достаточной степенью достоверности можно предполагать существование стока вдоль них только в течение относительно поздних отрезков плейстоцена, в частности, в период московского оледенения. В целом же Окский бассейн, по всей видимости, принадлежал Волжско-Каспийскому водосбору с достаточно удаленного геологического прошлого.

Много неясного остается в реконструкции доледниковой эрозионной сети бассейна Верхней Волги. Выше устья Унжи долина этой реки обычно обнаруживает признаки молодой. По данным бурения, в пределах Верхневолжского доледникового плато она сечет вкрест погребенные эрозионные ложбины, направляющиеся с северо-запада в сторону Ростовско-Ярославского понижения. От последнего ответвляются две ложбины: долина Пра-Нерли, следующая вдоль Волжской и далее вдоль Клязьминской Нерли и восточнее Владимира входящая в древнюю долину Пра-Клязьмы, и долина, ведущая из района Костромы через долину Тезы также в сторону Клязьмы. Сток вдоль них в восточном направлении, несомненно, осуществлялся во время московского и калининского оледенений. Не исключено, что область Верхневолжского доледникового плато вначале принадлежала бассейну Балтийского моря. Когда и через какие пути сток полностью перестроился в сторону Волжско-Каспийского бассейна, сказать пока трудно. Ясно только, что прорыв современной волжской долины через Плес-Кострому возник довольно поздно и что нынешняя долина Волги между г. Горьким и устьем Унжи наследует древнюю долину последней.

В связи с восстановлением истории эрозионной сети водосбора верхней Волги возникает еще один сложный вопрос. Дело в том, что в этом районе бурением обнаружены погребенные под четвертичными отложениями крайне глубокие каньонообразные врезы. Подобные врезы широко распространены, например, в пределах Ростовско-Ярославского понижения, прослеживаясь на юг вплоть до северных склонов Клинско-Дмитровской гряды и частично совпадая с погребенными ложбинами Пра-Нерли и Пра-Дубны, следующей на значительном протяжении вдоль подножия этой гряды. Абсолютные отметки дна переуглубленных каньонов достигают: у Переславля-Залесского минус 51 — минус 40 м, близ Ростова минус 78 — минус 87 м, близ Ярославля минус 6 — минус 90 м, близ с. Некрасовского минус 110 м, близ Костромы минус 40 м. Подобные же погребенные каньонообразные переуглубления обнаружены и в области Галичско-Чухломского плато, где отметки их днищ местами доходят до 93 м ниже уровня моря. Многие из этих погребенных каньонов, по-видимому, сочленяются друг с другом в ветвистые системы, морфологически сходные с системами эрозионных долин, а нередко и попросту совпадают с погребенными и современными долинами. В то же время объяснить столь значительное переуглубление только действием водной эрозии достаточно трудно. При этом требуется допустить либо чрезвычайно резкое понижение общего базиса эрозии, либо необычайно большие амплитуды тектонических поднятий, почему-то сменившиеся впоследствии столь же мощными движениями обратного знака. Оба допущения не имеют в настоящее время сколько-нибудь надежного обоснования. Поскольку многие из подобных погребенных каньонов на отдельных отрезках имеют, по-видимому, неодинаково значительное переуглубление, а их днища заполнены древними моренными отложениями, несомненно, что их современная морфология во многом может быть связана с ледниковым выплыванием. Но целиком экзарационными формами их все же невозможно признать. Этому противоречит ветвистость в плане, весьма различная ориентировка по отношению к направлению движения ледника, вплоть до поперечной, и то, что они вырезаны в достаточно однородной толще осадочных пород, в которой экзарация не могла проявляться в столь резко избирательной форме. По аналогичным причинам невозможно истолковать эти формы как подледные рывины стока, хотя переработка некоторых из них деятельностью внутриледниковых потоков талых вод и вполне вероятна. Скорее всего, эти переуглубленные каньоны являются все же реликтами древней эрозионной сети, в разной степени преобразованной деятельностью ледника и его талых вод. Однако время их первоначального заложения, направление стока, при котором они образовались, и последующая история требуют еще дальнейшего исследования.

Глава IV

ТЕКТОНИКА

В тектоническом отношении описываемая территория располагается в центральной части Русской платформы.

Основные закономерности строения платформы были выявлены работами А. П. Карпинского (1894, 1919) и А. Д. Архангельского (1923, 1933, 1934, 1940, 1941) и этими же исследователями были намечены пути дальнейшего ее изучения. Значительно расширили представления о тектонике платформы работы Н. С. Шатского (1937, 1940, 1941, 1945, 1947, 1955, 1964). Особенно много внимания в них было уделено классификации, истории развития, происхождению и закономерностям расположения структур. Очень важное значение имела его работа по Пачелмскому прогибу (1955), касающаяся выделения желобообразных прогибов-авлакогенов в пределах Русской плиты (1964).

Существенное значение для изучения тектоники центральных частей Русской плиты имели исследования А. А. Бакирова (1948а, 1951а, 1954б), выделившего в пределах Волго-Уральской антеклизы, установленной Н. С. Шатским, несколько крупных тектонических элементов «...в виде погребенных сводовых поднятий и впадин...», давшего характеристику структур первого порядка и описавшего историю их геотектонического развития.

Значительные исследования на рассматриваемой территории были выполнены М. В. Муратовым (1962), который подробно осветил байкальский, каледонский, герцинский и альпийский этапы тектогенеза и подчеркнул вслед за Н. С. Шатским огромную роль в структуроформирующем процессе авлакогенов и синеклиз.

Существенный вклад в развитие представлений о тектонике центральных областей платформы внесли исследования Л. М. Бириной (1951, 1953б), В. А. Жукова (1945), Н. С. Ильиной (1961), Е. А. Кудиновой (1961), С. К. Нечитайло и др. (1957, 1958), А. С. Новиковой (1959, 1960, 1965), И. Е. Постниковой (1955), Р. М. Пистрак (1950а), П. Г. Суворова (1957), М. М. Толстихиной (1952а), Д. С. Халтурина (1966).

В юго-западной части Московской синеклизы тектоника изучалась О. А. Глико (1944), К. Ю. Волковым (1956) и М. И. Грайзером (1956а). В дальнейшем весь материал по этой части территории был обобщен в интересной работе К. Ю. Волкова, Б. Г. Виноградова и Е. В. Михайловой.

Изучению тектоники в центральных областях Русской платформы в значительной мере способствовали исследования С. И. Стражгородского (1965), С. В. Тихомирова (1960), Н. Н. Тихоновича (1944 и др.), в которых содержится много нового и интересного материала по тектонике валлообразных зон и отдельных поднятий.

Большое значение для выяснения тектоники рассматриваемой территории имели геолого-геофизические работы на нефть и газ, выпол-

ненные за последние годы, которые позволили существенно уточнить структуру палеозойских отложений. По этим данным К. Ю. Волковым (1966, 1969 гг.), Н. В. Островским (1968 г.), В. Н. Зандером (Зандер и др., 1967) и другими исследователями были составлены карты рельефа кристаллического фундамента, раскрывающие характер тектоники глубоких частей разреза с большей точностью, чем это было отражено в работах С. К. Нечитайло (Нечитайло и др., 1957), Э. Э. Фотиади (1955, 1958), П. С. Хохлова (1961) и др. Интересные работы по тектонике были выполнены коллективом геологов ГУЦР (Кузьменко и др., 1968 г.), ВНИГНИ (Островский и др., 1968 г.), треста «Геофизнефтеглеразведка» (Троицкий и др., 1965, 1968 гг.).

В настоящей работе дается описание тектоники кристаллического фундамента и осадочного чехла рассматриваемой части Русской платформы.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ

На рассматриваемой территории выделяются следующие основные элементы кристаллического фундамента: Московская впадина, северо-западное замыкание Пачелмского авлакогена, западная часть Токмовского свода и северное крыло Воронежского массива. Кристаллический фундамент этих региональных структур сложен магматическими и метаморфическими породами архейского, ниже- и среднепротерозойского возраста. Вещественный состав пород фундамента исследован неравномерно. В большей степени он изучен на северном склоне Воронежского массива, где представлен плагиогнейсами, гранитами, гранодиоритами, филлитами, биотитовыми кристаллическими сланцами; на Токмовском своде развиты архейские граниты и гранодиориты; в Пачелмском авлакогене породы фундамента не изучены, так как скважины заканчивались в верхнепротерозойских отложениях. Распространение плагиогнейсов, гранитов и гранодиоритов архея установлено и в Московской впадине к западу от меридиана г. Калинина. На основной, более погруженной, площади впадины фундамент вскрыт в единичных точках: в Максатихинской скважине он представлен биотитовыми гнейсами архея (по мнению М. М. Веселовской, хорошая сохранность первичных признаков приближает их к метабазитам михайловской серии нижнего протерозоя Воронежского массива); в Рыбинской скв. 2 вскрыты в интервале 2589—2813 м доломитовые мраморы с микро- и макропрослоями кварцита и признаками эпидот-амфиболовой фации метаморфизма (так называемая рыбинская свита? Л. Ф. Солонцова, сопоставляемая им с верхней частью ятулия среднего протерозоя Карелии). В северо-восточной части впадины фундамент представлен гнейсами с амфиболами (Решма), гранитами, гранодиоритами (Веллуга).

Рельеф фундамента изучен преимущественно сейсмическими и электроразведочными методами и редкой сетью скважин.

На карте рельефа кристаллического фундамента (рис. 124) можно выделить два основных направления прогибов и других структурных форм: северо-восточное (до субширотного) и северо-западное (до субмеридионального). Первое направление, четко выраженное, наиболее распространенное и относительно более молодое, по-видимому, соответствует структурным формам дальсландской (раннебайкальской) тектонической эпохи (850—1200 млн. лет); второе, значительно менее выраженное, вероятно, отражает, как считает А. А. Богданов (1967), структурные формы готской тектонической эпохи (1200—1750 млн. лет).

Подробно названия структур кристаллического фундамента приведены на тектонической схеме (см. прилож., рис. 125).

К Московской впадине относится наиболее мобильная часть кристаллического фундамента, ограниченная крупными разломами от окружающих массивов и щита. На юго-востоке граница этой структуры проходит вдоль Котельничского выступа и Токмовского свода; на юге впадина ограничена внешним (по отношению к впадине) бортовым разломом Подмосковного авлакогена с амплитудой до 1 км; на юго-западе и западе граница проводится в районе Оршанского грабена и Белорусского массива; на северо-западе границей является внешний бортовой разлом Валдайско-Солигаличского авлакогена.

С северо-востока Московская впадина не имеет замыкания и в районе Никольска, Рослятина и Нюксеницы предположительно соединяется с Мезенской впадиной. Общая площадь впадины достигает 400—450 тыс. км².

В пределах впадины располагаются две крупные структуры: Валдайско-Солигаличский и Подмосковный авлакогены. Кроме того, по структурно-геоморфологическим признакам выделяются юго-западная, центральная и северо-восточная зоны впадины.

Валдайско-Солигаличский авлакоген в границах рассматриваемой территории имеет протяженность более 1000 км и представлен своим субширотным отрезком между Валдаем на западе и Рослятином на востоке.

Почти на всем этом протяжении авлакоген отделяется субширотными прибортовыми разломами. Представлен авлакоген обычно отдельными грабенами протяженностью до 120—130 км и более 180 км, отделенными друг от друга небольшими горстообразными выступами протяженностью до 35 км; такая структура авлакогена объясняется наложением его на ряд более древних отрицательных и положительных структур северо-западного и субмеридионального простирания, относящихся к предшествующей готской эпохе тектогенеза. Амплитуда смещения по разломам составляет от 50—150 до 800—900 м.

Подмосковный авлакоген установлен между Велижем и Шатурой, имеет субширотное простирание; прослеживается на расстоянии 350 км. Максимальные глубины кристаллического фундамента (до 4,5 км) установлены в Павловопосадском грабене; такие же глубины фундамента определены в районе между городами Вязьмой и Гжатском (Рузско-Гжатский грабен). В пределах более изученной части авлакогена — в Теплостанском грабене — между субширотными прибортовыми разломами фундамента с амплитудой до 2,4—2,6 км установлены три дизъюнктивных нарушения северо-западного простирания с амплитудой до 1,0—1,2 км; относительно приподнят (на 1 км) средний блок (Люберецкий горстообразный выступ).

В Подмосковном авлакогене еще более четко, чем в Валдайско-Солигаличском, выявлены дизъюнктивные нарушения двух тектонических эпох: раннебайкальской (субширотные простирания) и готской (северо-западные простирания).

Западное продолжение авлакогена и характер его сочленения с древней структурой субмеридионального простирания — Оршанским грабеном — изучены недостаточно, но северо-восточное простирание двух разломов в этом грабене свидетельствует о частичной перестройке его в более позднюю (байкальскую) тектоническую эпоху. Восточное и северо-восточное продолжение авлакогена изучено очень мало: возможно, что авлакоген продолжается в этом направлении вдоль борта впадины и Котельничского выступа, а Воротиловский выступ фундамента является локальным блоком этой зоны.

Юго-западная зона впадины располагается между Оршей и Максатихой. Кристаллический фундамент здесь наиболее приподнят относи-

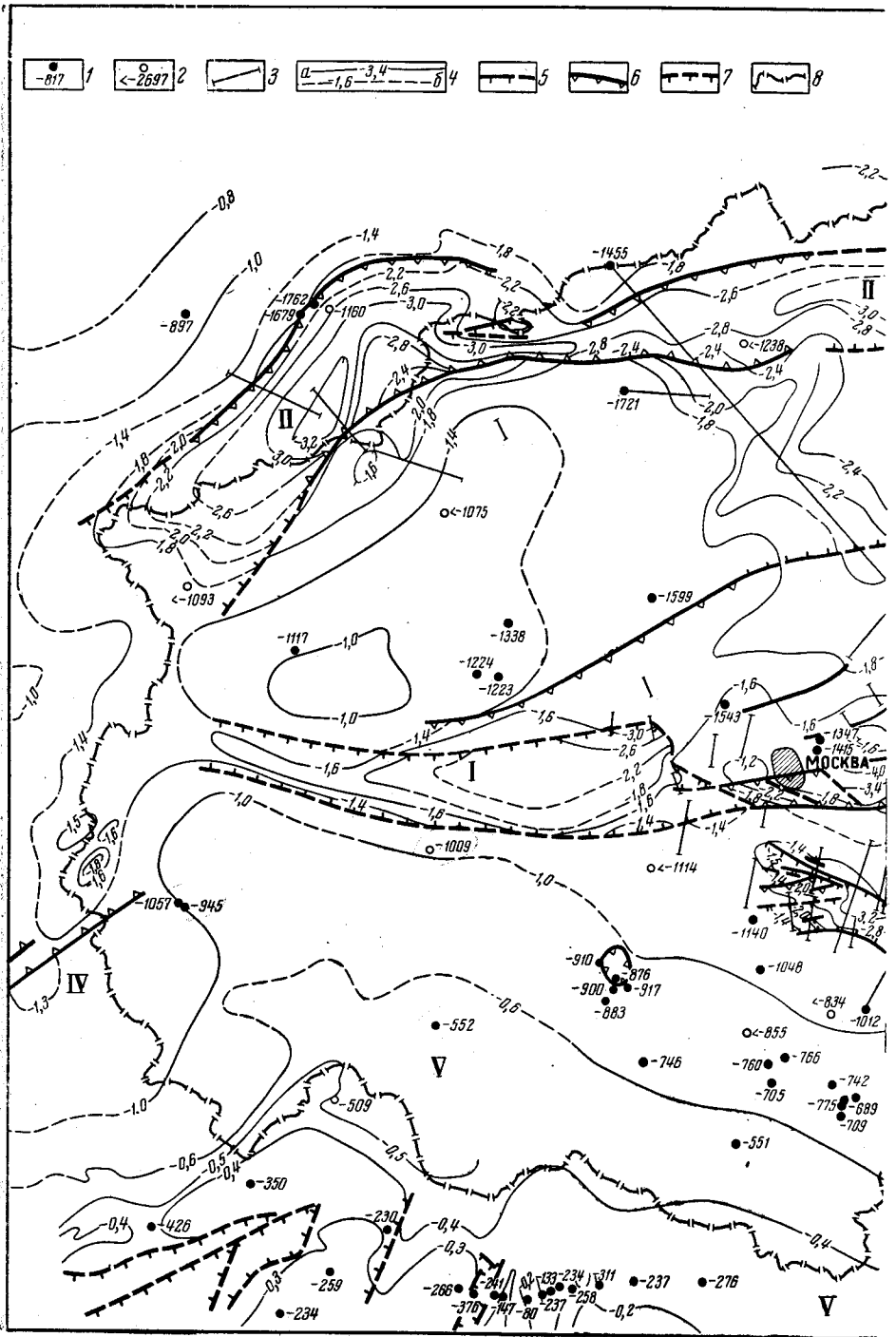
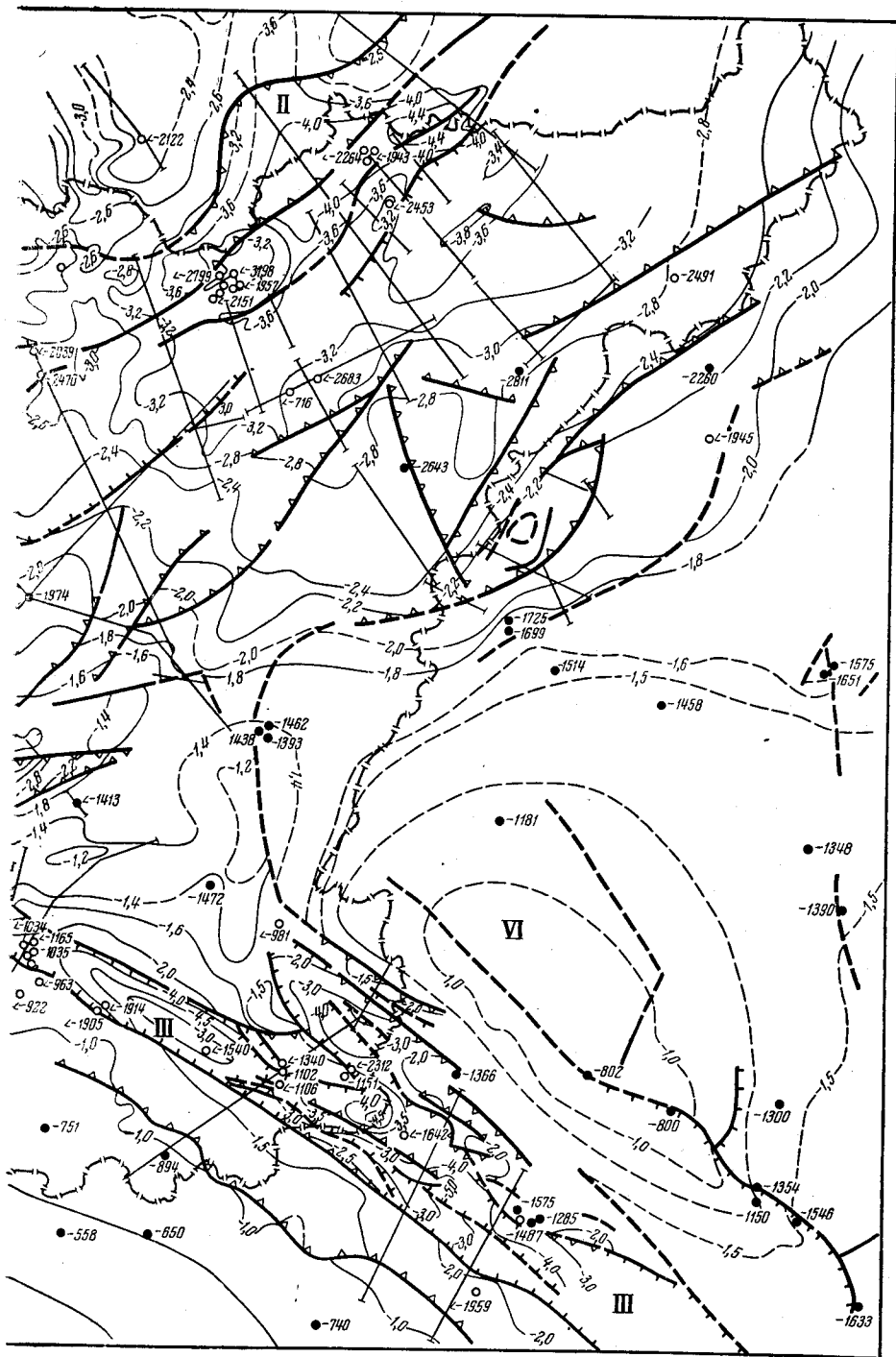


Рис. 124. Карта рельефа кристаллического фундамента центра Европейской части СССР. 1 — скважины, вскрывшие кристаллический фундамент и абсолютная высота поверхности забоя; 3 — сейсмические профили КМПВ; 4 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента по геолого-геофизическим данным; 6 — тектонические нарушения, установленные по геолого-геофизическим данным; 8 — границы территории, рассматриваемой в наклонном разрезе; III — Пачелмский авлакоген, IV — Оршанский грабен; V — Воронежский



Составили К. Ю. Волков и Л. А. Новикова

фундамента; 2 — скважины, не доведенные до кристаллического фундамента, и абсолютная высота до кристаллического фундамента (а — установленные, б — предполагаемые); 5 — тектонические нарушения, нанесенные по геофизическим данным (направление штриха указывает опущенное крыло); 7 — стоящем томе. Цифры на карте: I — Подмосковский авлакоген, II — Валдайско-Солигаличский кристаллический массив, VI — Токмовский свод

тельно остальной части рассматриваемой территории. Абсолютные отметки поверхности кристаллического фундамента на крайнем юго-западе — в Оршанском грабене — изменяются от минус 1000 до минус 1800 м. Грабен состоит из ряда локальных блоков с амплитудами смещения от 100 до 400—600 м, ориентированных в субмеридиональном направлении. Самый южный из них рассечен двумя сбросами северо-восточного направления, с опущенными юго-восточными крыльями. Возможное сопряжение этих сбросов со сбросами Рузско-Гжатского грабена, а также соединение Оршанского грабена с южной частью Валдайского грабена изучено недостаточно.

Абсолютные отметки кристаллического фундамента на остальной части территории, где расположен Нелидово-Торжокский выступ, составляют минус 1000—1400 м. Выступ имеет северо-восточное простирание и амплитуду 0,4—0,6 км. Можно предполагать, что в пределах его имеется более сложная система сбросов основного, северо-восточного, и подчиненного, северо-западного, направлений, разделяющих его на ряд блоков.

Центральная зона впадины, ограниченная региональными разломами кристаллического фундамента, может быть подразделена по преобладающим простираниям формы структурно-эрозионной поверхности фундамента на две части; в юго-западной части зоны (с общим субширотным направлением ее оси), примерно ограничиваемой с востока линией, проходящей по скважинам Краснохолмской, Рыбинской и Непейцинскими, встречаются структурные формы с северо-западными простираниями осей; в северо-восточной, наиболее погруженной части зоны, структурно-эрозионные формы поверхности кристаллического фундамента имеют северо-восточные простирания длинных осей, а простирания более древних структур (готской эпохи) не выделяются. По-видимому, это находит объяснение в меньшей степени изученности поверхности фундамента этой части зоны.

Северо-восточная зона впадины охватывает территорию прибортовой части Валдайско-Солигаличского авлакогена. Она осложнена двумя-тремя региональными разломами того же простирания, а также предполагаемой системой более древних разломов северо-западного и юго-восточного простираний, соответствующее направлению длинных осей структур Балтийского щита. Выделенные здесь в рельефе кристаллического фундамента выступы, по-видимому, располагаются на различных гипсометрических уровнях.

Располагающаяся на рассматриваемой территории область **северо-западного замыкания Пачелмского авлакогена** граничит с северо-восточным склоном Воронежского массива по региональному разлому, прослеженному от Сердобска, через Моршанск, Захарово, Зарайск и к Серпухову. Граница авлакогена с Токмовским сводом также определяется прибортовыми разломами, но имеет более сложный характер: от Пачелмы до Зубовой Поляны она проходит на Касимов, к северо-восточной зоне замыкания Сасовского грабена, огибает с востока и юга Тумско-Шатурский выступ Токмовского свода и далее следует в северо-западном направлении, вдоль прибортового разлома Рязано-Мосоловского и Коломенского грабенов до Серпухова.

Ширина авлакогена не превышает 25—30 км и только в средней части увеличивается до 70 км. Глубины залегания кристаллического фундамента изменяются от 2,3 км в прибортовых частях до 4,5—5 км, в наиболее погруженных его зонах. Опущенная часть авлакогена разбита поперечными разломами на блоки, занимающие различное высотное положение, с амплитудой смещения от 1,5 до 3,5 км и более. Эти блоки представляют собой грабены и горстообразные выступы; на сов-

ременном этапе изученности этой структуры здесь выделяются: Коломенский, Рязано-Мосоловский, Сасовский и Новософьинский грабены, а также Зарайский и Можарово-Шацкий горстообразные выступы.

Пачелмский авлакоген — структура древнего заложения, по-видимому, сформировавшаяся в готскую тектоническую эпоху. Возрастные структурные аналоги Пачелмского авлакогена распространены на Балтийском щите и его юго-восточном склоне, а реликтовые структуры того же этапа были указаны при описании тектонической структуры Московской впадины.

Западная часть Токмовского свода Волго-Уральского додевонского массива кристаллического фундамента определяет юго-восточную границу Московской впадины. В пределах рассматриваемой территории располагается погруженная на 200—600 м часть свода.

В последние годы установлено западное продолжение свода — Тумско-Шатурский выступ, отделенный от основной части свода меридиональным сбросом с амплитудой около 100—200 м. Выступ имеет форму клина, обращенного своей вершиной на запад; расположен он между Павловопосадским грабеном Подмосковского авлакогена и Коломенским и Рязано-Мосоловским грабенами Пачелмского авлакогена. Крылья клина опущены на 600—800 м к бортам ограничивающих его грабенов.

Северное крыло Воронежского кристаллического массива с севера ограничено бортовыми разломами Подмосковского авлакогена, с запада — Оршанским грабеном, с северо-востока — бортовым разломом Пачелмского авлакогена. Средние величины уклонов поверхности фундамента в этой части массива не превышают 4—5 м/км. Между городами Михайловом и Ртищевым выявлен разлом северо-западного простирания с амплитудой до 200 м. Возможно, что существуют и другие линейные дислокации субширотного, северо-западного, реже субмеридионального простираний. В районе Калуги глубокими скважинами и сейсмическими работами выявлено поднятие кристаллического фундамента с амплитудой 340 м и два ступенчатых сброса с амплитудами 50 и 210 м, приуроченные к южному борту воронкообразного погружения кристаллического фундамента.

ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ

В современной структуре платформы выделяются несколько крупных положительных и отрицательных тектонических элементов. Из них в границах рассматриваемой территории располагаются погребенные рифейские структуры — Валдайско-Солигаличский, Оршанский, Подмосковский и Пачелмский грабенообразные прогибы и более поздние образования — Московская синеклиза и часть Воронежской и Волго-Уральской (Токмовский свод) антеклиз. Строение и простирание этих региональных структур отображено на структурных картах (рис. 126—128), структурно-тектонической схеме (см. прилож. рис. 125) и геологических разрезах (рис. 129, 130). Характеристика структур производится на основании большого количества карт изопахит, структурных карт и профилей, составленных в 1968 г. Ю. Т. Кузьменко, К. Ю. Волковым, Б. А. Яковлевым и др.

Начало формирования осадочного чехла на описываемой территории связано с байкальским этапом развития Русской плиты (Шатский и др., 1957; Новикова, 1959; Муратов, 1962 и др.), когда происходило накопление грубообломочных красноцветных и вулканогенных рифейских отложений в глубоких узких линейновытянутых грабенообразных впадинах, ограниченных на крыльях массивами архейских и ниж-

терригенных и карбонатных отложений карбона, перми и триаса и залегающими на них несогласно образованиями мезо-кайнозоя. Суммарная мощность отложений достигает 3000 м.

Прогибание в синеклизе происходило неравномерно. Область преимущественного опускания и устойчивого осадконакопления наблюдается в центральной части синеклизы — в районах Данилова, Галича, Костромы, Ярославля и Грязовца. В юго-западной части синеклизы нисходящие движения были замедленные, что отразилось на распределении осадков.

Осадочные породы синеклизы залегают на поверхности рифейских отложений с разрывом, а на породах кристаллического фундамента — с крупным угловым несогласием. Они образуют различные по составу и возрасту четыре структурных яруса, разделенных перерывами в осадконакоплении и размывами, что обусловлено значительными тектоническими движениями в пределах Русской платформы. Нижний из них складывается породами рифея, второй — венда, кембрия и ордовика, третий — отложениями девона, карбона, перми и триаса, и верхний — отложениями мезо-кайнозоя.

Начало формирования синеклизы связано с опусканием в вендское время большого массива кристаллических пород, заключенного между разломами, наблюдаемыми в зонах развития Валдайско-Солигаличского и Подмосковского авлакогенов. В дальнейшем в прогибание были вовлечены склоны Балтийского щита, Украинского, Воронежского и Волго-Уральского массивов и древняя синеклиза, как это отмечено М. В. Муратовым (1962), перекрыла сеть грабенообразных рифейских прогибов.

Структура Московской синеклизы по сравнению с рельефом кристаллического фундамента этой территории не имеет резко выраженных форм. На карте поверхности валдайских отложений такие крупные структуры, как Подмосковский и Валдайско-Солигаличский авлакогены, а также ряд более мелких тектонических форм не находят прямого отражения. Только в западной части синеклизы в районе Нелидова и Старицы отмечается соответствие структур фундамента и осадочного чехла. Здесь выделяется Нелидово-Торжокский выступ со сводом между Зубцовом и Нелидовом. Однако размеры его по сравнению со структурой в фундаменте несколько сокращены.

Приосевая зона Московской синеклизы проходит через Волоколамск, Ярославль, Галич и Кологрив. Наиболее погруженная часть синеклизы соответствует опущенной зоне в кристаллическом фундаменте. В центре ее намечается Рыбинско-Любимская полоса поднятий. Борты погруженной части синеклизы осложнены уступами на юго-западе — в районе Ростова и Кинешмы и на северо-востоке — в районе Солигалича и Чухломы, что подтверждается сжатием изогипс.

На структурной карте кровли пашийского горизонта (см. рис. 126) Московская синеклиза имеет менее четкие формы. Сокращены размеры ее погруженной зоны и область ее максимального погружения смещена к северо-востоку, в район Кологрива. Амплитуда этой зоны по отношению к Рыбинско-Сухонской зоне поднятий достигает более 1000 м. Северо-западнее Рыбинско-Сухонской зоны поднятий прослеживается Грязовецко-Тарножский прогиб, соответствующий Солигаличскому грабену в кристаллическом фундаменте. В западной части синеклизы прямого соответствия между структурой кристаллического фундамента и осадочного чехла не наблюдается.

На карте кровли верейского горизонта (см. рис. 127) строение синеклизы более отчетливое. На ней хорошо прослеживаются зоны валобразных поднятий и прогибов, приуроченных к погруженной части. Особенно четко видна Рыбинско-Сухонская зона поднятий, зона, про-

стирающаяся в северо-восточном направлении от истоков р. Кашинки — притока Волги до р. Сухоны. Отмечается некоторое соответствие структур тектоническим элементам кристаллического фундамента. Так, прогиб, прослеживающийся от Красного Холма до Тарногского Городка, приурочен к зоне Валдайско-Солигаличского авлакогена. Такое же соответствие со структурой в фундаменте имеет прогиб, простирающийся от Углича до Кологрива.

В дальнейшем характер структуры Московской синеклизы существенно не меняется, что видно на карте подошвы казанских отложений (см. рис. 128). Только в пределах юго-западной части ее в мезозое наметились крупные перестройки. Московская синеклиза осложнена валлообразными зонами и подчиненными им локальными поднятиями.

Западная ее часть осложняется Волго-Мстинской, Зубцово-Кимрской и Нелидовской зонами поднятий. Приурочены эти структуры к Нелидово-Торжокскому выступу кристаллического фундамента.

Первая зона располагается в верховьях Волги. Она прослеживается от Ржева до устья р. Мсты и, по-видимому, состоит из нескольких полос поднятий. Одна из них проходит по правому берегу р. Волги — между Ржевом и Осташковым и имеет асимметричное строение; сводовая часть осложнена локальными поднятиями с амплитудой 10—15 м. Другая полоса поднятий приурочена к флексуорообразному перегибу слоев нижнего карбона в районе Селижарова.

Вторая зона поднятий располагается в районе Нелидова и Белого. Структурные осложнения приурочены к юго-западной части Нелидово-Торжокского выступа. По отложениям каменноугольных слоев они имеют северо-западное строение, близкое к направлению пологой складчатости Воронежской антеклизы. Локальные поднятия малоамплитудные и небольших размеров.

Третья зона поднятий выделяется условно в пределах юго-восточного склона Нелидово-Торжокского выступа. На юго-западе она выявлена по кровле верейского горизонта; в центральной и северо-восточной частях — по более высокому залеганию пород карбона. Наиболее изученным является Зубцовское поднятие.

Северо-западная прибортовая часть синеклизы имеет вид моноклинали, осложненной флексуорообразными изгибами, поднятыми зонами и другими тектоническими нарушениями нижнекаменноугольных и пермских пород. По-видимому, тектоническое строение осадочного чехла здесь более сложное, на что указывает крутое падение пород в сторону синеклизы и наличие уступов в кристаллическом фундаменте, разделяющих Балтийский щит и Валдайско-Солигаличский авлакоген. Установленные в каменноугольных отложениях локальные поднятия располагаются, по-видимому, в различных тектонических зонах. Особенно это относится к Пестовскому и Борисовскому поднятиям.

Центральная часть синеклизы осложнена Рыбинско-Сухоносской, Ростовско-Костромской и Приволжской зонами поднятий.

Ростовско-Костромская зона поднятий представляет собой валлообразную структуру, ось которой погружается с юго-запада на северо-восток к центру Московской синеклизы. Состоит она, очевидно, из двух полос поднятий. Впервые была установлена северо-восточная часть зоны (Гордеев, 1933 г.); в настоящее время структура подтверждена сейсморазведкой по глубоким отложениям верхнего палеозоя. Строение ее асимметричное; падение пород на северо-западном крыле, в районе Гаврилов-Яма и Бурмакино, составляет 20 м/км и в районе Больших Солей 40 м/км. Возле Костромы структура затухает. Флексуорообразному уступу соответствует тектоническое нарушение в кристаллическом фундаменте. Зона осложняется Гаврилов-Ямским, Бурмакинским и

Большесольским поднятиями, установленными по оксфордским отложениям.

Другая полоса поднятий прослеживается между Переславлем-Залесским и Москвой. Выделяется она условно по кровле верейских отложений. Здесь наиболее изучено Щелковское поднятие (Пашкевич, 1958 г). Оно является куполовидным асимметричным: падение слоев на крутом западном крыле достигает 1° . Амплитуда поднятия по кровле нижнешигровского горизонта составляет 40 м. В кристаллическом фундаменте ему соответствуют дизъюнктивные нарушения с амплитудой сброса до 500 м. Время формирования поднятия относится к послепюрьскому времени (Резник и др., 1965 г.).

Рыбинско-Сухонская (Сухоно-Солигаличская) зона поднятий является одной из крупных, сложно построенных структур, осложняющих осадочный чехол Московской синеклизы. Северо-восточная часть ее выявлена Е. М. Люткевичем (1931, 1935, 1939). В дальнейшем тектоническое строение ее было уточнено. К юго-западу от Солигалича была установлена новая структура, простирающаяся на расстояние более 300 км. Приурочена она к тектоническим нарушениям в фундаменте, ограничивающим рифейский Валдайско-Солигаличский авлакоген. Прослеживается зона поднятий по пермским и каменноугольным отложениям на расстояние до 600 км; ширина ее составляет 20—30 км. Юго-западное замыкание зоны, по-видимому, располагается в районе Молокова. Здесь в каменноугольных отложениях выявлена в 1968 г. флексура с крутым юго-восточным крылом, простирающаяся на расстояние 80 км. Северо-восточное замыкание зоны находится к западу от г. Котласа — вне пределов рассматриваемой территории. Ось ее проходит через Рыбинск, Любим, Рослятино и далее в север-северо-восточном направлении к р. Сухоне.

Состоит рассматриваемая зона из нескольких флексур, осложненных поднятиями; наблюдаются они в районах Молокова, Рыбинска, Данилова — Любима, Чухломы — Рослятина, Солигалича и в среднем течении р. Сухоны; большинство структур являются инверсионными. Флексуры асимметричные, крутым в большинстве своем является юго-восточное крыло с падением слоев до $2\text{—}3^\circ$ и более. С северо-запада зона поднятий подчеркивается Грязовецко-Тарножским прогибом, выполненным пермскими, триасовыми и мезо-кайнозойскими отложениями. Юго-восточный борт сопрягается на всем протяжении с Угличско-Никольским прогибом, состоящим из нескольких отрицательных структур меньших размеров.

Наиболее изучена Рыбинско-Любимская полоса поднятий. Юго-западное апикальное замыкание ее располагается на правом берегу Волги, а северо-восточное — в среднем течении р. Костромы. Валлообразная структура простирается более чем на 250 км; состоит, по-видимому, из трех флексуорообразных осложнений, приуроченных к тектоническим нарушениям в кристаллическом фундаменте. Первое из них асимметрично, располагается между Рыбинском и Воскресенском, падение слоев на северо-западном его крыле $2\text{—}4$ м/км, на юго-восточном — $0,5\text{—}1,0$ м/км; осложнено Рыбинским поднятием. Вторая флексуорообразная зона контролируется разломом в кристаллическом фундаменте, проходящем по линии Тутаев — Данилов — Любим — Буй. Падение слоев на крутом юго-восточном крыле составляет $10\text{—}40$ м/км, на северо-западном $3\text{—}6$ м/км. Структура осложнена Даниловским и Любимским поднятиями. К третьей зоне отнесено тектоническое осложнение в районе с. Дьяконово (Дьяконовское поднятие). Оно имеет иное простирание, чем Любимская структура, и, очевидно, приурочено к дру-

гому тектоническому нарушению. На поднятиях производятся поисковые работы на нефть и газ.

Рыбинско-Сухонская зона поднятий между Солигаличем и Кичменгским Городком имеет более сложное строение, чем на юго-западе. Значительно увеличивается ширина зоны: появляется несколько флексур, осложненных локальными поднятиями. Одна из них — Солигаличская намечается между Солигаличем и Тереховом по выходам на дневную поверхность отложений казанского яруса; крутым является северо-западное крыло с падением слоев до 5° в сторону Грязовецко-Тарножского прогиба. В фундаменте флексуре соответствует тектоническое нарушение, ограничивающее Валдайско-Солигаличский авлакоген с северо-запада. Флексура осложнена Солигаличским, Тевгинским, Коровновским и Тереховским поднятиями. Наиболее изученным является Солигаличское поднятие. Флексуры, расположенные юго-восточнее Солигаличской валообразной зоны, прослеживаются по поверхности казанских отложений от Чухломы до среднего течения р. Кичменги и соответствуют выделенной Е. М. Люткевичем Кунож-Кичменгской полосе поднятий. Они имеют крутые юго-восточные крылья с падением слоев до 5° в сторону Угличско-Никольского прогиба. Осложняется валообразная зона Бурдаковским, Рослятинским, Зеленцовским и другими локальными поднятиями. В кристаллическом фундаменте, в зоне расположения флексур, намечаются тектонические нарушения, ограничивающие Валдайско-Солигаличский рифейский авлакоген с юго-востока. По-видимому, разрывные нарушения имеются и в осадочном чехле, о чем свидетельствуют обнаруженные в Чухломской скважине на глубине 65—70 м термальные воды (70°) и внедрения диабазовых интрузий в отложениях среднего девона. Продолжением Рыбинско-Сухонской зоны поднятий является Сухонская валообразная структура, имеющая субмеридиональное простирание.

Развитие отдельных частей Рыбинско-Сухонской зоны поднятий происходило, по-видимому, неодинаково. Так, Любимская и Даниловская структуры формировались в предордовикское и мезокайнозойское время. Солигаличская структура, по мнению А. И. Федорова (1951 г.), начала развиваться в преддевонское время и окончательно оформилась в верхнеказанское время.

К юго-западу от Угличско-Никольского прогиба располагается Приволжская зона поднятий, простирающаяся от Тейкова до Кинешемского Поволжья. В структурном отношении она изучена недостаточно. Представления о ней основываются на материалах геологической съемки и небольшого количества неглубоких скважин, вскрывших разрез мезозоя и верхнего палеозоя. В пределах зоны установлены Тейковское, Арменковское, Южно-Костромское (Приволжское), Решминское поднятия и слабо выраженные осложнение осадочного чехла к югу от г. Плеса на Волге. Поднятия простираются преимущественно в субмеридиональном направлении под некоторым углом ко всей зоне и разделены прогибами. Наиболее крупным является Кинешемский прогиб, располагающийся к западу от Решминского поднятия. Морфологически поднятия валообразные, реже встречаются другие формы. Эта зона отличается от ранее описанных структур тем, что, очевидно, не имеет сплошного распространения и состоит из нескольких дислокаций, являющихся отражением дизъюнктивных дислокаций кристаллического фундамента. Одно из таких нарушений фиксируется в районе Решмы.

Юго-восточная прибортовая часть синеклизы осложнена Подмосковной зоной поднятий. Располагается она к югу от Москвы — на линии Шатура — Гжатск. Зона состоит из нескольких локальных под-

нятий (Подольское, Егорьевское и др.) преимущественно северо-западного простирания, приуроченных к тектоническим нарушениям, развитым в кристаллическом фундаменте грабенообразного прогиба. Широтное простирание имеет только структура в районе Никольского — Кудинова, где выделяется валообразная структура с крутым северным крылом. Образование этой валообразной зоны, по-видимому, связано с движением блоков фундамента в пределах широтного глубинного разлома, ограничивающего Подмосковный авлакоген с севера. Местоположение последнего определяется с достаточной точностью сейсмическими данными, а большая величина сброса, помимо сейсмических работ, подтверждается Павловопосадской глубокой скважиной. Морфологически локальные структуры имеют вид брахиантиклиналей или структурных носов. Амплитуда их обычно не превышает 15—20 м.

На северо-востоке территории прибортовая часть синеклизы осложнена Городецко-Ковернинской зоной дислокаций. Эта зона проявляется в осадочном чехле наличием сильно дислоцированных, терригенно-карбонатных отложений девона, карбона, перми, триаса и частично юры, а также продуктов вулканической деятельности. Залегают породы в отдельных глыбах под углом 50—60° и более. Происхождение дислокаций на ранних этапах исследований связывалось с карстовыми процессами, соляной тектоникой и другими явлениями. В 1961 г. Л. А. Варданянц высказал предположение о наличии в районе Городца и Ковернино трубки взрыва. Согласно другим исследованиям (Сусальникова, 1965), считается, что Городецко-Ковернинская тектоническая зона приурочена к выступу пород кристаллического фундамента, ограниченного тектоническими нарушениями с амплитудой смещения между приподнятым блоком и опущенной частью фундамента более 2 км.

По нашим представлениям, Городецко-Ковернинские дислокации возникли в результате вулканической деятельности, на что указывают следующие факты: 1) кристаллический фундамент по данным геофизических исследований залегает на глубинах 2200—2400 м; 2) в фундаменте имеется крупная кальдера с конусов выноса в средней части; 3) наличие в зоне дислокаций вулканических пород и брекчии осадочных образований; последние обычно образуются в прикратерной зоне вулкана (Малеев, 1968).

Дислокации перекрыты отложениями мезозоя. Над дислокациями располагается мезозойская Кавернинская впадина, осложненная в центральной части локальным поднятием. На северо-западе и юго-востоке от впадины прослеживается валообразная зона с крутым (1,5°) крылом, обращенным в сторону приподнятой части кальдеры. Формировались дислокации в послееюрское время.

Рязано-Саратовский прогиб является структурой унаследованной, развившейся на месте Пачелмского грабенообразного прогиба. Нижняя часть прогиба выполнена волынскими и валдайскими отложениями, залегающими несогласно на древних рифейских породах Воронежского и Волго-Уральского массивов. Верхняя часть прогиба слагается верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями. Большинство структур в виде флексур и валообразных зон, осложняющих прогиб, унаследовали свое положение и простирание от древних разломов, на что указывал Н. С. Шатский (1955).

Северо-восточный борт прогиба осложняется Коломенско-Шацкой, Окско-Цнинской, Ерахтуро-Зубовополянкой и находящейся за пределами рассматриваемой территории Керенско-Чембарской зонами поднятий.

Коломенско-Шацкая зона поднятий располагается в северо-западной части прогиба. Структура имеет вид пологой флексуры с крутым северо-восточным крылом, опущенным в сторону приподнятого блока пород кристаллического фундамента. Изучена недостаточно, особенно в средней части. Осложнена на северо-западе Коломенским и на юго-востоке — Сомовским поднятиями.

Окско-Цнинская зона поднятий до настоящего времени была изучена слабо. Отсутствовали сведения о строении кристаллического фундамента в районе зоны, в связи с чем неясно было взаимоотношение структур осадочного чехла и фундамента. Однако уже в этот период некоторые исследователи считали, что отдельные части вала развивались различно (Туруновский, 1939 г.). Они указывали на существование двух зон: Окско-Клязьминской и Окско-Цнинской. Такое разделение всей валообразной структуры на отдельные зоны является правильным, так как они осложняют различные региональные структуры и отделены в районе Касимова прогибом. Южная ветвь этой зоны (Окско-Цнинская) характеризуется сложным строением: большая ее часть располагается в зоне тектонического уступа в кристаллическом фундаменте, ограничивающего Сасовский грабен Пачелмского авлакогена с юго-юго-запада. Ось валообразной зоны проходит через села Каверино, Гремячево и Дубонос. Структура асимметричная. Наклон слоев каменноугольных отложений на крутом юго-западном крыле составляет 50—60 м/км; полная амплитуда по отношению к Владимиро-Шировскому прогибу равна 350 м; осложняется зона Азовским, Гремячевским и Увязско-Нестеровским инверсионными поднятиями. Севернее широты г. Ерахтура валообразная зона имеет другой характер строения. Крутым становится северо-восточное крыло с падением каменноугольных слоев 60—80 м/км. По-видимому, здесь намечается другая структурная зона, осложненная Касимовским поднятием. Она приурочена к тектоническому нарушению в кристаллическом фундаменте, ограничивающему Сасовский грабен Пачелмского авлакогена с северо-востока.

В отношении времени образования Окско-Цнинского вала существуют различные мнения. Наиболее правильными, вероятно, являются выводы А. П. Архангельского (1919) и П. С. Хохлова (1955), которые считали, что образование вала произошло в мезозойское время.

Ерахтуро-Зубовополянская зона поднятий осложняет северо-восточную часть Рязано-Саратовского прогиба в районе Сасовского грабена. На рассматриваемой территории располагается северо-западное замыкание зоны, находящееся в районе Ерахтура. Здесь происходит сочленение структуры с Окско-Цнинской зоной поднятий. Осложняется зона Зубовополянским, Беднодемьяновским и Шутинским поднятиями. Наиболее изученным из них является Зубовополянское поднятие, размеры его по кровле верейских отложений составляют 32×23 км; амплитуда поднятия 40 м, сводовая часть располагается в районе д. Калиновки. В кристаллическом фундаменте намечается тектоническое нарушение, имеющее одинаковое простираие с зоной поднятий.

Керенско-Чембарская зона поднятий располагается в районе северо-восточной части прогиба, состоит она из Вышинско-Чембарской, Веденяпино-Кольшлейской, Телегино-Колемасской, Блиновско-Военкомовской и Дурасово-Калининской полос поднятий. Из них первые три приурочены к северо-восточной прибортовой зоне тектонических нарушений, отделяющих Пачелмский рифейский прогиб от Токмовского свода. Две другие (Блиновско-Военкомовская и Дурасово-Калининская) располагаются к северо-востоку от прогиба — на склоне Токмовского свода и, по-видимому, являются частью Ерахтуро-Зубовополянской зоны поднятий.

Керенско-Чембарская зона поднятий наиболее полно освещена в работах П. С. Хохлова (1955, 1957). По его представлениям структурная зона осложняет юго-восточный склон Токмовского свода. Однако в настоящее время в свете новых данных о строении кристаллического фундамента отмечается другой характер размещения структур по отношению к региональным структурам.

Юго-западная прибортовая часть прогиба осложняется Зарайско-Старожиловской и находящейся за пределами рассматриваемой территории Сердобско-Славнинской зонами поднятий.

Зарайско-Старожиловская зона поднятий простирается в северо-западном направлении между с. Мосолово и г. Зарайском, длина ее составляет 130 км, ширина в средней части 10—12 км. Зона имеет асимметричное строение: падение слоев на северо-восточном крыле составляет 5—10 м/км, на юго-западном — 20—25 м/км. К сводовой части валообразной зоны приурочены Зарайское, Рязанское, Старожиловское и Засечское поднятия. Длина складок колеблется от 10 до 45 км, ширина 5—10 км; амплитуда поднятий в основном не превышает 20—30 м. Наиболее изучено Рязанское поднятие, размеры которого составляют 45×6 км. Поднятие имеет асимметричное строение: падение каменноугольных отложений на северо-восточном крыле составляет 10 м/км, а на юго-западном 20 м/км. Амплитуда поднятия по кровле верейских отложений в границах изогипсы 90 м равна 37 м. Начало формирования поднятия относится к верхнефаменскому времени (Стражгородский, 1964); структура является инверсионной.

В кристаллическом фундаменте зоне поднятий соответствует тектоническое нарушение в виде сброса. Абсолютные отметки на приподнятом крыле блока в районе нарушения составляют минус 1000—1200 м, а на погруженном — минус 4000 м.

По-видимому, тектонические нарушения наблюдаются и в осадочном чехле, так как в Мосоловской скважине, расположенной на юго-восточном замыкании структуры, в волинских отложениях встречен туфогенный материал.

Северо-восточное крыло Воронежской антеклизы имеет общее крыло с Московской синеклизой и Рязано-Саратовским прогибом. В строении его принимают участие различные по возрасту напластования осадочного чехла. Наибольшее развитие из них имеют девонские отложения; залегают они на кристаллическом фундаменте трансгрессивно. Отложения имеют повсеместное распространение. Мощность их колеблется от 300 до 600 м. Среднее падение отложений в сторону Московской синеклизы составляет 1,5—2,0 м/км. В том же направлении и в основном с тем же уклоном опускаются каменноугольные отложения.

Наиболее изучена территория к западу от г. Скопина, где производились геологоразведочные работы на уголь в Подмосковном бурогольном бассейне. Здесь на фоне моноклинального падения пород в сторону Московской синеклизы намечаются Барятино-Ульяновская, Чернская, Починско-Рославльская, Доброво-Бельская, Сафоново-Ельнинская и Тульско-Калужская (Труфаново-Павелецкая) валообразные зоны поднятий (Волков и др., 1962; Грайзер, 1956а).

Структурные зоны в осадочном чехле выражены слабо; они имеют расплывчатые формы; простираение их преимущественно северо-западное. В кристаллическом фундаменте имеются тектонические нарушения по линиям: Скопин — Тула, Венев — Калуга и Орел — Вязьма.

Наиболее изученной является Тульско-Калужская зона поднятий. Она простирается на запад-северо-запад; прослеженная длина ее более 150 км, ширина 10—20 км. Преобладающие наклоны слоев нижнекаменноугольных отложений на южном крыле структуры составляют 6—

10 м/км, на северном 2—3 м/км. На юге зона граничит с Щекино-Горловским прогибом. Структуры, осложняющие зону, имеют амплитуду 15—30 м; они в основном изучены по каменноугольным отложениям и только Калужское поднятие, расположенное в западной апикальной части зоны, освещено по глубоким горизонтам палеозоя. Это поднятие по каменноугольным отложениям имеет полукольцевую форму. В средней части его располагается Камельгинский прогиб. Общая длина валообразной зоны 65—70 км. Падение слоев на крыльях достигает 40 м/км; амплитуда зоны по отношению к Камельгинскому прогибу составляет 170 м.

Тектонические процессы в районе Калужского поднятия носили неравномерный характер. Особенно сильными они были в среднедевонское время, о чем свидетельствует обнаруженная в скважинах брекчия морских и мосоловских слоев, а также пород кристаллического фундамента (Тихомиров, 1960), что связано, по-видимому, с вулканической деятельностью. В кристаллическом фундаменте в районе Калужского поднятия выявлена сейсморазведкой кальдера круглой формы.

В восточной части территории к востоку от г. Скопина палеозойские породы испытывают погружение в основном на северо-восток в сторону Рязано-Саратовского прогиба. Падение каменноугольных и девонских слоев составляет в пределах моноклинали 1—1,5 м/км, в зоне структурных уступов до 4 м/км. Тектонические осложнения прослеживаются по линиям: Липецк — Милославское — Скопин, Грязи — Чаплыгин.

Основными структурами являются Тамбовско-Борисоглебская и Скопинско-Липецкая зоны поднятий. Северная часть последней располагается на рассматриваемой территории. Состоит она из двух валообразных зон, простирающихся в субмеридиональном направлении на расстояние более 100 км по линиям: Данков — Вослебово и Ряжск-Грязи. Строение их асимметричное. Разделены валообразные зоны Липецким прогибом, формирование которого, по-видимому, относится к нижнекаменноугольному времени.

Западная часть Волго-Уральской антеклизы (Токмовский свод). На формирование Волго-Уральского массива существенное влияние оказывали тектонические движения, происходящие в окружающих синеклизах. Его значительная часть (Тумско-Шатурский выступ) была погребена в вендское и девонское время под отложениями Московской синеклизы и Рязано-Саратовского прогиба. Современное положение Токмовского свода довольно четко прослеживается по отложениям саргавского горизонта. Он имеет северо-западное простираение; вершина его находится вне границ рассматриваемой территории — в районе Иссы и Ковылкино. Западным ограничением свода является прогиб, слабо проявляющийся по характеру изолиний на северо-западе и довольно четко на юго-востоке. Местоположение его соответствует Пензо-Муромскому мезозойскому прогибу. Палеозойские породы падают на юго-восточном крыле в сторону Рязано-Саратовского прогиба (1—2 м/км).

Западная часть свода на рассматриваемой территории осложняется Окско-Клязьминской зоной поднятий. Эта структура располагается на границе Московской синеклизы и Токмовского свода. Простирается она в субмеридиональном направлении на расстояние 200 км. Ось структуры проходит через Гусь Железный, Лапсю, Алферьево и Нейпецино; далее ось имеет северо-восточное направление по линии Ковров — Южа. Ширина складки составляет 7—10 км. От Окско-Цнинской структуры зона поднятий отделяется прогибом амплитудой 90 м. Южное замыкание зоны располагается в районе Гуся Железного. Северо-восточное замыкание зоны находится в районе Южи, где наблю-

дается выполаживание вала и погружение оси в направлении Пучежа. Абсолютные отметки кровли верейского горизонта в пределах зоны составляют минус 25—150 м в южной и центральной и минус 300—750 м в северо-восточной частях зоны. Падение отложений карбона на западном крыле достигает 50 м/км, на восточном 10—15 м/км. К востоку от валообразной зоны располагается Пензо-Муромский прогиб. С запада характер валообразной зоны подчеркивается Владимиро-Шиловским прогибом.

Сводовая часть валообразной зоны осложнена Ковровским, Непейцинским, Алферьевским, Лапсинским и Клетинским брахиантиклинальными поднятиями; амплитуда их составляет 20—30 м. Наиболее изучено по различным горизонтам девона и карбона Нейпещинское поднятие. Размеры его 26×6 м, амплитуда по верейским отложениям 61 м. В кристаллическом фундаменте валообразной зоне соответствует тектоническое нарушение.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПОЛОЖЕНИЯ СТРУКТУР НИЗШИХ ПОРЯДКОВ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Структуры осадочного комплекса располагаются закономерно. Они осложняют преимущественно наиболее подвижные в тектоническом отношении склоны региональных структур и области развития грабенообразных прогибов. Структуры обычно асимметричные, простираются на значительном расстоянии и имеют большие амплитуды. Крутые крылья обращены преимущественно в сторону регионального подъема слоев осадочного чехла, а по кристаллическому фундаменту соответствуют приподнятым частям блоков. Эта особенность ясно выражена в пределах юго-западных и западных склонов Токмовского свода и в Пачелмском прогибе.

Сводовые части положительных региональных структур являются устойчивыми зонами. Здесь тектонические процессы происходили замедленно, в связи с чем осадочный чехол слабодислоцирован.

Дислоцированность отложений наблюдается также в погруженной зоне Московской синеклизы. Они имеют линейный характер и высокую амплитуду. В магнитном и гравитационном полях им соответствуют линейные аномалии. Встречаются узкие асимметричные структуры (Ростовско-Костромская зона поднятий) и широкие зоны, где асимметричными являются оба крыла (центральная часть Рыбинско-Сухонской зоны поднятий).

Большинство исследованных тектонических форм приурочены к зонам линейных дизъюнктивных дислокаций, развитых в кристаллическом фундаменте, и имеют одинаковое с последними простираение. Тектонические осложнения в основном располагаются над зоной тектонического уступа в кристаллическом фундаменте. Последние предопределяют местоположение, простираение и размеры линейной структуры. Однако полного совпадения с уступами в кристаллическом фундаменте не наблюдается. Они обычно располагаются над зонами опущенных блоков, а их крутые крылья соответствуют тектоническим нарушениям в кристаллическом фундаменте. Такая особенность расположения характерна для склонов региональных поднятий и прогибов.

Многочисленные структурные зоны в пределах исследуемой территории подчинены планетарной системе тектонической трещиноватости (Шатский, 1955). Они образуют диагональные (СЗ—ЮВ, СВ—ЮЗ) и ортогональные (С—Ю, З—В) системы. Северо-западное простираение имеют в Рязано-Саратовском прогибе Коломенско-Шатская, Окско-Цнинская. Ерахтуро-Зубовополянская, Зарайско-Старожиловская. Ке-

ренско-Чембарская и другие зоны поднятий. Аналогичное простирание имеет часть структурных форм, приуроченных к зоне развития Подмосковного авлакогена (Подольское, Гжатское, Лыткаринское, Егорьевское и другие поднятия), Нелидово-Торжокского выступа (Волго-Мстинская и Нелидовская зоны поднятий) и Воронежской антеклизы (Барятино-Ульяновская, Доброво-Бельская и Сафоново-Ельнинская зоны поднятий).

Менее развиты в центральных областях Русской плиты зоны дислокаций ортогонального заложения. Они осложняют преимущественно склоны региональных поднятий. Так, долготное простирание имеют: на северо-восточном склоне Воронежской антеклизы — Скопинско-Липецкая и Тамбовско-Борисоглебская, на склоне Волго-Уральской антеклизы — Окско-Клязьминская и в Московской синеклизе — отдельные структуры Приволжской зон поднятий. Широтное простирание свойственно Тульско-Калужской зоне поднятий и одной из валообразных структур Подмосковной зоны поднятий.

Таким образом, в расположении и строении дислокаций отмечаются следующие закономерности:

1) преимущественно осложняют склоны положительных (Воронежская антеклиза, Токмовский свод) и наиболее погруженные части отрицательных (Московская синеклиза, Пачелмский прогиб) региональных структур;

2) представляют собой тип валообразных асимметрических линейных складок с крутым крылом, обращенным в основном в сторону регионального подъема слоев (Пачелмский прогиб);

3) наиболее четко выражены в зонах развития грабенообразных прогибов типа авлакогенов (Пачелмский, Валдайско-Солигаличский);

4) меньшее развитие имеют в пределах сводовых поднятий, встречаясь в виде расплывчатых малоамплитудных зон;

5) приурочены к зонам развития дизъюнктивных нарушений в кристаллическом фундаменте. Располагаются в большинстве своем над зоной опущенных блоков. При этом крутое крыло линейной структуры обращено в сторону приподнятого блока кристаллического фундамента и соответствует нарушению в последнем. Такая закономерность свойственна структурам Пачелмского прогиба;

6) представлены в основном одной-двумя линейными складками. Однако иногда встречаются зоны сложного строения, где наблюдается несколько асимметричных складок, имеющих одинаковое простирание со всей валообразной зоной (Рыбинско-Сухонская);

7) осложнены локальными структурами, расположенными ближе к крутому крылу складки;

8) подчинены планетарной системе тектонической трещиноватости.

Зоны поднятий и отдельные локальные структуры по генетическому принципу на данной стадии изученности можно разделить на инверсионные и унаследованные.

К инверсионным относятся следующие: в Рязано-Саратовском прогибе — Коломенско-Шатская, Окско-Цнинская, Ерахтуро-Зубовоплянская, Керенско-Чембарская, Зарайско-Старожилловская и Сердобско-Славнинская; в Московской синеклизе — Рыбинско-Сухонская (кроме Рыбинской), Ростовско-Костромская и, по-видимому, Окско-Клязьминская.

Унаследованные положительные тектонические элементы в большинстве своем развиты в пределах Нелидово-Торжокского свода и в юго-восточной части Московской синеклизы. К ним относятся Рыбинская структура, Зубцово-Кимрская и большая часть Приволжской зон

поднятий. Генетические особенности развития остальных структур не выяснены.

Образование структурных ступеней, флексур и других структур связано с неравномерным и неодновременным опусканием кристаллического фундамента в прогибах (Мушенко, 1963). Наиболее четко эта особенность образования структур видна в зоне Рязано-Саратовского прогиба, где тектонические нарушения предопределили форму древней региональной структуры, а в дальнейшем сказались в характере линейных дислокаций.

Процессы неравномерного и неодновременного прогибания происходили не только в зоне грабенообразных прогибов, но и распространились в отдельные периоды геологической истории на склоны сводовых поднятий (Хохлов и др., 1957; Мушенко, 1963), что приводило к возникновению структурных осложнений в осадочной толще.

Формирование инверсионных структур происходило в несколько этапов. Вначале на склонах сводовых поднятий и прогибов формировались моноклинали. В зоне уступов кристаллического фундамента, ограничивающих грабенообразные прогибы, они осложнялись структурными уступами (флексурообразными изгибами слоев) с наклоном слоев в сторону опущенного блока.

В дальнейшем тектонические подвижки происходили в пределах приподнятого блока кристаллического фундамента — в зоне расположения структурной террасы. Этот процесс, по-видимому, и послужил причиной формирования валообразной зоны и ее крутого крыла, опущенного в сторону приподнятой части кристаллического фундамента. При этом опускание блока было неравномерным. Больше погружение испытывала часть блока, граничащая с грабенообразным прогибом. Остальная зона блока являлась как бы «шарниром». Она опускалась с некоторым опозданием по сравнению с первой частью блока, образуя новую структурную ступень, соответствующую по своему положению разлому в кристаллическом фундаменте. В заключительный этап образования крупных валообразных зон в связи с «кораблением» приразломной части блока происходило формирование локальных поднятий.

В дальнейшем процесс формирования валообразной структуры повторялся. Однако интенсивность процесса, по мере удаления от грабенообразного прогиба, постепенно угасала. Этим и объясняется небольшая амплитуда и пологие формы структур в пределах склонов поднятий.

Таким образом, формирование инверсионных структур представляется в следующем виде: моноклираль — структурная ступень — флексурообразный изгиб (валообразная зона) — локальные поднятия.

Перспективы нефтегазоносности инверсионных структур весьма низкие, о чем свидетельствуют разведочные работы, выполненные на Окско-Цнинской, Керенско-Чембарской и Рыбинско-Сухонской зонах поднятий.

Глава V

НЕОТЕКТОНИКА

Различные исследователи по-разному характеризовали неотектонику центральных областей Европейской части СССР. Б. Л. Личков (1934) связывал характер движений земной коры главным образом с гляциоизостатическими процессами. Большую, северную, часть рассматриваемой территории он относил к «области интенсивных опусканий ледникового времени и поднятий послеледникового». Мещерская и Тамбовская низины, согласно этому исследователю, входят в «пояс полесий» — зону опусканий, примыкавшую к краю ледника. Иначе ставил вопрос Г. Ф. Мирчинк (1933б), считавший, что оледенения могли лишь несколько видоизменить общее направление тектонической истории, связанное в основных чертах с геологической структурой платформы. В пределах рассматриваемой территории Г. Ф. Мирчинк выделял область поднятия, охватывающую Смоленско-Московскую возвышенность и продолжающуюся на северо-восток, к Ярославлю. Мещерская низменность выделялась им как область опускания.

Н. И. Николаев (1949) почти всю рассматриваемую территорию относил к «области платформы с преобладающей тенденцией к поднятию, более заметно проявившемуся во вторую половину антропогена». В качестве самостоятельных областей поднятия он выделял Окско-Цнинский вал и южную часть Среднерусской возвышенности. Согласно позднейшим представлениям, вся рассматриваемая территория отнесена к области поднятия. Амплитуда поднятия более 100 м отмечена для Валдайской, Смоленско-Московской возвышенностей (включая Клинско-Дмитровскую гряду), Окско-Цнинского вала; поднятия свыше 200 м — для Среднерусской возвышенности. В работе Н. И. Николаева 1962 г. была дана несколько другая трактовка неотектоники Центральных районов: область Московской синеклизы на схеме неотектоники была отнесена им к «впадинам и прогибам с накоплением неоген-антропогеновых отложений значительной мощности», хотя в тексте указано, что «обращенная Московская синеклиза» испытала в неоген-антропогеновое время небольшое суммарное поднятие, амплитуда которого в среднем равна 50 м, и только по периферии синеклизы достигает 100 м. Таким образом, даже в оценке знака новейших движений до сих пор имеются противоположные мнения, особенно в отношении западной части Московской синеклизы (Верхневолжской низины) с мощным четвертичным покровом.

Особой проблемой остается происхождение крупных элементов рельефа рассматриваемой территории (возвышенностей, низменностей) и их связь с неотектоникой. Первоначально возвышенности северной половины Русской равнины рассматривались как моренные гряды. С накоплением данных бурения стало ясно, что в основе почти всех возвышенностей лежат выступы коренных пород.

Высказанному еще С. Н. Никитиным (1890б) представлению о том, что крупные неровности поверхности коренных пород в ледниковых

районах имеют чисто эрозионное происхождение, была противопоставлена гипотеза Б. Л. Личкова (1944); считавшего эти формы результатом неравномерных движений земной коры. Верхневолжская низина рассматривалась им как прогиб, возникший под влиянием ледовой нагрузки; Клинско-Дмитровская гряда — как компенсационное поднятие. Однако позже Н. Е. Дик (Дик и др., 1949) и другие геоморфологи привели убедительные факты в пользу доледникового возраста Клинско-Дмитровской гряды, Смоленско-Московской и Валдайской возвышенностей.

Ю. А. Мещеряков (1950, 1961, 1965) выдвинул представление об эрозионно-тектоническом генезисе этих возвышенностей. По его мнению они сформировались в течение длительного времени после отступления меловых морей как под влиянием размыва, так и неравномерных движений земной коры (связанных с активизацией разломов или волнообразными деформациями земной коры). Этот исследователь обратил внимание на общий инверсионный характер рельефа области Московской синеклизы, объясняя его затуханием активности этой структуры и сменой присущих ей опусканий сводовым поднятием. Проявляясь на фоне общего поднятия, доплейстоценовая эрозия обособила отдельные крупные останцовые возвышенности. С критикой этих представлений выступил С. С. Шульц (1958), утверждавший, что тектоническое происхождение имеют все крупные возвышенности ледниковой области.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ПОСЛЕМЕЛОВОЕ ВРЕМЯ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Анализируя сводный (обобщенный) геолого-геоморфологический разрез рассматриваемой территории можно выделить в истории движений земной коры в период континентального развития Центральных районов четыре крупных этапа. Первый **этап поднятия** устанавливается по наличию двух поверхностей выравнивания — исходной (I) и выработанной на более низком уровне (II). При этом образование нижней поверхности выравнивания, вероятно, было связано с затуханием поднятия или даже слабым опусканием. Следующий **этап поднятия** устанавливается по переуглублению древней речной сети по сравнению с современной. Наступивший затем **этап опускания** фиксируется по выполнению (и частичному погребению) древней речной сети мощной толщей ледниковых, флювиогляциальных и аллювиальных отложений. Новый **этап поднятия** отмечается лестницей террас, наблюдаемых в современных долинах.

По времени проявления первый этап наиболее продолжителен и охватывает отрезок геологического времени с позднего мела по неоген, второй — начало плейстоцена, третий ранний — средний плейстоцен, четвертый — поздний плейстоцен — голоцен.

Опускание третьего этапа почти полностью компенсировало поднятие предшествующего этапа. Последнее поднятие (четвертый этап) по своей амплитуде, однако, далеко не достигло амплитуды поднятия второго этапа и не компенсировало предшествующего опускания. Столь сложные соотношения разновозрастных движений, несомненно, послужили одной из основных причин больших расхождений в оценке характера неотектоники рассматриваемой территории разными исследователями. Отсюда вытекает, что наиболее распространенный способ суммарной оценки новейших движений недостаточен для характеристики неотектоники рассматриваемой территории. Более подходящим представляется способ поэтапного изучения неотектоники, разрабатываемый И. Л. Соколовским, Н. Г. Волковым (1965) и другими специалистами,

и включающий составление серии карт для разных этапов новейшего времени. Серию подобных карт, по нашему мнению, следует дополнить картой районирования территории по типу тектонического развития в новейшее время.

Для анализа истории неотектонических движений нами было использовано несколько сводных карт. Одной из основных явилась сводная схема гипсометрии ложа четвертичных отложений, составленная

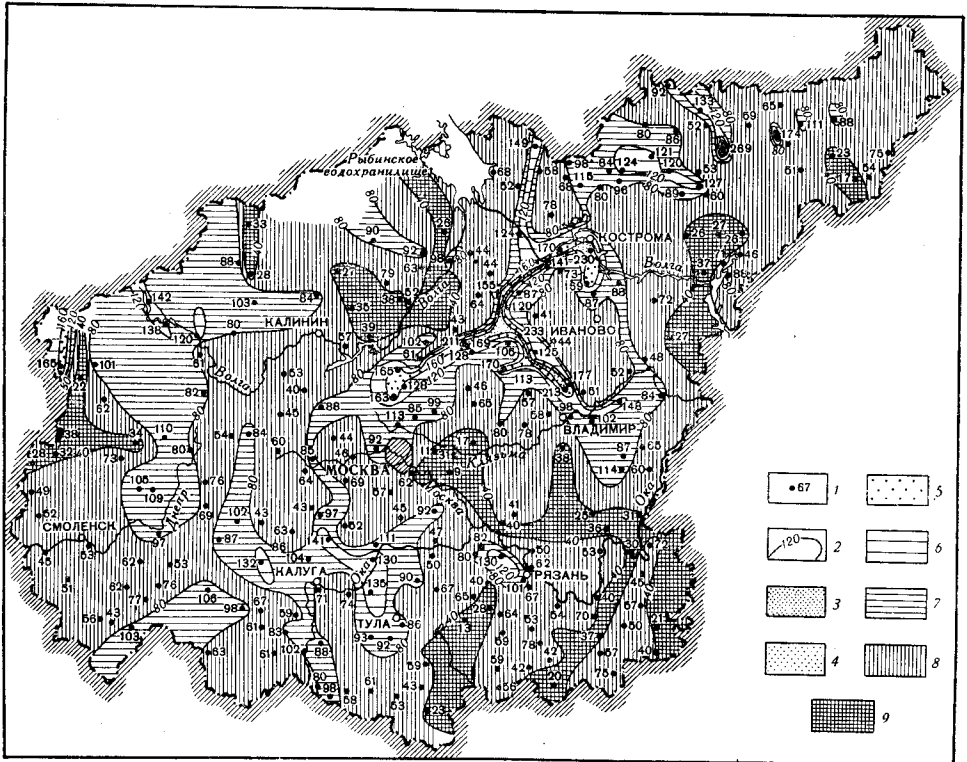


Рис. 131. Схема глубин эрозионных врезов в поверхность коренных пород

1 — глубина эрозионного вреза; 2 — изолинии глубин врезов. Шкала глубин эрозионных врезов: 3 — врез более 240 м; 4 — от 200 до 240 м; 5 — от 160 до 200 м; 6 — от 120 до 160 м; 7 — от 80 до 120 м; 8 — от 40 до 80 м; 9 — менее 40 м

С. Л. Бреславом и А. А. Шейдаковой (см. рис. 123). На основе этой схемы составлены: 1) схема поверхностей выравнивания, при построении которой использовались также новые данные о распространении неогеновых отложений. Эта схема явилась основой для характеристики движений земной коры первого этапа; 2) схема глубин эрозионных врезов в поверхность коренных пород (рис. 131) — составлена путем определения относительных высот в квадратах размером около 600 км², равномерная сетка которых была разбита на схеме гипсометрии ложа четвертичных отложений. Анализ глубин эрозионных врезов в поверхность коренных пород использовался для характеристики движений второго этапа; 3) схема морфоструктуры (рис. 132), отражающая соотношения крупных элементов рельефа поверхности коренных пород и элементов тектоники кристаллического фундамента, служащая для изучения первого и отчасти второго этапов.

Для изучения движений земной коры третьего этапа использовалась схема мощностей четвертичных отложений, составленная С. Л. Бре-

славом и З. К. Барашковой (рис. 133). Движения четвертого этапа характеризует относительная высота наиболее древних аллювиальных и ледниково-аллювиальных террас в долинах рек; ввиду отсутствия соответствующей сводной карты для изучения этого этапа использовалась карта относительных высот местных базисов эрозии (Соболев, 1938) с введением необходимых поправок, а также схема движений

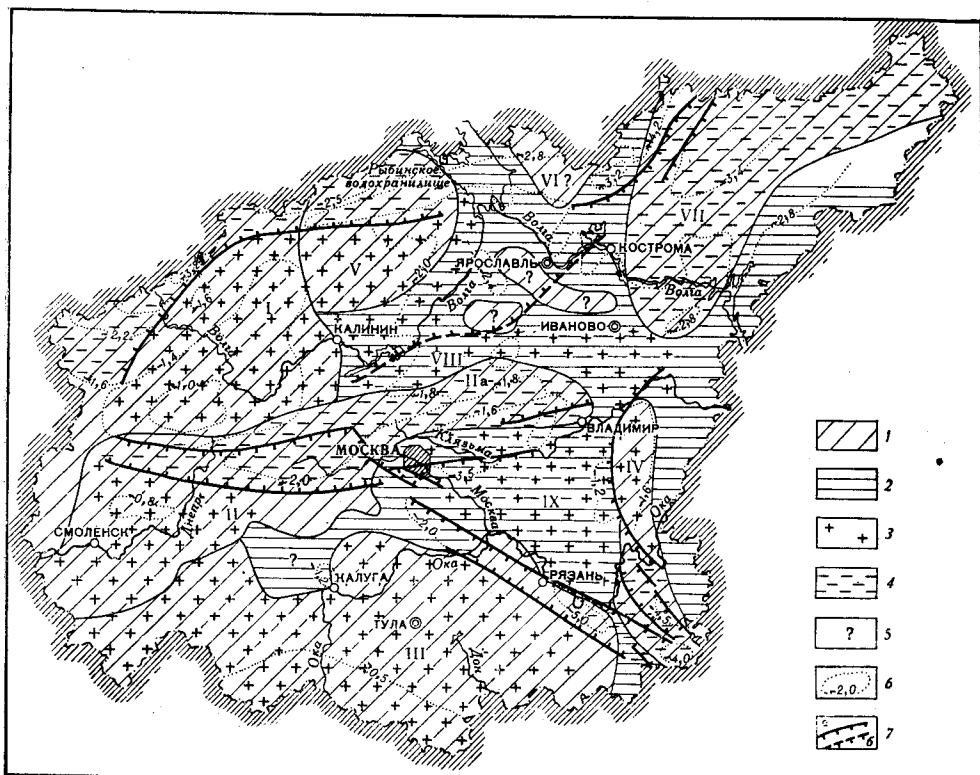


Рис. 132. Схема морфоструктуры

1 — крупные положительные формы рельефа — возвышенности, гряды; 2 — крупные отрицательные формы рельефа — низменности, низины; 3 — прямые (согласные) морфоструктуры; 4 — обратные (несогласные) морфоструктуры; 5 — районы с неустановленным типом морфоструктуры; 6 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента; 7 — тектонические нарушения (а — установленные, б — предполагаемые). Цифры на карте: I — Валдайская возвышенность; II — Смоленско-Московская возвышенность; III — Клинско-Дмитровская гряда; IV — Среднерусская возвышенность; V — Окско-Щинский вал; VI — Бежецкая возвышенность; VII — Грязовецко-Даниловская возвышенность; VIII — возвышенность Северные Увалы; IX — Верхневолжская низина; Мещерская низина

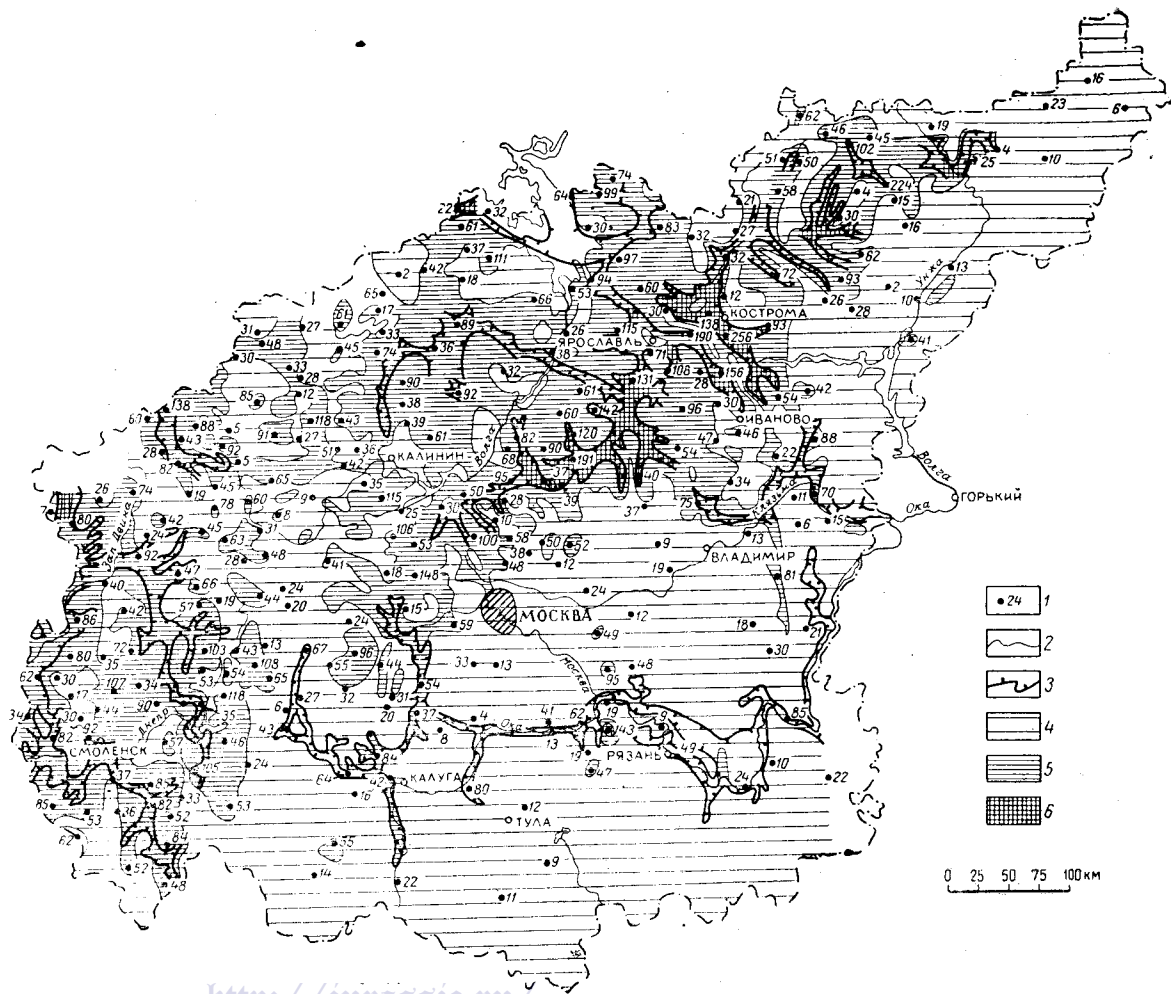
земной коры позднего плейстоцена-голоцена (рис. 134), составленная по геоморфологическим данным, и схема современных движений земной коры (рис. 135), основанная на геодезических материалах повторного высокоточного нивелирования.

ПЕРВЫЙ ЭТАП. ПОЗДНЕМЕЛОВОЕ — ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВОЕ ПОДНЯТИЕ

Исходной поверхностью для формирования современного рельефа Центральных областей послужила равнина, освободившаяся в позднем мелу от морских вод. Эта равнина имела полигенетический характер и включала как аккумулятивные участки, так и участки пластовых, слабо денудированных равнин (Мещеряков, 1965).

Рис. 133. Схематическая карта мощностей четвертичных отложений центра Европейской части СССР

1 — местоположение скважины и мощность вскрытых ею четвертичных отложений; 2 — изолинии мощностей; 3 — контуры древних долин; 4 — мощность четвертичных отложений меньше 40 м; 5 — то же, от 40 до 120 м; 6 — то же, 120 м и более



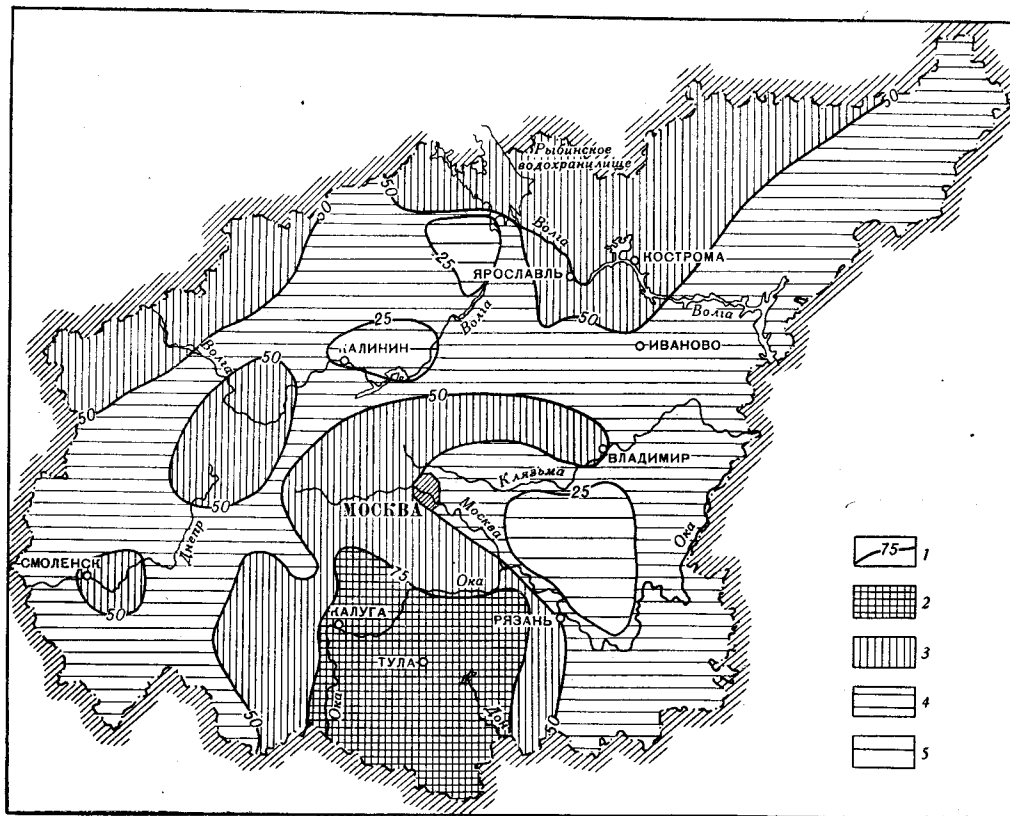


Рис. 134. Схематическая карта позднеплейстоценово-голоценовых движений земной коры центра Европейской части СССР

1 — изолинии поднятий в м; 2 — поднятие более 75 м; 3 — от 50 до 75 м; 4 — от 25 до 50 м; 5 — менее 25 м

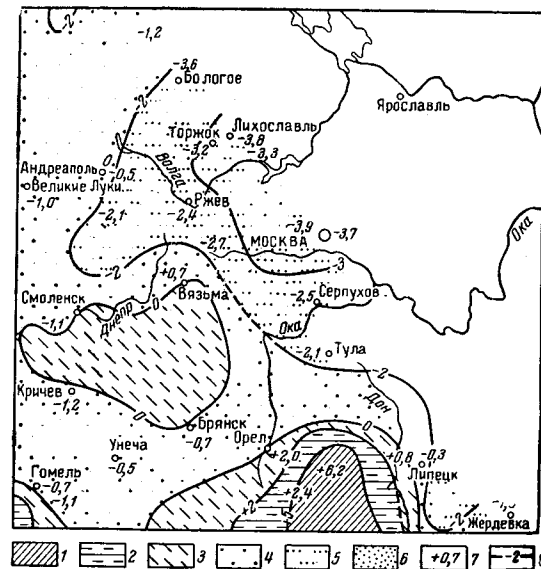


Рис. 135. Схематическая карта современных движений земной коры

Поднятия: 1 — более 5 мм/год; 2 — от 2 до 5 мм/год; 3 — от 0 до 2 мм/год. Опускания: 4 — от 0 до 2 мм/год; 5 — от 2 до 3 мм/год; 6 — более 3 мм/год. 7 — пункты повторного нивелирования и скорости современных движений (в мм/год); 8 — изолинии скоростей движений

В течение континентального периода развития исходная позднемеловая поверхность испытала общее поднятие, была неравномерно деформирована и подверглась размыву. По-видимому, под действием боковой эрозии рек на более низком гипсометрическом уровне стала формироваться II поверхность выравнивания, окончательное образование которой приближенно датируется неогеном — по пятнам проблематичных неогеновых отложений, сохранившихся на склонах долин и между-речьях рельефа коренных пород на абсолютных отметках около 80—100 м.

В настоящее время исходная геоморфологическая поверхность (I) расположена на абсолютных высотах от 180—190 до 250—270 м. Нижняя денудационно-аккумулятивная поверхность (II) имеет высоты порядка 80—110 м. Высота денудационного уступа между двумя поверхностями достигает $h_{I-II} = 80—100$ м. Считая амплитуду врез в первом приближении равной амплитуде поднятия, величина общего поднятия территории с позднего мела по неоген включительно будет равна $T_1 = h_{I-II} \approx 100$ м. Учитывая близость береговых линий палеогеновых и неогеновых бассейнов к району формирования II поверхности, можно полагать, что первоначальная высота последней была немногим выше уровня моря. В таком случае современную среднюю абсолютную высоту поверхности $H_{II} \approx 100$ м (от 80 до 110 м) можно рассматривать в самом первом приближении как суммарную среднюю величину посленеогенового поднятия территории, т. е. $T_{2-4} = H_{II} \approx 100$ м.

Для реконструкции рельефа и структуры первого этапа необходимо исключить суммарную величину общего поднятия территории за время после первого этапа. Для этого надо из высот I и II поверхностей выравнивания вычесть величину поднятия $T_{2-4} = 100$ м. В результате получим схему крупных форм древнего рельефа, существовавшего к концу первого этапа (рис. 136). Схему структуры (морфоструктуры) первого этапа можно получить, если на схеме древнего рельефа «восстановить» срезанной эрозией уровень I поверхности в районах распространения II поверхности, для чего к высотам последней следует прибавить среднюю величину эрозионного среза $h_{I-II} \approx 100$ м.

Схема, изображенная на рис. 137, отражает деформации исходной поверхности в первом этапе как бы в «чистом виде», т. е. без учета денудации этого же этапа. Как видно, в западной половине рассматриваемой территории выделялось обширное поднятие (с высотами исходной поверхности более 100—150 м), соответствующее Валдайской, Смоленско-Московской и Среднерусской возвышенностям. Слабее, но также достаточно четко выражены поднятия в районах Клинско-Дмитровской гряды, Окско-Цнинского вала и Северных Увалов. Относительно пониженное положение исходная поверхность занимала в районах Верхневолжской и Мещерской низин. Таким образом, все крупные морфоструктуры, проявляющиеся и в современном рельефе, возникли еще в первом этапе геоморфологического развития в результате неравномерных тектонических деформаций исходной полигенетической поверхности. Процессы размыва подчеркнули тектонически обусловленные неровности поверхности, сильно «углубив» прогибы, усилив контрасты рельефа на переходах от прогибов к поднятиям. Так, северный крутой склон поднятия в районе Клинско-Дмитровской гряды был подчеркнут эрозионной деятельностью мощного речного потока Пра-Волги.

Тектоническое происхождение крупных морфоструктур рассматриваемого района подтверждается при анализе схемы морфоструктуры (см. рис. 132). На этой схеме обращает внимание значительное распространение обращенных морфоструктур. Характерным элементом структур фундамента являются узкие желобообразные прогибы — авлако-

гены, ограниченные разломами. В рельефе же всем авлакогенам соответствуют не понижения, а возвышенности. Обращённые морфоструктуры типа возвышенностей-рвов лежат в основе Валдайской, Бежецкой, Смоленско-Московской возвышенностей, а также, по-видимому, Клинско-Дмитровской гряды и западной части Северных Увалов. В целом же некоторые возвышенности гетерогенны и включают как авлакогены, так и пологие поднятия фундамента. Прямыми морфострук-

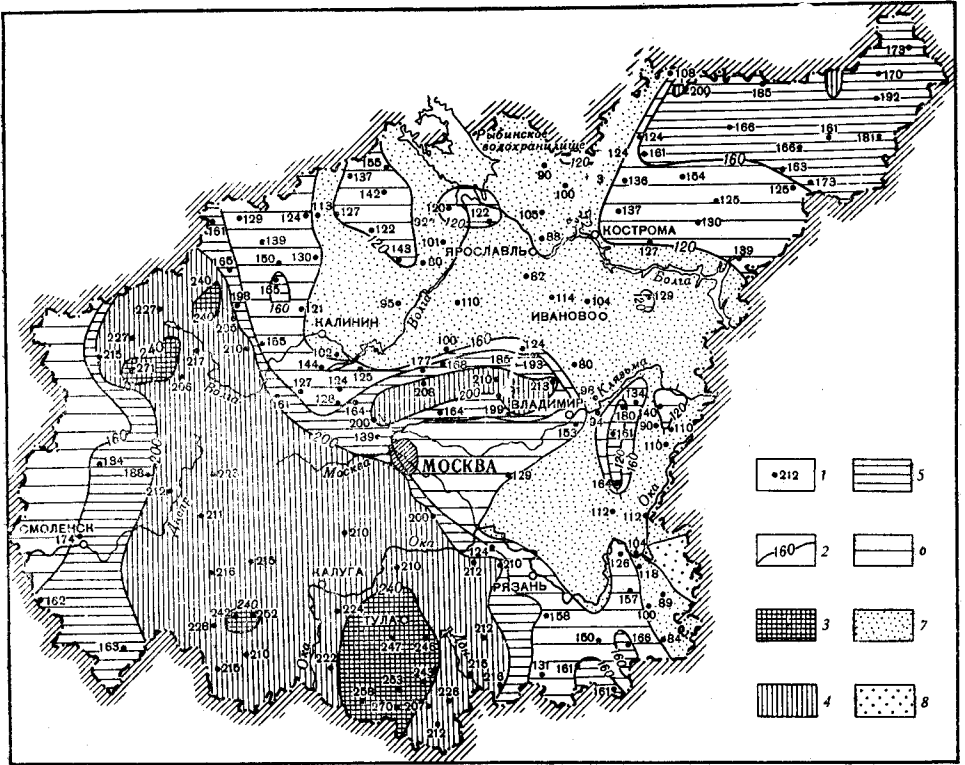


Рис. 136. Схема размещения крупных форм древнего рельефа

1 — абсолютная отметка поверхности дочетвертичного рельефа; 2 — изогипсы поверхности в м. Шкала высот: 3 — выше 240 м; 4 — от 200 до 240 м; 5 — от 160 до 200 м; 6 — от 120 до 160 м; 7 — от 80 до 120 м; 8 — ниже 80 м

турами, приуроченными к поднятиям фундамента, являются только северная часть Среднерусской возвышенности и северная половина Окско-Цнинского вала.

Инверсия рельефа была обусловлена, несомненно, движениями по разломам фундамента, ограничивающим авлакогены. О возможности таких движений в рассматриваемой области говорит наличие обращённых морфоструктур аналогичного типа в смежных районах платформы — в Вятской зоне поднятий, в районе Керенско-Чембарских поднятий, для которых подобное изменение знака движений и рельефа над авлакогенами доказано.

В пределах рассматриваемой территории некоторые авлакогены (например, Подмосковский) еще в меловой период имели несомненно прямой рельеф, будучи участками опускания и осадконакопления. Возникновение возвышенности на месте Подмосковского авлакогена в первом этапе геоморфологического развития можно объяснить только активным поднятием здесь земной коры.

ВТОРОЙ ЭТАП. НЕОГЕН-ПЛИОЦЕНОВОЕ ПОДНЯТИЕ

Время образования глубоких эрозионных врезов в поверхность коренных пород пока не может быть определено с большой точностью. По-видимому, оно началось *после* отложения проблематичных неогеновых толщ, которые распространены по склонам древних речных долин, на междуречьях и изредка по днищам глубоко врезанных долин, но *до* окского оледенения, поскольку наиболее древними отложениями, выполняющими переуглубленные долины в области днепровского оледенения, являются раннеплейстоценовый аллювий и окская морена. Важно отметить, что в разрезе скважины у сел Волконщина и Волокиды Смоленской области в основании погребенной глубокой долины залегает толща глин явно доокского, предположительно позднеплиоценового возраста (Шик, 1961б). По данным С. М. Шика, аналогичные доокские озерно-аллювиальные отложения известны и в Мещерской низменности. Тот факт, что в ряде районов в основании толщ, выполняющих древние долины, залегают днепровские ледниковые и водноледниковые отложения (Асеев, Веденская, 1962), как нам представляется, не противоречит выводу о доокском возрасте большей части глубоких эрозионных врезов. С. М. Шик (1960б) называет эти древние погребенные долины доледниковыми.

Доледниковое (доокское) переуглубление речной сети устанавливается почти на всей территории центра Европейской части СССР. Глубины древних долин достигают 150—200 м, их днища находятся в настоящее время на отметках до 50—60, максимум до 110 м ниже уровня моря. Возможно, что резкое углубление речной сети Центральных районов во время образования следует сопоставлять с предакчагыльским переуглублением речной сети в Нижнем и Среднем Поволжье, связывая эти палеогеографические события с общим интенсивным поднятием Русской платформы в среднем плиоцене. Это предположение, высказанное на основании геоморфологических материалов, согласуется со взглядами А. И. Москвитина и других исследователей, параллелизирующих окское оледенение с акчагыльской трансгрессией.

Существенно иначе со значительным «омоложением» следовало бы датировать глубокие врезы, если их рассматривать не как чисто эрозионные формы, а как ледниковые образования типа трогов (Горецкий, 1967). Не отрицая известной роли экзарации в моделировке поверхности коренных пород, в целом это предположение представляется неправильным. Если рассматривать отдельные поперечные профили долин, сделанные к тому же с преувеличением вертикального масштаба, еще можно сравнивать древние врезы с ледниковыми ложбинами, но при анализе планового расположения врезов на достаточно подробной карте такое предположение отпадает. Сложный, ветвящийся (древовидный) рисунок ложбин, типичный для речной сети, не оставляет сомнения в эрозионном (флювиальном) происхождении этих форм палеорельефа, которые могли быть лишь в небольшой степени видоизменены ледниковой эрозией. В этой связи интересны наблюдения Н. Г. Загорской (1960) на Новой Земле, где в речных долинах, полностью перекрытых ледниковым щитом в период зырянского оледенения, прекрасно сохранился весь комплекс речных террас. Сколько-нибудь существенного влияния на морфологию и развитие долины временное пребывание ее под ледниковым покровом не оказало.

Анализ глубин эрозионных врезов в поверхности коренных пород (на придолинных, относительно сниженных участках) показывает, что эти величины колеблются от 20 до 200 м ($h_2=20-200$ м). Если принять, что в конце неогена (до эпохи интенсивного поднятия) в условиях

относительно слабо расчлененного рельефа глубины врезов речных долин составляли в среднем около 20 м, тогда величина тектонического поднятия во второй этап будет равна $T_2 \approx h_2 - 20$ м.

На схеме (рис. 138) видно, что изолинии движений имеют преимущественно меридиональную ориентировку. В западной части рассматриваемой территории выделяется меридиональная полоса поднятий амплитудой более 50—60 м (до 100—120 м), охватывающая Валдайскую

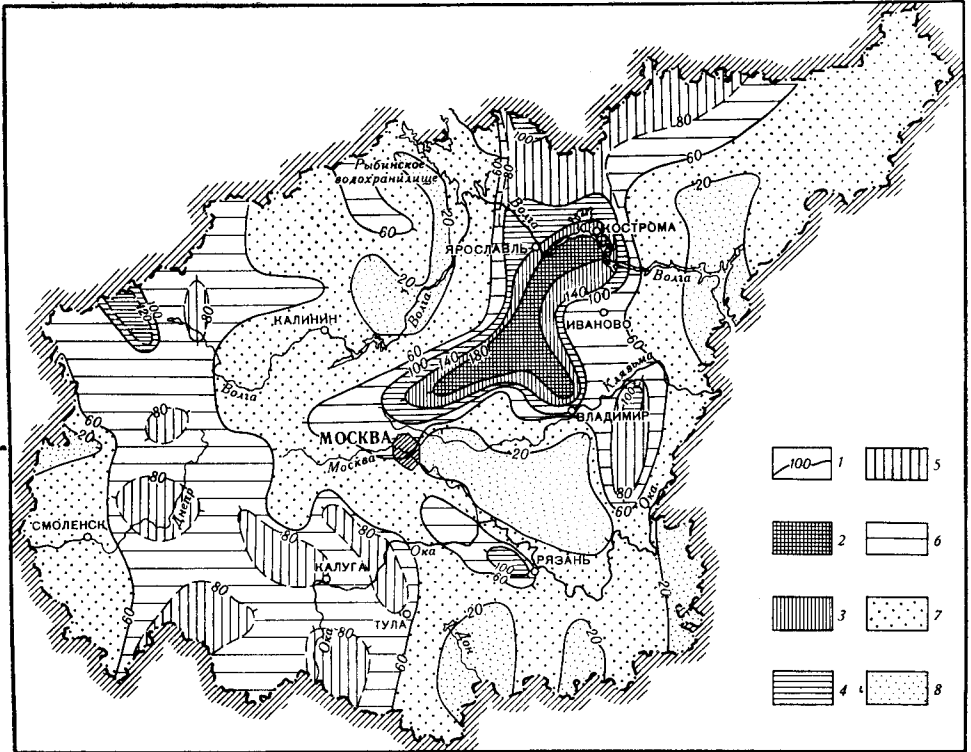


Рис. 138. Схематическая карта неоген-эоценовых движений земной коры центра Европейской части СССР

1 — изолинии амплитуд движений в м. Величина поднятий: 2 — выше 180 м; 3 — от 140 до 180 м; 4 — от 100 до 140 м; 5 — от 80 до 100 м; 6 — от 60 до 100 м; 7 — от 20 до 60 м; 8 — менее 20 м

возвышенность и западные части Смоленско-Московской и Среднерусской возвышенностей. В целом, эта полоса поднятия является унаследованной с первого этапа геоморфологического развития.

В расположенной восточнее меридиональной полосе, тянущейся от низовьев Мологи и Шексны к верховьям р. Москвы и включающей Мещерскую низину и восточную часть Среднерусской возвышенности, амплитуды поднятий составляют 20—60 м. Целостность данной полосы нарушается участками интенсивного поднятия (до 100 м) к югу от Рязани и в районе Клинско-Дмитровской гряды (до 150 м). Оба участка связаны с авлакогенами; первый в точности совпадает с Рязано-Мосоловским грабеном Пачелмского авлакогена; второй, по-видимому, лежит в зоне Подмосковного авлакогена.

Клинско-Дмитровский участок поднятия служит как бы ответвлением меридиональной зоны чрезвычайно интенсивного поднятия с максимальной амплитудой до 150—180 м, приуроченной к восточной части Верхневолжской низины (междуречье Волги и Клязьмы). В эту зону

поднятия амплитудой до 80—100 м входят также Грязовецко-Даниловская возвышенность и юго-западная часть Северных Увалов. В целом рассматриваемая полоса поднятия является не унаследованной. Особенно удивительной кажется приуроченность столь сильного поднятия к низменности: новейшие движения здесь не соответствуют морфоструктуре. Возможно, данное поднятие намечает продолжение Подмосковного авлакогена к северо-востоку (Минско-Московско-Котласский линейный блок, по Борисову, 1967). В рассматриваемую полосу входит и участок унаследованного поднятия, связанный с северной частью Окско-Цнинского вала.

Близ восточного края рассматриваемой территории намечается новая полоса (Кинешма — Горький — Тамбов) слабых поднятий амплитудой менее 20 м, т. е. практически стабильная.

В целом для второго этапа геоморфологического развития территории Центральных районов характерны волнообразные деформации преимущественно меридионального направления, что проявилось выделением двух полос интенсивного поднятия, разделенных полосами замедленного поднятия или относительно стабильными.

Средняя величина поднятия рассматриваемой территории за второй этап будет равна $T_2 \approx 80 \div 100$ м.

Анализ эрозионных врезов позволяет высказать предположение, что в предледниковое время сток бассейна современной верхней Волги направлялся в сторону северных морей. Главный водораздел Русской равнины (водораздел северных и южных морей) лежал близ 56° с. ш., т. е. на 4° южнее, чем в настоящее время. Вероятно, площади бассейнов северного и южного стока в эту эпоху были примерно равными.

ТРЕТИЙ ЭТАП. РАННЕ- И СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ ОПУСКАНИЕ

С окского, лихвинского, а в некоторых районах, возможно, с начала днепровского времени общее поднятие территории Центральных районов сменилось опусканием. Признаком его служит заполнение доледниковых глубоких долин толщей ранне- и среднечетвертичных отложений общей мощностью до 80—100 м, местами даже до 200—250 м. Накоплению и сохранности этой толщи способствовало наличие погребенных древних речных долин, направление которых, особенно в районах наиболее интенсивного опускания и осадконакопления, нередко сильно отличается от направления современных долин. Мощности отложений, накопленных в течение рассматриваемого этапа, могут служить, по-видимому, единственным критерием амплитуд опусканий. Однако интерпретация величин мощностей на схеме (см. рис. 133) представляет известные трудности. Так, мощности ледниковых отложений на древних водораздельных пространствах вряд ли могут указывать на амплитуды движений. Более показательны суммарные мощности ледниковых, флювиогляциальных и древнеаллювиальных отложений в долинах. Поэтому при составлении схематической карты ранне- и среднеплейстоценовых движений земной коры (рис. 139) были отобраны лишь характерные значения мощностей отложений в древних долинах. Кроме того, было решено использовать не только абсолютные величины M_3 мощностей, но и относительные их значения путем использования показателя $K = \frac{M_3}{h_2} \cdot 100\%$, где M_3 — мощности плейстоценовых отложений, накопленных в долинах в течение третьего этапа; h_2 — глубины врезов древних речных долин, образовавшихся во второй этап.

Целесообразность использования показателя K обоснуем на следующем примере. Предположим, в древней долине накоплена толща отложений мощностью $M_3=30$ м. Если глубина долины $h_2=30$ м и $K=100\%$, очевидно, что древняя долина была целиком заполнена (а при $K>100\%$ — полностью погребена) отложениями. Такой случай можно связывать со значительным опусканием территории. Другое дело, если при той же мощности $M_3=30$ м, глубина долины $h_2=100$ м; $K=30\%$. В этом случае долина, будучи заполнена отложениями всего лишь на треть, сохранилась в рельефе. Не исключено, что такая мощность отложений может быть близка к так

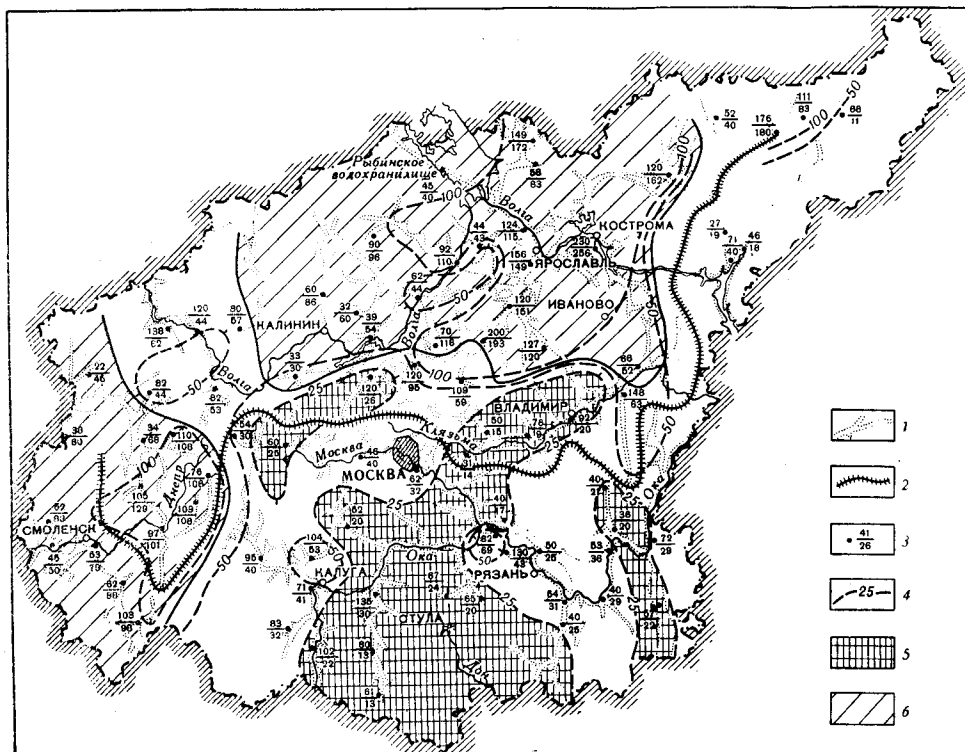


Рис. 139. Схематическая карта ранне- и среднелейстоценовых движений земной коры центра Европейской части СССР

1 — доледниковые долины; 2 — доледниковый водораздел; 3 — глубина речных долин (числитель) и мощность четвертичных отложений в них (знаменатель) в м; 4 — изолинии мощностей четвертичных отложений в долинах; 5 — районы, где мощности четвертичных отложений меньше 25 м (участки поднятий); 6 — районы, где древние долины целиком заполнены четвертичными отложениями (участки наиболее интенсивного опускания)

называемой нормальной мощности (Шанцер, 1951), накапливаемой в долинах в условиях относительно стабильного тектонического режима. Не зная гидрогеологических характеристик древних рек, показатель $K<30\div50\%$ будем рассматривать условно как признак относительной стабильности или поднятия земной коры. Величину $K>100\%$ ($\pm 10\div20\%$) примем как показатель безусловного интенсивного опускания земной коры.

На рис. 139 четко выделяются области: 1) где древние долины второго этапа были целиком заполнены отложениями третьего этапа ($K>100\%$) и 2) где заполнение было лишь частичным ($K<100\%$). Намечаются две крупные области интенсивного опускания. Первая, включающая Верхневолжскую низину, охватывает район от Вышнего Волочка на западе до меридиана Галича на востоке; с юга область ограничена широтой Клинско-Дмитровской возвышенности. Другая область значительного опускания приурочена к западной части рассматриваемой территории (западнее линии Нелидово — Вязьма — Брянск)

и включает часть Смоленско-Московской и Валдайской возвышенностей.

Область, где $K < 100\%$, включает основную часть Валдайской возвышенности и почти всю часть Центральных районов, лежащую к югу от широты Клинско-Дмитровской возвышенности.

В целом относительные показатели мощностей (K) хорошо увязываются с абсолютными значениями мощностей долинных отложений (M_3). Использование показателей M_3 позволяет детализировать картину движений земной коры, полученную путем анализа коэффициента K . Участки, где $M_3 < 25$ м, можно рассматривать, по-видимому, как относительно стабильные или слабо поднимавшиеся. Сюда относятся: южная часть Окско-Цнинского вала, западное обрамление Мещерской низины, Среднерусская возвышенность. Мещерская низина выделяется как область относительного погружения. Интересно, что повышенные значения мощностей отложений, накопленных в третьем этапе (до 40—60 м) отмечаются на северо-западном окончании Пачелмского авлакогена (к югу от Рязани), где в предыдущем этапе отмечалось интенсивное поднятие. Возможно, что в третьем этапе этот участок авлакогена вновь испытал небольшое опускание. Напротив, участок Подмосковского авлакогена в районе Гжатска (Русско-Гжатский грабен), который во втором этапе поднимался сравнительно слабо, в этот этап стал полосой поднятия на фоне общего опускания.

Изменение характера движений отмечается и на западе рассматриваемой территории, где полоса относительного погружения распространялась на восток, охватив районы Валдайской и Смоленско-Московской возвышенностей (между Смоленском и Вязьмой), которые в предыдущем этапе испытывали поднятие. Этот вывод согласуется с результатами детальных исследований В. А. Исаченкова (1967), который установил, что в конце среднего плейстоцена весь бассейн верхнего Днепра был сильно опущен.

Наиболее разительные изменения произошли в районе Верхневолжской низины. Область интенсивного поднятия амплитудой до 150—180 м превратилась в рассматриваемый этап в область столь же интенсивного опускания, полностью компенсировавшего предшествующее поднятие.

Произошли некоторые изменения и в общем характере движений. Меридиональная ориентировка участков поднятия и опускания, характерная для второго этапа, ясно сохранилась лишь в самой восточной части Центральных районов. На остальной территории наметились субширотные простирания тектонических движений, согласно которым территория Центральных районов делится по широте Клинско-Дмитровской гряды на две части — северную (относительно опущенную) и южную (относительно поднятую). В южной части, по линии Смоленск — Дорогобуж — Серпухов — Рязань, намечается субширотная полоса относительного и абсолютного погружения. Общей направленностью движений земной коры третьего этапа следует считать погружение средней амплитудой $T_3 \approx -80 \div 100$ м.

Возникает вопрос: не объясняется ли относительная погруженность северной, испытавшей неоднократно оледенения, части Центральных районов ледниковой нагрузкой и нельзя ли связывать низкое положение подошвы древних долин (до 50—100 м ниже уровня моря) с остаточным влиянием нагрузки московского и валдайского ледниковых покровов? Представляется, что гляциоизостатические причины не могут объяснить указанные особенности. Специальные исследования показывают, что гляциоизостазия очень мощный, но сравнительно кратковременно действующий фактор. Период в 10—20 тыс. лет более чем достаточен для восстановления изостатического равновесия, нарушенного ледниковой нагрузкой. Между тем после московского оледенения прошло более 100 тыс. лет. Остаточное влияние нагрузки валдай-

ского оледенения также мало вероятно. Если бы амплитуда погружения определялась влиянием этого, более позднего оледенения, то именно в области его распространения днища древних долин были бы опущены ниже уровня моря. В действительности, на Валдайской возвышенности днища древних долин не спускаются ниже $+40 \div +50$ м, тогда как в Верхневолжской низине, не захваченной валдайским оледенением, основания долин лежат ниже уровня моря. Таким образом, основные черты движений земной коры определялись не гляциоизостатическим фактором, а собственно тектоническими движениями, морфоструктурными условиями.

Ледниковые нагрузки и разгрузки, безусловно, оказывали влияние на ход движений земной коры, однако это были лишь относительно мелкие колебания, осложняющие основные ритмы. В. А. Исаченков (1967) проследил влияние гляциоизостатического фактора на движения земной коры бассейна верхнего Днепра. Он установил, что с днепровским и московским оледенениями были связаны усиленные опускания, обусловленные, очевидно, ледниковой нагрузкой. После московского оледенения бассейн верхнего Днепра испытал изостатическое поднятие, однако свидетельств последнеднепровского изостатического поднятия нельзя обнаружить. Это объясняется, по-видимому, своеобразной интерференцией гляциоизостатических колебаний и тектонических движений (рис. 140). Сравнительно слабое гляциоизостатическое поднятие последнеднепровского времени было «подавлено» общим опусканием территории (третий этап, согласно принятой нами периодизации). После московского изостатического поднятия проявилось в другой, более благоприятной, обстановке: оно наложилось на окончание третьего этапа, на фазу перехода от опускания к поднятию. Таким образом, гляциоизостатические процессы, накладываясь на собственно тектонические движения, осложняли их, но не были определяющим фактором.

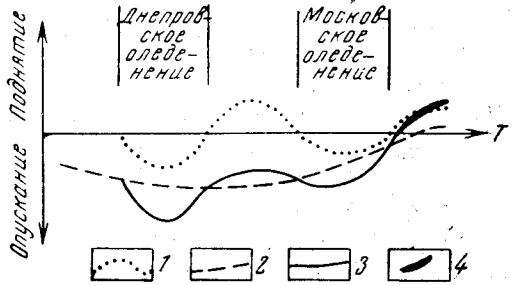


Рис. 140. Принципиальная схема интерференции гляциоизостатических и тектонических колебаний в бассейне верхнего Днепра в среднем плейстоцене

1 — график изостатических движений; 2 — график тектонических движений. Результирующая кривая: 3 — опускание; 4 — поднятие

ЧЕТВЕРТЫЙ ЭТАП. ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ — ГОЛОЦЕНОВОЕ ПОДНЯТИЕ

В конце среднего — начале позднего плейстоцена территория Центральных районов была вовлечена в общее поднятие. Свидетельством его служит, как отмечалось, лестница террас в речных долинах. Наиболее ранние по времени образования террасы датируются как московские (в области московского оледенения — позднемосковские флювиогляциальные террасы, долинные зандры). Высота этих наиболее древних ступеней в террасовой лестнице на большей части рассматриваемой территории около 30—40 м.

Валдайская возвышенность и другие районы, подвергшиеся валдайскому оледенению, были вовлечены в поднятие позднее, чем остальная территория Центральных районов, — после стаивания ледникового покрова. Однако по высотам террас и, по-видимому, по амплитудам поднятия Валдайская возвышенность не уступает районам московского оледенения. Это можно объяснить сравнительно быстрым послевалдайским поднятием возвышенности, амплитуда которого оценивается в 40—50, иногда 60 м. Возможно, что гляциоизостатическое поднятие района Валдайской возвышенности было усилено возобновившимся тектоническим поднятием в пределах Валдайско-Солигаличского авлакогена (Валдайский грабен).

В среднем величина поднятия Центральных районов в четвертый этап, по-видимому, составляла: $T_4 \approx +40 \div +50$ м.

Это поднятие далеко не компенсировало опускания территории в предыдущий этап и далеко не достигло величин поднятия второго этапа.

Поднятие четвертого этапа, как и предыдущих, было не вполне равномерным, а дифференцированным в соответствии с морфоструктурными элементами. Из анализа карты глубин главнейших местных базисов эрозии Европейской части СССР (Соболев, 1938) можно выявить следующие различия в характере движений.

На общем фоне позднеплейстоценового и голоценового поднятия относительно повышенными амплитудами движений выделялись: 1) Валдайская возвышенность (особенно зона авлакогена и Торжок-Нелидовского выступа); 2) полоса Северных Увалов (включая Грязовецко-Даниловскую возвышенность); 3) Клинско-Дмитровская гряда и Среднерусская возвышенность, включая район между Москвой и Окой (Подмосковный авлакоген и северный склон Воронежского массива).

Областями относительно слабого поднятия в этот этап являлись Мещерская и Тамбовская низменности, Верхневолжская низина, часть бассейнов верхнего Днепра и Десны (западный край Среднерусской возвышенности).

В целом картина движений земной коры четвертого этапа несколько напоминает ту, которая господствовала во второй, предледниковый, этап. Однако имеются и существенные различия: некогда единая меридиональная полоса интенсивного поднятия, включавшая Валдайскую, Смоленско-Московскую и Среднерусскую возвышенности, распалась на отдельные участки значительного поднятия, разделенные полосами слабого поднятия; при этом в пределах Среднерусской возвышенности максимум поднятия сместился к востоку.

Наиболее существенные изменения произошли в области Верхневолжской низины; в предледниковое время здесь был главный узел поднятия амплитудой почти до 200 м, а в позднем плейстоцене и голоцене эта территория стала областью весьма замедленного поднятия (относительного опускания).

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Характеристика неотектоники Центральных районов будет неполной, если не остановиться на современных вертикальных движениях земной коры, выявленных повторным точным нивелированием. На рис. 135 представлены скорости движений земной коры, установленные за последние 30—40 лет с точностью ± 1 мм/год «Современные вертикальные движения...», 1958). Как видно из анализа этого рисунка, большая часть территории Центральных районов в настоящее время испытывает погружение со скоростью порядка $-2 \div -3$ мм/год. Слабое поднятие испытывает район между Вязьмой, Брянском и Оршей. Среднерусская возвышенность примерно к югу от широты Орла поднимается более интенсивно со скоростью $2 \div 5$ мм/год. Наибольшее погружение (свыше 3 мм/год) испытывает область Московской синеклизы, включая западную часть Смоленско-Московского авлакогена. На общем фоне погружения зона Валдайского авлакогена несколько отстает: скорость опускания в этой зоне составляет $-0,5 \div -1,2$ мм/год. Такое же относительное поднятие испытывает западная часть Смоленско-Московского авлакогена, к которой приурочена неширокая полоса перехода от опускания к поднятию. Конфигурация изолинии 2 мм/год явно подчинена направлениям Валдайского и Смоленско-Московского авлакогенов. Торжок-Нелидовский выступ фундамента в современную эпоху вовлечен в опускание Московской синеклизы.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ

Если алгебраически суммировать средние амплитуды движений земной коры за последние три этапа геоморфологического развития, получим суммарную среднюю амплитуду неотектонических (неоген-четвертичных) движений рассматриваемой территории: $T_2 + T_3 + T_4 \approx 100 \text{ м} - 100 \text{ м} + 50 \text{ м} = +50 \text{ м}$. Таким образом, общий итог новейших дви-

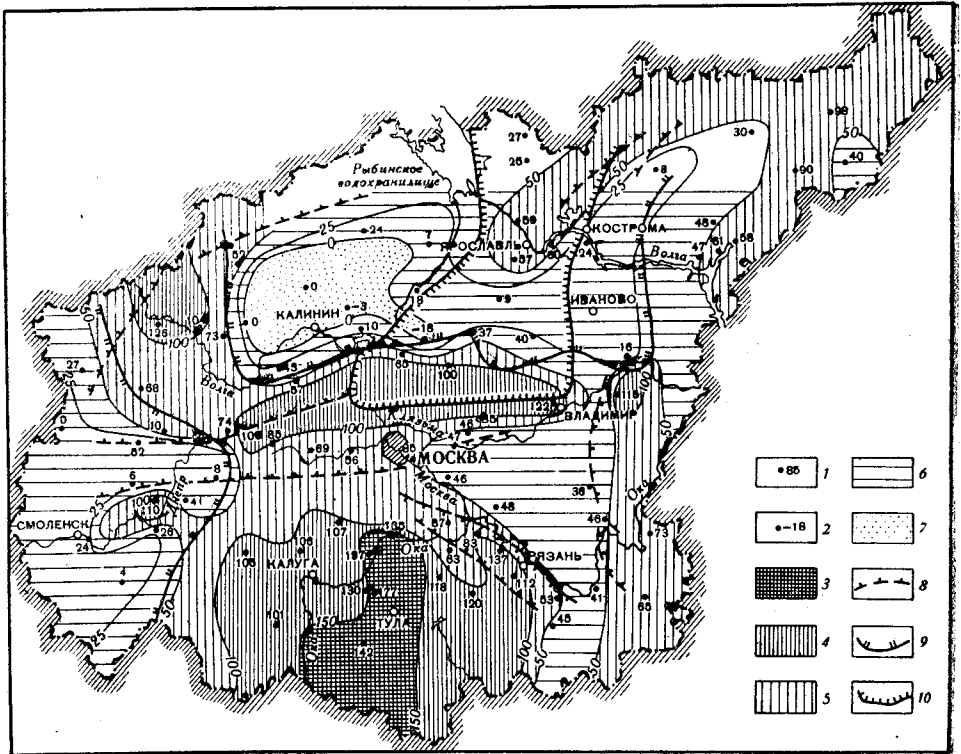


Рис. 141. Схематическая карта суммарных амплитуд новейших движений

1 — амплитуда поднятий в м; 2 — амплитуда опусканий, в м. Поднятия: 3 — свыше 150 м; 4 — от 100 до 150 м; 5 — от 50 до 100 м; 6 — от 0 до 50 м. Опускания: 7 — от 0 до 25 м. 8 — швы фундамента, активные в новейшее время; 9 — границы области максимальных опусканий раннего и среднего плейстоцена (более 100 м), 10 — граница области максимальных поднятий доледникового времени (от 100 до 150—180 м)

жений земной коры в центре Русской платформы выразился общим поднятием небольшой амплитуды (порядка 50 м).

Полученная величина суммарного поднятия условна и не характеризует особенности развития отдельных морфоструктурных элементов. С целью получить такую характеристику были подсчитаны суммарные амплитуды неотектонических движений примерно в 100 точках, равномерно распределенных по территории Центральных районов. На карте суммарных амплитуд новейших движений (рис. 141) наибольшие величины поднятия (150—200 м) отмечены в Среднерусской возвышенности. Абсолютные опускания величиной до -18 м обнаружены только в одном районе, в западной части Верхневолжской низины. Изолиния поднятия 50 м служит естественным рубежом между областями относительного поднятия и относительного опускания, что указывает на правильность приведенной выше оценки средней амплитуды новейших движений.

Выделяются три наиболее крупные области относительного (и абсолютного) опускания: 1) Верхневолжская низина с относительными опусканиями в восточной части и абсолютными — в западной; 2) Мещерская и Тамбовская низины; 3) Верхнеднепровская область, включающая юго-западную часть Валдайской и западную часть Смоленско-Московской возвышенностей. Две первые неотектонические области согласуются с морфоструктурой (низины — области опускания). Верхнеднепровская же область опускания наложена на положительные морфоструктуры, сформированные донеогеновыми движениями земной коры, что свидетельствует о значительной древности крупных элементов рельефа, возникших еще до неотектонического этапа.

Среди крупных областей поднятия главными являются: 1) Валдайская (Осташковская) субмеридиональной ориентировки; 2) Гжатско-Владимирская широтного направления; 3) Среднерусская; 4) Окско-Цнинская, соответствующая тектоническому поднятию того же названия. В северо-восточной части рассматриваемой территории намечаются еще два участка поднятия: на Грязовецко-Даниловской возвышенности и Северных Увалах. Промежуточное положение «седловин» занимают район Москворецко-Окского междуречья и Нелидовско-Ржевский район.

Из сопоставления очертаний неотектонических элементов и морфоструктур можно заключить, что области поднятия больше согласованы с морфоструктурой, чем области опускания. Если же сопоставить суммарные величины новейшего поднятия с абсолютными высотами поверхности коренных пород на возвышенностях, выявляется значительное несоответствие. Так, суммарная амплитуда неоген-четвертичных движений в Осташковском районе составляет 100 ÷ 120 м; между тем абсолютные высоты поверхности коренных пород достигают здесь 240—270 м. Таким образом, к началу неотектонического этапа Валдайская возвышенность имела уже высоту 140—150 м. Таким же путем можно рассчитать, что Верхневолжская низменность к началу неотектонического этапа имела высоту порядка 80—90 м; Клинско-Дмитровская гряда (к востоку от Клина) — 100—110 м.

Анализ рельефа и неотектоники центральных районов Русской платформы не позволяет согласиться с представлениями Н. И. Николаева (1962) о тождественности понятий «морфоструктура» и «неотектоническая структура». Связь между крупными формами рельефа (морфоструктурами) и элементами неотектоники имеется, но совпадение между ними далеко не полное, особенно на древних платформах (Мещеряков, 1965).

Нельзя согласиться также с утверждениями, что «Современные ... черты рельефа созданы главным образом тектоническими процессами, проявившимися в неоген-антропогеновое время ... Формы ... более древнего рельефа ... имеют ограниченное распространение» (Николаев, 1962, стр. 16). Материал по центральным районам Русской платформы, как и по другим древним платформам, свидетельствует, что многие крупные элементы рельефа (морфоструктуры) сформированы движениями земной коры значительно более ранними, чем новейшие (неоген-четвертичные). В центральных районах Русской платформы — это движение первого этапа геоморфологического развития (поздний мел — палеоген — начало неогена).

В результате анализа соотношений новейших движений со структурами фундамента нами сделан вывод о неотектонической активности ряда древних структур, в том числе авлакогенов, но наряду с унаследованным развитием в неотектоническую эпоху имели место и существенные перестройки структурного плана. Так, например, районы наибольших поднятий большей частью приурочены не к крупным выступам фундамента, а к впадинам авлакогенов и «склонам» выступов фундамента: на впадины и рвы фундамента наложены Валдайская, Гжатско-Владимирская области поднятия, южная половина Окско-Цнинского валообразного новейшего поднятия, на пологий склон Воронежского

опусканий от этапа к этапу в целом сохранялись. Резкие изменения в этом отношении претерпели лишь два участка: 1) район северо-западного окончания Рязано-Саратовского прогиба, который во второй и четвертый этапы был участком относительного поднятия, а в третий — участком опускания; 2) восточная часть Верхневолжской низины, бывшая во втором этапе областью максимального абсолютного и относительного поднятия, а в третьем — ставшая областью наибольшего опускания, сохранив этот характер движений и в четвертый этап. Возможно, что данный район неустойчивых, но очень интенсивных движений связан с продолжением Подмосковного авлакогена к северо-востоку.

В заключение следует отметить, что в Центральных районах намечается несколько крупных тектонических швов, играющих важную роль в неотектонической структуре. Один из них — широтный, примерно совпадающий с направлением северного края Гжатско-Владимирского поднятия, разделяет два крупных блока — северный, с неустойчивым характером движений при общей тенденции к опусканию, и южный, с устойчивой тенденцией к поднятию. Оба блока — северный и южный — ограничены меридиональными швами. Западный шов проходит через район Гжатска, разделяя Подмосковский авлакоген на два участка с различной направленностью движений. К этому шву приурочены западные границы Верхневолжской области опускания и Среднерусской области поднятия. Обращает внимание приуроченность к данному шву характерных изгибов Волги и Угры, симметричных по отношению друг к другу. Другой шов — восточный — соответствует направлению Окско-Цнинского вала. С этим швом также связаны характерные изгибы двух рек — Оки и Клязьмы.

В строении этих двух блоков можно отметить некоторые закономерности. Намечается меридиональная осевая линия, к востоку от которой лежат две области с неустойчивым неотектоническим режимом. Можно выделить также широтную «ось» относительного прогибания, на которую как бы нанизаны Верхнеднепровская и Мещерская области опускания.

Глава VI

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Большое влияние на формирование рельефа рассматриваемой территории оказали литологические особенности и условия залегания коренных пород, характерные для Московской синеклизы в целом и для осложняющих ее более мелких структур второго и третьего порядков. На большей части территории континентальные условия окончательно установились с конца мезозоя и лишь на крайнем северо-западе — с конца палеозоя. В этих условиях важнейшими рельефообразующими факторами были тектонические движения и комплекс разнообразных экзогенных процессов. В четвертичное время особое значение имела деятельность ледников, неоднократно покрывавших Русскую равнину.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ДОЛЕДНИКОВОЙ МОРФОСТРУКТУРЫ

В структурно-геоморфологическом отношении описываемая территория может быть определена как платформенная пластово-денудационная равнина. Хотя на этой равнине в плейстоцене происходила мощная ледниковая аккумуляция, наблюдаемые в настоящее время основные черты и даже некоторые детали рельефа образовались в течение длительного континентального развития территории еще в доледниковое время. Здесь отчетливо выявляются морфоструктурные единицы разного порядка, отвечающие определенным соразмерным с ними древним и новейшим тектоническим структурам (рис. 143).

Общий облик рельефа и распределение высот находятся преимущественно в прямом соотношении со строением Московской синеклизы. На ее относительно приподнятых южном, западном и северо-западном крыльях располагаются денудационные моноклинально-пластовые возвышенности: Среднерусская (северная часть), Смоленско-Московская (исключая Клинско-Дмитровскую возвышенность) и Валдайская. Их коренной цоколь, скрытый под четвертичными отложениями, повсюду превышает 160 м, достигая во многих местах 200—220 и даже 240 м над уровнем моря. Центральной части Московской синеклизы отвечают обширные пластово-денудационные низменные равнины: Верхневолжская, Волго-Унженская, Окско-Клязьминская. Их коренное основание возвышается всего на 80—110 м над уровнем моря, снижаясь к долинам крупных рек до 70—50 м и менее.

В прямом соотношении со структурой находится и общий рисунок гидрографической сети. С Московской синеклизой совпадают бассейны верхней Волги и Оки, по внешнему краю южного и западного крыльев синеклизы проходят основные водоразделы Русской равнины, отделяющие бассейны Волги и Оки от бассейнов Дона, Днепра, Западной Двины и Ловати.

Отмеченные прямые соотношения наиболее крупных черт рельефа и геологической структуры сложились в результате дифференцированных новейших и более древних тектонических движений. Наряду с тек-

тониной образованию возвышенностей на крыльях Московской синеклизы способствовали выступающие здесь известняки, доломиты и мергели нижнего и среднего карбона, устойчивые против агентов механической денудации. Особенно выразительны водораздельные формы на

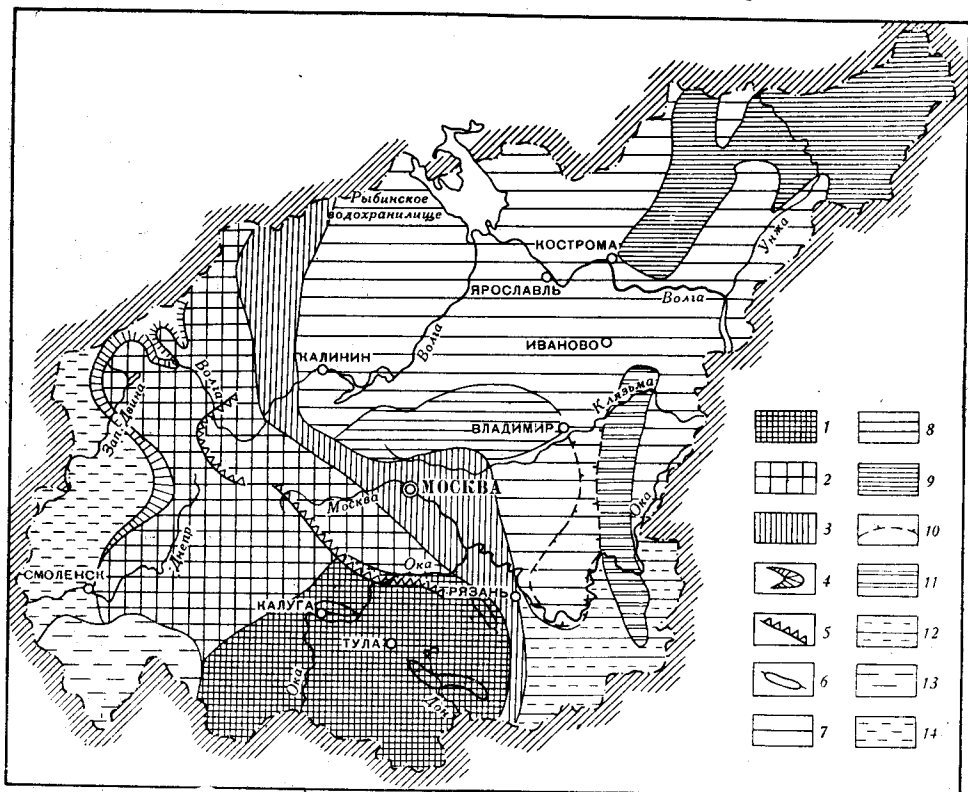


Рис. 143. Схема морфоструктурного районирования центра Европейской части СССР

Моноклинально-пластовые денудационные возвышенности на крыльях Московской синеклизы и Воронежской антеклизы: 1 — возвышенное карбоновое плато северной части Среднерусской возвышенности на южном крыле Московской синеклизы; 2 — возвышенное карбоновое плато Смоленско-Московской и Валдайской возвышенностей на западном крыле Московской синеклизы; 3 — сниженные восточный и северо-восточный края карбонового плато; 4 — западный край (уступ) карбонового плато; 5 — структурно-денудационные уступы внутренней части карбонового плато; 6 — зоны преимущественно положительных морфоструктур на локальных поднятиях. Пластово-денудационные низменные равнины и возвышенности центральной части Московской синеклизы и северного склона Воронежской антеклизы: 7 — пластово-денудационные низменные равнины; 8 — пластовые денудационно-останцовые Клиньско-Дмитровская и Юрьев-Польская возвышенности на размытом верхнеюрском и меловом основании; 9 — пластовые денудационно-останцовые Галичско-Чухломская и Северноруальская возвышенности на размытых верхнепермских и мезозойских отложениях; 10 — Восточно- и Южномерская низменности на Владимиро-Шилловском прогибе; 11 — плато Окско-Цнинского вала; 12 — моноклинально-пластовая денудационная Окско-Воронежская низменность на относительно опущенных северо-восточном крыле Воронежской антеклизы, северной части Пачелмского авлакогена и прилегающего западного края Токмовского выступа; 13 — моноклинально-пластовая денудационная низменность на Брянско-Рославльском прогибе, наложенном на северо-западный край Воронежской антеклизы; 14 — моноклинально-пластовая денудационная низменная и средневысотная равнина на размытых отложениях Главного девонского поля

окских и серпуховских известняках визейского яруса, слагающих коренной цоколь Валдайской и центральной части Смоленско-Московской возвышенностей.

Центральная часть Московской синеклизы формировалась в условиях относительно более слабых новейших поднятий. Кроме того, залегающие здесь песчано-глинистые отложения мезозоя легко поддавались денудационному воздействию экзогенных агентов. Все это способствовало образованию обширных низменных равнин и возвышающихся

над ними отдельных пластово-денудационных останцов. Особенно значительны Клинско-Дмитровская, Галичско-Чухломская и Северноруальская возвышенности. На фоне преобладающих прямых соотношений рельефа и структур они выделяются как инверсионные морфоструктурные единицы, вытянутые широкой полосой вдоль осевой зоны Московской синеклизы, где от размыва сохранились отложения триасового, верхнеюрского и мелового возраста. Эти отложения слагают коренной цоколь рельефа высотой 120—160 м, а местами (Клинско-Дмитровская возвышенность) до 200 м и более. Таким образом, названные возвышенности образовались в результате длительной денудации, совершавшейся после регрессии меловых морей. Возможно, некоторую роль при этом сыграли слабо дифференцированные новейшие поднятия.

Другая инверсионная морфоструктура находится западнее карбонового плато. Это обширная низменность, которая возникла на месте размытой тектонической седловины между Московской и Балтийской синеклизами, сложенной преимущественно рыхлыми песчано-глинистыми отложениями девона. Небольшая часть низменности заходит в пределы Смоленской возвышенности, где высота ее коренного основания колеблется от 100 до 160 м, а у отдельных останцово-денудационных форм достигает 180 м.

Отмеченные наиболее крупные формы рельефа осложнены морфоструктурами второго порядка. Так, наиболее пониженные восточная и южная части Мещерской низменности с абсолютными отметками поверхности коренных пород 70—120 м проектируются на Владимиро-Шилловский прогиб, выполненный мощной толщей мезозойских отложений. К востоку от него протягивается Окско-Цнинский вал, которому в рельефе соответствует одноименное плато, сложенное прочными породами карбона. Плато заметно выделяется над прилегающими с запада и востока понижениями, возвышаясь своим коренным цоколем на высоту до 160 м над уровнем моря.

Владими́ро-Шило́вский прогиб и Окско-Цнинский вал прямо выражаются в рельефе только близ Оки и на Окско-Клязьминском междуречье, т. е. в сфере интенсивного эрозионного воздействия названных рек. К югу от Оки те же структуры почти не проявляются в пластике земной поверхности. Они располагаются здесь на плоской покатости Тамбовской низменной равнины, которая представляет собой прямую морфоструктуру первого порядка. Низменность совпадает с относительно опущенным северо-восточным крылом Воронежской антеклизы, а также с северным окончанием Пачелмского авлакогена. Окончательное оформление Тамбовской низменности произошло в новейшее время в результате относительно более слабых поднятий по сравнению с ограничивающими ее с запада и востока Среднерусской и Приволжской возвышенностями (Мещеряков, 1966).

На фоне моноклинали южного и западного крыльев Московской синеклизы прослеживаются зоны более заметного снижения поверхности карбонового плато, обусловленные структурно-денудационными факторами. Вдоль одного из наиболее четко выраженных подобных уступов протекает Ока между Серпуховым и Каширой, нижний отрезок Протвы. Полоса значительных высот, прослеживающихся на Среднерусской и Смоленско-Московской возвышенностях в зоне главного водораздела между бассейнами Волги, Западной Двины и Днепра, представляет собой прямую положительную морфоструктуру на Смоленско-Орловском тектоническом поднятии (Погуляев, 1955, 1959; Шевченко, 1963). К юго-западу от вала располагается Брянско-Рославльский прогиб, перекрытый мезозойскими осадками. Ему отвечает понижение рельефа в бассейне Верхней Десны, которое далее к югу и западу перехо-

дит в обширную Днепровскую низменность-синеклизу. Эти морфоструктуры заложились еще до мезозоя и унаследованно развивались в новейший этап геологической истории.

Во многих местах установлены преимущественно прямые морфоструктуры третьего порядка. Обычно это возвышенные водораздельные формы на локальных тектонических поднятиях и широкие придолинные понижения на тектонических впадинах. В северной части Среднерусской возвышенности подобные положительные морфоструктуры наблюдаются на Рязанском, Павелецко-Тульском, Калужско-Алексинском тектонических поднятиях, отрицательные морфоструктуры на впадинах в долине Оки и др. (Грайзер, 1956б).

В пределах Смоленской области прямые положительные морфоструктуры третьего порядка группируются в четыре зоны поднятий: Вяземскую, Сафоновско-Ельнинскую, Духовщинско-Рославльскую и Демидовскую. С ними чередуются зоны отрицательных морфоструктур: Сычевская, Днепровско-Угринская, Вольско-Остерская, Монастырщинско-Слободская и Гусинско-Велижская (Шевченков, 1963).

РЕЛЬЕФ ЛЕДНИКОВОГО И ВОДНОЛЕДНИКОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Описываемая территория в плейстоцене испытала, по-видимому, не менее пяти оледенений, но в формировании рельефа непосредственно сказалась деятельность последних четырех ледниковых покровов: днепровского, московского, калининского (существование которого еще нельзя считать вполне доказанным) и валдайского¹. Благодаря тому, что каждое последующее из названных оледенений было все менее значительным, в направлении с северо-запада на юго-восток друг друга последовательно сменяют площади распространения на земной поверхности валдайской, калининской, московской и днепровской морен, а еще дальше располагаются внеледниковые области. Таким образом, ледниковый и водноледниковый рельеф территории сформировался в разные эпохи оледенения и в дальнейшем был неодинаково переработан эрозионно-денудационными процессами (см. прилож., рис. 144).

Рельеф, созданный во время днепровского оледенения, наблюдается в южной и юго-восточной частях описываемой территории. Созданные им формы в настоящее время выражены слабо, что объясняется не только тем, что первоначальный рельеф был разрушен под воздействием эрозии и склоновых процессов, но и тем, что вследствие маломощности ледниковой аккумуляции он, по-видимому, искони был лишен специфических ярких черт, которые к тому же были особенно сильно затуханы в местах возвышенного и глубоко расчлененного коренного ложа (Среднерусская возвышенность, Северные Увалы). В районе развития днепровского оледенения повсеместно преобладают более или менее интенсивно расчлененные моренные и зандровые равнины. Особо выделяются моренные равнины с чехлом безвалунных суглинков.

Моренные равнины, лишь местами прикрытые маломощным прерывистым слоем песков, встречаются на плоских вершинах невысоких водоразделов. Сюда относятся водораздельные поверхности Мещеры, Окско-Цнинского плато, Паро-Пронского междуречья, правобережья Унжи в районе Мантурова. Их абсолютная высота колеблется в пределах 160—180 м, а слабо заметные холмы над ближайшими западинами возвышаются всего на несколько метров. Более резко выступающие холмистые или грядовые формы встречаются как редкое

¹ В нижеследующем тексте под валдайским оледенением подразумевается осташковское оледенение.

исключение, например, на левобережье Оки между Каширой и Коломенкой, где их абсолютная высота местами достигает 200 м, а относительная — 10—15 м и более.

Моренные равнины с чехлом безвалунных лёссовидных суглинков мощностью до 3—5 м распространены шире, чем собственно моренные равнины. Они приурочены к более высоким и сильно расчлененным водоразделам. Относительно более слабо расчлененная разновидность этих равнин занимает междуречья Рановы и Пары, Пары и Цны на Тамбовской равнине, междуречье нижней части Москвы-реки и Оки, правобережье Волги на северо-востоке Владимирской области. Морфогенетическим их аналогом являются плосковолнистые вершинные поверхности водоразделов северной части Среднерусской возвышенности, которые возвышаются до 200—250 м и более над уровнем моря и развиты весьма фрагментарно вследствие сильного долинно-балочного расчленения рельефа.

Генетическое истолкование плоскоравнинных и плосковолнистых поверхностей этого типа упирается в проблему происхождения покровных лёссовидных суглинков. Некоторые авторы считают, что последние образовались в основном при распадении периферической части днепровского ледника на отдельные глыбы мертвого льда, залежавшие в понижениях (Спиридонов, 1948; Видина, Солнцев, Цесельчук, 1961). В это время на протаявших возвышенностях могли возникать временные неглубокие водоемы (разливы, лужи) и более длительно существовавшие внутриледниковые плотинные озера, на дне которых и происходило накопление мелкозема. Проведенная в последние годы геологическая съемка показала, что в центральной части Москворецко-Окского междуречья, на некоторых вершинах высоких водоразделов северной части Среднерусской возвышенности непосредственно на днепровской морене залегают горизонтальнослоистые глины, алевроиты и тонкозернистые пески, т. е. типичные лимногляциальные отложения мощностью до 6—8 м и более. Геоморфологические условия их залегания таковы, что только останцы мертвого льда, заполнявшие близлежащие понижения, могли создавать подпор талых вод и затруднять удаление поступающего вместе с ними мелкозема. Чаше, по-видимому, разливы талых вод были эпизодическими, неглубокими и приводили к накоплению поверх морены менее мощного чехла мелкозема, лишенного отчетливой ленточной текстуры. Таким образом, моренные поверхности с покровом лёссовидных суглинков могут представлять собой внутриледниковые моренно-водноледниковые (моренно-лимногляциальные) равнины, фрагментарное распространение которых отображает условия их образования и лишь отчасти есть следствие последующего эрозионного расчленения. Необходимо, однако, отметить, что одевающий днепровскую морену чехол безвалунных суглинков в целом имеет сложное происхождение при участии эоловых, мерзлотных и склоновых процессов. Поэтому генетическое истолкование рельефа также должно быть более сложным (комплексным), учитывающим результаты его переработки в последнеднепровское время.

Зандровые равнины — наиболее низкие элементы рельефа времени днепровского оледенения. Они сложены флювиогляциальными, преимущественно средне- и мелкозернистыми песками мощностью до 3—4 м, залегающими в виде чехла на плосковолнистой поверхности морены, реже коренных пород. Шире всего днепровские зандры распространены на Окско-Клязьминском междуречье (включая Мещерскую низменность), на междуречье нижней Клязьмы и Волги. В других местах они прослеживаются широкой полосой преимущественно вдоль речных долин Жиздры, Прони и ее правого притока Рановы, Пары,

Цны с Мокшей, Унжи с Неей, Ветлуги с Вохмой. Обычно долинныи зандры полого снижаются по направлению течения рек, так что их высота колеблется в широких пределах от 130—140 до 180—200 м.

Сказанное свидетельствует о том, что зандры формировались в условиях преимущественно разобщенного стока талых вод по древним долинным понижениям.

Рельеф, созданный во время московского и калининского оледенений, в значительной степени переработан последующими эрозионно-денудационными процессами, но все же в большинстве мест он хорошо сохранился. Особенно четко выделяются холмистые и холмисто-грядовые моренно-камовые формы, которые возникли вследствие избыточной неравномерной аккумуляции обломочного материала в краевой зоне ледника. Общая мощность четвертичных отложений (преимущественно московской и калининской морен) в таких местах составляет 80—120 м, местами достигает 140 м, тогда как на участках моренных и зандровых равнин она обычно не превышает 40—50 м.

Холмисто-моренный рельеф отличается сглаженностью и мягкостью форм. Холмы в плане округлые или овальные, от нескольких сотен метров до 1—2 км в поперечнике, относительной высотой до 20—30 м. Вершины их плосковыпуклые, склоны длинные, пологие. Среди беспорядочно разбросанных холмов протягиваются холмисто-грядовые формы, которые возвышаются над подножием на 50—60 м, местами на 80—100 м. В их строении нередко участвует супесчаная разность морены, что придает рельефу более резко неровный облик по сравнению с теми местами, где преобладают валунные и покровные безвалунные суглинки.

На фоне холмисто-моренного рельефа еще более резко выступают камы. Это округлые или продолговатые в плане холмы с плоской или плосковыпуклой вершиной и сравнительно крутыми (до 15—25°) склонами. Они сложены преимущественно песками, содержащими включения и прослой гравийно-галечникового и валунного материала. Одни камы как бы наложены на вершины моренных холмов, другие образуют самостоятельные крупные всхолмления, приобретающие местами характер камовых массивов протяжением в несколько километров.

Между моренными холмами и камы повсюду разбросаны моренные западины или же прихотливо извиваются широкие плоскодонные ложбины. Сбегая со склонов моренных гряд и возвышенностей, они сливаются с более обширными понижениями — котловинами спущенных и заросших озер и с долинными зандрами.

Участки холмистого и холмисто-грядового рельефа разобщены моренными и зандровыми равнинами. Их трудно объединить в определенные системы форм, фиксирующие положение края московского ледника в различные стадии его развития. Это объясняется тем, что ледниковый покров в пределах описываемой территории не всегда и не всюду был активным. Велика была рельефообразующая роль мертвого льда. Поэтому прослеживание краевых форм на большом расстоянии неизбежно делается проблематичным. Разные авторы делают это неодинаково (Рельеф и стратиграфия... 1961, Зарина, Краснов, 1965, Москвитин, 1967). Можно предположительно выделить четыре-пять основных цепей краевых образований, которые в разных местах выражены неодинаково четко.

Граница максимального распространения московского оледенения, установленная по стратиграфическим признакам, морфологически выражена слабо. В Смоленской области она отмечена Шумячко-Рославльскими холмисто-грядовыми формами, в Калужской области — группами моренно-камовых холмов восточнее Мещевска и по левобережью Сухо-

древа. Под Москвой ледник выдавался вперед до г. Бронницы, западнее которого в районе Домодедова на фоне плоской равнины выделяются группы невысоких моренных холмов и моренно-озовая гряда. Такая же ледниковая лопасть спускалась по Нерльской низине на юг до г. Владимира, но заметных холмисто-грядовых форм она не создала. По-видимому, московский ледник у границы своего максимального распространения был мало активен и задержался очень недолго.

Основной пояс холмистых и холмисто-грядовых форм протягивается несколько севернее и северо-западнее. В Смоленской области он начинается у границы с Белоруссией на левобережье Днепра. До меридиана Смоленска рельеф преимущественно равнинный с группами холмов. Восточнее к г. Ельне прослеживается цепь крупных холмов и гряд, возвышающихся до 250—280 м над уровнем моря. На северных склонах Ельнинской возвышенности ледником были созданы конечные морены напора (Погуляев, 1955). Отсюда одна группа моренно-камовых холмов и гряд прослеживается на северо-восток к Дорогобужу и далее к Вязме (Шевченко, 1963), а другая, по-видимому основная, почти без перерыва протягивается к Спас-Деменску и далее к Масальску и Юхнову (Зарина, Краснов, 1965). Особенно ясно выделяются в рельефе Спас-Деменские гряды. Их абсолютная высота 250—280 м, превышение над подножием 20—40 м, а над уровнем рек до 50—60 м.

Угринский долинный зандр разрывает краевые образования и лишь севернее, в окрестностях Медыни, вновь выступают группы моренных холмов, которыми начинается полоса значительных холмисто-грядовых форм, заполняющих все западное и северо-западное Подмосковье — окрестности Вереи, Можайска, Уваровки, Рузы, Волоколамска, Солнечногорска. На этой территории расположен важный узел в цепи краевых образований по периферии московского оледенения. В целом полоса холмистого и холмисто-грядового рельефа простирается здесь меридионально, но отдельные цепи холмов и гряды, дугообразно изгибаясь и разветвляясь (как бы виргируя) в западном направлении, приобретают широтную и даже западно-северо-западную ориентировку. Таковы в особенности Уваровская и Князьегорская гряды. Абсолютные высоты холмов и гряд колеблются от 240 до 310 м, а относительные достигают 40—60 м и более (Дик, Лебедев и др., 1949; Соколов, 1954; Казакова, 1957).

Наиболее значительным западным ответвлением полосы Вереиско-Волоколамских краевых форм является система холмов и гряд, заполняющих широкие междуречья в верховьях Гжати, Касни, Вазузы, Вязмы и Верхнего Днепра. На Вяземской возвышенности расположен своеобразный узел холмисто-грядовых образований с абсолютными высотами 280—320 м и относительными превышениями 30—40 м и более. Отсюда ледниково-аккумулятивные и напорные формы прослеживаются на северо-запад и, как было отмечено выше, на юго-запад в сторону Дорогобужа и далее на соединение с Ельнинской моренной возвышенностью.

На Клинско-Дмитровской возвышенности ледниковые холмисто-грядовые формы группируются преимущественно вдоль ее северного края между Клином и Переславлем-Залесским. Они располагаются на высоком коренном цоколе и глубоко рассечены эрозивной сетью. В окрестностях оз. Неро находится важный узел краевых образований. Отсюда одна — главная — их система простирается почти непрерывно широкой полосой через окрестности Писцова, Фурманова, Судиславля, Галича, Чухомы. Группы крупных холмов и гряды чередуются здесь с участками более плоского рельефа, широкими ложбинами стока талых вод, округлыми заболоченными котловинами спущенных и зарос-

ших озер (Берендеево болото и др.), котловинами с еще сохранившимися озерами (Плещеево, Неро, Галичское, Чухломское). Абсолютные высоты в среднем 160—180 м, относительные 25—30 м. Ледниково-аккумулятивные формы особенно резко выражены на Галичско-Чухломской возвышенности, где водораздельные моренные массивы, холмы и гряды часто превышают 200 м над уровнем моря (максимум 294 м к западу от Чухломского озера). Относительные высоты достигают 40—60 и даже 100—120 м (над уровнем озер Галичского и Чухломского).

Вторая, менее четко выраженная цепь краевых образований начинается западнее оз. Неро Борисоглебской возвышенностью и далее со значительными разрывами продолжается в окрестностях Тутаева, Данилова, Грязовца. В этой цепи наиболее резко выделяется Борисоглебская возвышенность с абсолютными высотами 250—290 м и относительными от 20 до 70 м. Возвышенность сложена мощной толщей валунных суглинков, супесей и песков, что подтверждает ее ледниково-аккумулятивное происхождение (Новский, 1966). Возможно, что холмисто-грядовые формы Борисоглебской и Даниловской возвышенностей представляют собой краевые образования следующего — калининского — ледникового покрова, который по Верхневолжской и Молого-Шекснинской низинам выдвигался далеко на восток и был ограничен с юга моренными грядами окрестностей Талдома.

В тылу отмеченных краевых форм на территории Калининской области установлено еще несколько рядов крупных моренно-камовых холмов и гряд. Сюда прежде всего относятся Калининская, Горицкая и Кесовогорская гряды, которые почти без перерыва тянутся на большом расстоянии, дугообразно изгибаясь вдоль южной и восточной окраин обширного озерно-болотного массива Оршинский Мох. В этой цепи наиболее выделяется Калининская гряда, которая состоит из нескольких второстепенных гряд и массивов, сложенных валунными суглинками и песками и превышающих ближайшие низины на 40—50 м. Ее самая значительная абсолютная отметка — 257 м.

Северо-западнее прослеживается система холмов и гряд, которая включает Ильи горы, Торжковскую гряду, сложенную ледниковыми наносами с крупными отторженцами коренных пород, Калашниковскую гряду, гряды и холмы в окрестностях Моркиных гор, Бежецка, Красного Холма. В этой цепи наиболее высоко поднимаются Ильи горы (309 м над уровнем моря), но морфологически лучше всего выражена Калашниковская гряда, которая возвышается над прилегающими низинами на 40—60 м и сложена ледниковыми отложениями мощностью более 100 м. Среди относительно плоских моренных холмов резко выделяются камы, нередко очень крупные (например, около Лихославля, Шишкова, Бежецка и других пунктов).

К границе максимального распространения валдайского ледника ближе всего расположены моренно-камовые всхолмления в Кувшиновском районе (Свинные горы и др.) и Покров-Коноплянская гряда. Последняя протягивается почти от Максатихи через окрестности Покров-Конопляна, Сандова и еще далее на северо-восток. Возможно, однако, что названные формы образовались во время максимальной (бологовской) стадии валдайского оледенения (Последний европейский ледниковый покров, 1965).

Если посмотреть на рисунок московских и калининских краевых образований в целом, то можно заметить, что при общем их простираении с юго-запада на северо-восток они то сближаются, то дугообразно расходятся. Такой рисунок находится в зависимости от рельефа коренного ложа ледника. Клинско-Дмитровская возвышенность — место

сближения и слияния цепей холмисто-грядовых форм. Очевидно, здесь длительное время располагался край московского ледника, для которого дочетвертичная возвышенность служила существенным препятствием. Непосредственно к западу от нее ледник выдвигался далеко вперед вдоль понижения коренного ложа и при отступании отложил здесь мощные толщи валунного материала, образовав отмеченные выше гирлянды краевых форм. На одной из стадий отступления московского ледника упором для него служила Вяземская возвышенность, которая разделяла широкие ледниковые лопасти, спускавшиеся на юг вдоль Гжатско-Москворецкого понижения и в бассейн верхнего Днепра с Ярцевской котловиной.

Московский ледник обтекал Клинско-Дмитровскую возвышенность и с востока. В то время как край ледника долго оставался на возвышенности, к северу от нее образовались две цепи краевых форм, разделенные широкой Ярославско-Костромской низиной. На территории Калининской области дугообразные изгибы краевых форм также приурочены к понижениям доледникового рельефа в бассейнах верхней Волги, Тверцы и Мологи.

Значительно большие площади, чем острова холмистого и холмисто-грядового рельефа, занимают моренные и зандровые равнины.

Моренные равнины — плоские и мелкохолмистые формы, усеченные многочисленными моренными западинами, изборожденные ложбинами стока талых вод. В местах, не освоенных эрозией сетью, моренные понижения играют роль местных базисов денудации. Плоские всхолмления возвышаются над ними всего на несколько метров. Однако на больших расстояниях колебания высот могут достигать десятков метров. Так, на Смоленско-Московской возвышенности приводораздельные моренные равнины поднимаются до 250 м и более над уровнем моря, а в пределах Верхневолжской низменности они спускаются ниже 150 м.

Как и в области днепровского оледенения, здесь встречаются равнины с оголенной мореной, местами прикрытой лишь маломощным прерывистым слоем песков, и равнины со сплошным чехлом безвалунных суглинков. Собственно моренные равнины занимают сплошные площади на западе и северо-западе Калининской области близ границы валдайского оледенения и небольшие участки по периферии области распространения московского оледенения: в пределах Волго-Шошинской и Нерльско-Клязьминской низин. Моренные равнины с покровными суглинками распространены значительно шире, занимая преимущественно возвышенные междуречья в бассейне Днепра, Оки и Волги.

Моренные равнины образовались в результате относительно равномерной ледниковой аккумуляции в условиях спокойного коренного ложа ледника и местами путем заполнения (нивелировки) ранее существовавших понижений (например, глубокой долины Пра-Волги у подножия северного склона Клинско-Дмитровской возвышенности). Аналогично области днепровского оледенения, покровные суглинки могли отлагаться в процессе распада московского ледника на отдельные мертвые глыбы, залегавшие в понижениях. О том, что в это время создавались условия, благоприятные для накопления мелкозема талыми водами на вершинах даже самых высоких водоразделов, свидетельствуют лимногляциальные отложения, обнаруженные на Духовщинской возвышенности и в других местах области московского оледенения. В послемосковское время морена и чехол водноледникового мелкозема подвергались выветриванию, частично были переотложены под воздействием флювиальных и склоновых процессов, что способствовало еще большему сглаживанию рельефа.

Зандровые равнины (водораздельные и долинные) возникли у края ледникового покрова во время его наиболее значительных остановок. Для беспрепятственного образования подобных приледниковых зандров необходимо было, чтобы талые воды, собиравшиеся у края ледника, имели свободный сток в дистальном направлении. Таким условиям полнее всего удовлетворяли понижения с общим уклоном к югу и юго-востоку.

Обширные приледниковые зандры развиты на юге Смоленской области, откуда они продолжают в Брянскую область. Плоскостные зандровые поверхности с абсолютными высотами до 200—220 м примыкают здесь к Ельнинским и Спас-Деминским краевым образованиям, заполняя междуречья в верховьях Десны, Болвы, Сожа и их притоков. К югу водораздельные зандры снижаются, продолжаясь в долинах названных рек в виде зандровых террас.

В Мещерской низменности водораздельные и долинные зандры времени максимального распространения московского оледенения выражены в виде плоскоравнинной поверхности широкой третьей надпойменной террасы Клязьмы, Москвы и Оки высотой 135—150 м над уровнем моря. Широкие меридиональные понижения пересекают центральную Мещеру на уровне этой террасы, свидетельствуя о стоке талых вод московского ледника по системе протоков из бассейна Клязьмы в бассейн Оки (Асеев, Веденская, 1962).

На Нерльско-Клязьминской низменности водораздельные и долинные зандры с абсолютными высотами 120—135 м примыкают к полосе Ростовско-Писцево-Фурмановских краевых образований. В направлении к югу и юго-востоку они сопровождают долины Нерли (Клязьминской), Уводи и других рек, чередуясь с междуречными островами моренной равнины. Ближе к Клязьме долинные зандры сливаются в более обширную зандровую равнину высотой 100—110 м над уровнем моря.

Аналогичные приледниковые зандры развиты на левобережье Волги выше падения Унжи, где они примыкают к Судиславльско-Галичским краевым образованиям и прослеживаются вдоль Немды, Неи, Шуи и других рек (Гольц, 1967). Их абсолютная высота близ краевых форм 140—150 м, а около Волги 100—110 м.

Названные зандровые поверхности плоскоравнинны, отличаются выдержанным на большом протяжении однообразным уклоном, сложены хорошо сортированными флювиогляциальными песками. Это свидетельствует об одностороннем направлении жидкого и твердого стока, начинавшегося от края ледникового покрова и свободно осуществлявшегося в экстрегляциальных условиях.

На междуречьях Москвы и Пахры, Пахры и Угры по периферии области московского оледенения развиты лишь долинные зандры в виде широких ложбин стока талых вод в верховьях Протвы, Исьмы, Нары, Пахры, Десны. В среднем и нижнем течении названных рек долинные зандры продолжают в виде третьей надпойменной террасы. Граница максимального распространения московского ледника в этих местах отмечена узкой полосой зандров, пересекающих водоразделы Пахры и Нары, Нары и Протвы, Протвы и Суходрева и продолжающихся далее по широкой долине Суходрева. Очевидно, талые воды на юго-западе от Москвы, где перед краем ледника рельеф был возвышенный и расчлененный, не могли формировать обширных зандровых равнин и стекали строго локализованно по существовавшим долинным понижениям. Такие же условия существовали перед краем московского ледника на Клинско-Дмитровской возвышенности. Талые воды стекали здесь по сквозным долинам Истры, Яхромы и других рек, оставив в них долинные зандры, которые открываются в Мещерскую низменность.

Обширные зандровые поверхности, возникшие во время более поздних стадий московского оледенения и во время проблематичного калининского оледенения, распространены по течению Угры, Москвы (в верховьях), Гжати, Верхней Волги с притоками Тьмой, Тверцой, Шошей, Медведицей. Отчасти они могут быть сопоставлены с определенными краевыми формами: Угринский зандр с Вяземско-Медынскими грядами и всхолмлениями, Верхнемоскворецкий зандр с Волоколамско-Шаховскими грядами, Волго-Шошинский зандр с Калининско-Горицкой грядой, Волжско-Тверцовский зандр с Луковниково-Торжковскими грядами. Однако нельзя утверждать, что названные зандровые поверхности полностью и повсеместно образовались в экстрагляциальных условиях у края активного льда. Эти зандры не обладают однообразным уклоном в сторону от предполагаемого края ледника. Обычно их поверхность волниста, с уклонами к речным долинам и их даже небольшим разветвлениям. Некоторые зандры наклонены к северу, например правобережные части Угринского и Шошинского зандров, Гжатский зандр. В бассейне Верхней Волги и Тверцы существует сеть разнонаправленных долинно-зандровых понижений, которые большей частью использованы реками, но местами пересекают и водоразделы.

С поверхности эти зандры сложены флювиогляциальными песками мощностью 2—3 м, местами прикрытыми водноледниковыми суглинками. На фоне плоскоравнинной и волнистой поверхности зандровых понижений заметно выделяются озовые гряды высотой до 15—20 м. Так, целые системы озов прослеживаются по оси и бортам Гжатского зандра, в Шошинской низине. Это свидетельствует о значительной обводненности ледника в тех местах, где он заполнял обширные понижения своего ложа. Талые воды способствовали протаиванию ледника и, отлагая грубообломочный материал в подледниковых каналах и между глыбами мертвого льда, формировали озы и слабо развитые зандровые поверхности.

Таким образом, холмисто-грядовые формы с повышенной мощностью моренного материала первоначально возникали у края активного льда. Однако окончательная моделировка их рельефа с образованием многочисленных озов, камов и мореных западин происходила уже при таянии мертвого льда. Внутри зоны московской и калининской морен перед фронтом стадияльных краевых форм, по-видимому, расстились достаточно обширные поля мертвого льда, которые создавали здесь специфическую обстановку формирования моренно-зандровых и лимногляциальных форм (Спирidonов, 1938; Асеев, 1962; Гуделис, 1963)

Глыбы мертвого льда особенно долго таяли в крупных понижениях рельефа с затрудненным стоком. Они способствовали возникновению приледниковых плотинных озер, от которых остались серии ледниково-озерных террас. Так, около Рыбинского водохранилища значительную площадь занимает ледниково-озерная террасовая равнина высотой 135—140 м над уровнем моря. Она сложена горизонтальнослоистыми глинами, алевролитами и тонкозернистыми песками, которые были отложены на дне плотинного приледникового озера в то время, когда Мологино-Шекснинская низменность была еще занята крупной глыбой мертвого льда. Аналогичные ледниково-озерные отложения с отчетливой горизонтальной слоистостью выстилают юго-западный край Шошинской низины. Очевидно, в этом месте существовал озерный водоем, подпруженный ледниковым останцом, который некоторое время занимал основную часть названной низины.

На склонах Ярославско-Костромской низменности установлены четыре ледниково-озерных террасы с абсолютными высотами 160—165, 142—155, 131—137 и 120—128 м. Верхние две террасы абразионные,

нижние — абразионно-аккумулятивные с горизонтом глин, суглинков и песков мощностью до 10 м. На бортах древней котловины оз. Неро развиты три ледниково-озерных террасы на абсолютной высоте 142—145, 135—137 и 125—127 м. Террасы сложены песками и алевролитами мощностью до 12 м.

Рельеф, созданный во время валдайского оледенения, наблюдается на западе Смоленской и Калининской областей, где распространение валдайского ледника было ограничено уступом карбонового плато, обращенного к девонской низине. Севернее ледник перекрывал только край плато, упираясь в наиболее возвышенные участки коренного рельефа в районе Андреополя, между Вышним Волочком и Селижаровым и выдаваясь широкими короткими лопастями вдоль понижений верхневолжских озер и в среднем течении Мологи.

На указанной территории широко развиты комплексы холмистогрядовых и холмистых моренно-камовых форм. Крупные холмы с плосковыпуклой вершиной и длинными пологими склонами возвышаются на 20—30 м и более над окружающими понижениями. Обычно они расположены группами, но наиболее значительные нередко вытянуты полосой, образуя холмистые гряды, сложенные валунными суглинками и супесями с прослоями и включениями валунных песков. Повсеместно рельеф осложнен множеством более мелких всхолмлений и западин, делающих поверхность весьма мелко пересеченной. Среди моренных холмов выделяются камы и озы, имеющие более крутые (до 15—25°) склоны и резко очерченные вершины высотой 10—15 м и более над подножием.

Наряду с флювиогляциальными камнями, сложенными песками, гравием и даже более крупным валунным материалом, встречаются лимногляциальные камы, в строении которых принимают участие только глины, алевролиты и тонкозернистые пески с характерной ленточной текстурой. Подобных лимногляциальных камней много в соседних Псковской и Новгородской областях, где самые значительные из них занимают господствующее гипсометрическое положение, отличаясь плоской (платообразной) вершиной, и заметно более крутыми, чем у моренных холмов, склонами (до 25°). Лимногляциальные камы формировались во внутриледниковых озерных водоемах и, следовательно, их можно считать аналогами лимногляциальных возвышенных равнин (плато), установленных на территории московского и днепровского оледенений.

Между разобщенными холмисто-грядовыми формами простираются моренные, зандровые и озерно-ледниковые равнины.

Моренные равнины местами плоские, но чаще осложненные небольшими всхолмлениями и западинами с колебаниями высот 5—10, редко 15—20 м. Они сложены суглинистой мореной, иногда прикрытой прерывистым маломощным слоем разнозернистых песков. Среди равнин поодиночке и группами разбросаны невысокие камы. Наиболее значительные участки моренных равнин находятся в окрестностях Осташкова, Вышнего Волочка, Бологого, Удомли. Они разобщены зандровыми и озерными понижениями, незаметно возвышаясь над ними на 20—40 м, достигая 220—250 м над уровнем моря.

Зандровые равнины расположены преимущественно в периферической зоне области валдайского оледенения и в прилегающих к ней местах на правобережье Днепра ниже Смоленска, в верховьях Западной Двины, Волги, Тверцы, среднего течения Мологи. Вне границ оледенения равнины плоские, а внутри этих границ они нередко бывают холмистые с многочисленными просадочными понижениями. Очевидно, в таких местах пески отлагались поверх еще не вполне растаявших

останцов валдайского ледникового покрова. Наклон равнин к югу и юго-востоку указывает преобладающие направления приледникового стока талых вод, унаследованные современными крупными реками.

Внутри краевой зоны валдайского оледенения сток талых вод был сосредоточен в ложбинообразных понижениях между островами равнинного и холмисто-грядового рельефа. В наиболее крупных ложбинах шириной в несколько километров проложили свои пути реки Волчина, Тверца, Цна и другие, образовались большие озера и среди них Селигер, Вселуг, Пено, Волго. Следует заметить, что большинство этих ложбинных понижений образовалось в результате эрозионной деятельности самого ледника и подледниковых потоков талых вод. Некоторые ложбины и озерные котловины (например, котловины верхневолжских озер) наследуют понижения поверхности коренных пород.

Ледниково-озерные равнины развиты в бассейне левых притоков Западной Двины — Межи и Каспли. Их совершенно плоская поверхность представляет собой дно крупных котловин. Среди котловин возвышаются острова моренно-холмистого рельефа с озами и камами относительной высотой 15—20 м и более. С юга и востока котловины ограничены водораздельными высотами, разделяющими бассейны Западной Двины и Днепра. Благодаря этому при отступании валдайского ледника сток талых вод в дистальном направлении был невозможен и в котловинах образовались плотинные озера. При понижении уровня озер сформировались два террасовых уровня: низкий в центре котловин и более высокий по их периферии с абсолютными высотами соответственно 160—180 и 180—200 м. На западном склоне Духовщинской возвышенности выделяется еще один водноледниковый уровень в виде камовой террасы высотой 205—220 м над уровнем моря. Терраса сложена разнозернистыми песками и сформировалась в то время, когда Межевская и Касплянская котловины были еще заняты льдом.

Многие исследователи считают (Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений, 1961, Последний европейский ледниковый покров, 1965), что описанный рельеф образовался во время максимальной, бологовской, и двух последующих, едровской и вепсовской, стадий валдайского оледенения. Широкая ледниковая лопасть, заполнявшая Межевскую и Касплянскую котловины в бологовскую стадию, была малоактивна и вскоре превратилась в глыбу мертвого льда. По южной окраине лопасти прослеживаются лишь слабо выраженные конечноморенные гряды. Преобладает холмистый моренно-камовый рельеф, сложенный сравнительно маломощными отложениями валдайского ледника. С восточной стороны лопасти моренно-грядовые формы совсем отсутствуют.

Севернее, вдоль уступа карбонового плато к девонской низине, краевые формы трех названных стадий валдайского оледенения заметно сближены и морфологически очень хорошо выражены. Особенно значительны краевые образования вепсовской стадии, которые прослеживаются вдоль водораздела между бассейном Ловати и бассейнами Западной Двины и Волги. Вепсовские моренно-грядовые формы выступают западнее и севернее Торжка, в районе Осташкова, севернее Вышнего Волочка и севернее ст. Удомли, достигая 270—300 м над уровнем моря. Именно к этим краевым формам примыкают зандровые равнины в верховьях Западной Двины, Волги и в среднем течении Мологи. В это время талые воды часто размывали моренно-камовые всхолмления более ранних стадий оледенения (например, у Вышнего Волочка). Бологовские и едровские морены прослеживаются лишь отдельными звеньями по правому берегу Западной Двины в ее верхнем течении, у Селижарова и в других местах.

Отличительная особенность рельефа области валдайского оледенения в целом — свежесть ледниковых и водноледниковых форм. Здесь хорошо сохранились не только крупные, но и малые формы рельефа, обусловленные неравномерной ледниковой аккумуляцией. Обилие озер также составляет характерный элемент ландшафта.

РЕЛЬЕФ, СОЗДАННЫЙ ФЛЮВИАЛЬНЫМИ, ОЗЕРНЫМИ И СОПРЯЖЕННЫМИ С НИМИ СКЛОНОВЫМИ ПРОЦЕССАМИ

Флювиальные процессы, связанные в основном с деятельностью рек, развивались во взаимодействии со склоновыми процессами. В результате образовалась система эрозионных форм — долин, балок и оврагов. В каждой эрозионной форме различаются элементы собственно флювиального происхождения (террасы) и элементы, обусловленные разнообразными склоновыми процессами. Речные террасы в свою очередь хорошо увязаны с озерными террасами.

Речные террасы. В пределах описываемой территории флювиальные процессы периодически испытывали большое влияние оледенений. Поэтому надпойменные речные террасы нередко очень условно отделяются от водораздельных и долинных зандров, образуя с ними генетически единые поверхности. В результате чередования ледниковой и межледниковой, а также воздействия дифференцированных новейших движений земной коры, в пределах крупных речных бассейнов (Волжского, Окского или Днепровского) образовались разные комплексы террас, которые по какому-либо одному признаку (например, по относительной высоте или по порядковому номеру) сопоставлять нельзя.

Наиболее древняя терраса, которая по своим размерам может быть названа аллювиальной равниной, относится к плиоцену. Она сохранилась под четвертичным покровом на Окско-Донском междуречье, где ее погребенная поверхность располагается на высоте 140—160 м над уровнем моря. Остатки этой равнины установлены на левобережье Прони и в других местах, но наиболее широко она распространена южнее, в бассейнах Воронежа и Дона. Эта плиоценовая равнина сложена песками с прослоями глин, выполняющими глубокое эрозионно-тектоническое понижение. Последнее возникло, по-видимому, в конце миоцена — начале плиоцена, а затем в связи с тектоническими опусканиями было заполнено осадками плиоценовых рек, блуждавших по Тамбовской равнине и направлявших свое течение на юг.

На описываемой территории известны находки нижне- и среднеплейстоценового аллювия (лихвинского, одинцовского), слагающего сильно размытые террасы, погребенные под ледниковыми отложениями. В существующем видимом рельефе лучше всего выражены надпойменные террасы, которые по времени формирования сопоставляются с днепровским, московским, калининским, валдайским оледенениями.

Днепровская терраса развита только вне границ московского оледенения. Она образовалась в результате эрозионно-аккумулятивной деятельности потоков талых вод при отступании днепровского ледника. Таким образом, это не речная, а скорее флювиогляциальная терраса, которая в обширных понижениях (в Мещерской, Волго-Клязьминской низменностях) распространяется даже на междуречьях, где сливается с водораздельными зандрами. Ее высота над уровнем рек в среднем 60—70 м. Терраса сложена разнородными песками мощностью обычно не более 3—4 м, которые местами прикрыты водноледниковыми лесовидными суглинками мощностью до 3—5 м.

В долине Оки выше Коломны днепровская терраса узкая, особенно между Калугой и Алексиним. Она была сильно размыта и сохрани-

лась в виде разрозненных сильно наклоненных площадок, сложенных маломощными флювиогляциальными отложениями. Высокий цоколь морены состоит из коренных пород, реже из днепровской морены и подморенных четвертичных отложений. Восточнее Рязани днепровские долинныя зандры простираются к югу от Оки вдоль меридиональных отрезков рек Прони, Рановы, Хупты, по правобережью Пары, Мокши и Цны. Цнинский и Паранский зандры оканчиваются в верховьях одноименных рек, не пересекая Окско-Воронежский водораздел, тогда как Пронско-Хуптинская флювиогляциальная поверхность, по-видимому, продолжается к югу, где сливается с зандрами в долине Воронежа.

Проблема генезиса названных зандров дискуссионна, так как не совсем ясно направление стока талых вод. В главе «Стратиграфия» накопление этих песков связывается с речным стоком через Окско-Воронежский водораздел на юг, совершившимся в московское время. На наш взгляд, этот сток в южном направлении мог осуществляться лишь некоторое время, пока талые воды были подпружены с севера, но не московским, а днепровским ледником.

После того, как ледник, расположенный на окской покатости Тамбовской равнины, сильно подтаял и распался на отдельные глыбы, стал возможен основной сток в сторону Оки. Об этом свидетельствует маломощность флювиогляциальных отложений, слагающих названный долинный зандр, и наклон его поверхности на север. Кроме того, как видно из карты рельефа поверхности коренных пород, Окско-Донской водораздел существовал уже в дочетвертичное время (Спиридонов, 1957; Лопатников, 1960).

Широкие долинныя зандры днепровского возраста сопровождают верхнее течение Ветлуги и ее правого притока Вохмы, но уже ниже Пыщуга они распространяются на снижающееся к Волге Ветлужско-Унженское междуречье. Лишь ниже по течению Волги зандры втягиваются в ее широкую долину, по которой шел сток талых вод днепровского ледника.

Московская терраса развита вне границ валдайского оледенения и в большинстве долин образовалась вследствие эрозивно-аккумулятивной деятельности потоков талых вод при отступании московского ледника. Только долины верхнего течения Оки и всех ее правых притоков не служили в это время вместилищем талых вод и поэтому их терраса формировалась исключительно за счет местного стока атмосферных осадков и грунтовых вод.

Высота террасы над уровнем рек в крупных долинах (Волги, Оки, Клязьмы) в среднем 30—40 м, а в небольших — 20—25 м. На территории московского оледенения она сложена флювиогляциальными разнотеррактными песками, залегающими чаще всего на московской же морене. Мощность песков 2—3, редко до 5—7 м. Терраса представляет собой долинный зандр, вложенный в более высокие ледниковые и водноледниковые поверхности водоразделов, где нередко обособляется еще одна терраса высотой до 50—55 м, возникающая на более ранней стадии отступления московского оледенения. В низменностях московская терраса обычно сильно расширяется, охватывая даже прилегающие междуречья. В таких местах в ее строении принимают участие ленточные глины, что свидетельствует о сложном характере гидрографической сети во время отступления московского ледника, когда наряду с водными потоками в низинах существовали приледниковые озерные водоемы.

В долине Волги московская терраса появляется ниже Ярославля. При пересечении краевых образований у г. Плёса она суживается и далее сильно расширяется, сливаясь с приледниковыми зандрами левобережья Волги. Самая высокая терраса Волги выше Ярославля (до

г. Ржева), возможно, относится к калининскому оледенению. В пределах Молого-Шекснинской и Ярославско-Костромской низин она сливается с одновозрастными озерными террасами.

В долине Днепра московская терраса появляется почти у самых верховьев, прослеживаясь то на левом, то на правом берегах вплоть до Смоленска, где она резко сужается. По материалам геологической съемки эта терраса продолжается далее к югу от Днепра через водораздел на верховья Хмары, Остра и далее по широкому Сещенскому протоку между грядами напорных морен днепроовского оледенения, где сливается с московской террасой Десны. По-видимому, при деградации московского оледенения существовал сток талых вод из долины Днепра в бассейн Десны.

Вне территории, охваченной московским оледенением, в цоколе террасы местами залегают одицовские аллювиальные отложения, слагающие погребенную террасу. Это, в частности, характерно для долины Оки (Асеев, 1959). Ее московская терраса прослеживается участками от верховьев до Коломны, то сильно расширяясь (на отрезке до Калуги), то резко сужаясь и даже полностью выклиниваясь вследствие размыва (на отрезке Калуга — Алексин). Ниже Коломны в пределах Мещеры московская терраса особенно широка (до 20 км и более). Она здесь сложена мелко- и тонкозернистыми флювиогляциальными (половодноледниковыми) песками мощностью до 10 м, под которыми местами сохранился одицовский аллювий. На правобережье Средней и Нижней Оки московская терраса более узкая и сложена лёссовидными суглинками мощностью 5—7 м, перекрывающими одицовские почвенно-аллювиальные образования.

К валдайскому времени относятся две террасы. Совместно они прослеживаются почти непрерывной полосой, причем в пределах возвышенностей террасы сравнительно узкие (до нескольких сотен метров, реже нескольких километров), а в низменностях они расширяются до 10—20 км и более. Так, валдайские террасы Оки в Мещерской низменности в ширину достигают 30—35 км. Площадка террас обычно плоская, но местами осложнена невысокими гривами речного происхождения.

Обе террасы строго приурочены к существующей речной сети, которая, следовательно, с валдайского времени не претерпевала существенных изменений. Только в редких случаях отмечены признаки незначительной ее перестройки. Так, крупный изгиб Дубны в сторону Вербилков в валдайское время, по-видимому, не существовал, так как западнее Нушполи на уровне валдайских террас протягивалось широкое понижение, по которому текла Дубна.

Верхняя валдайская терраса установлена в долинах всех основных рек и их главных притоков. Ее относительная высота у крупных рек достигает 20—25 м, а у малых рек уменьшается до 10—15 м. В большинстве мест терраса сохранилась в виде разрозненных площадок, с четко выраженными бровкой, тыловым швом и уступом. В низменностях она сильно расширяется и менее четко отделяется от выше- и нижележащих террас. Она также расширяется вверх по течению Западной Двины, Волги и Тверцы, где сливается с долинными и далее водораздельными зандрами. Это свидетельствует о ранневалдайском возрасте террасы и ее отложений, что подтверждается и палеонтологическими находками.

Терраса сложена преимущественно разнозернистыми песками мощностью до 5—6 м, залегающими на цоколе из ледниковых, реже дочетвертичных отложений. В южных районах, особенно на Среднерусской возвышенности, верхний — пойменный — горизонт аллювия состоит из суглинков с подчиненными прослоями песков.

Вне границ валдайского оледенения в эрозионных углублениях цоколя под ранневалдайским аллювием местами залегает аллювий погребенной микулинской террасы, представленный песками с прослоями суглинков и глин и с линзами старичных илов, богатых органическими остатками. Постель аллювия в таких случаях уходит под урез рек, а общая мощность аллювиальных отложений достигает 15—20 м и более.

Нижняя валдайская терраса развита в долинах всех рек, включая многие балочные и овражные долинки ручьев. От последующего размыва она в большинстве мест сохранилась отдельными обрывками в излучинах рек, возвышаясь над ними на 10—15 м, а в небольших долинах на 6—8 м. Терраса сложена разнозернистыми песками, которые в верхней части разреза содержат прослой супесей и суглинков. Изредка встречаются линзы иловатого старичного аллювия. Общая мощность аллювия обычно 10—15 м, но у крупных рек местами в пределах низменностей она возрастает до 20—25 м. Таким образом, цоколь террасы чаще всего скрыт под уровнем рек, но в небольших развилках эрозионной сети или в узких долинах с размытыми берегами он выступает над рекой на высоту нескольких метров.

Пойма прослеживается непрерывно вдоль тальвегов эрозионных форм, причем в самых мелких разветвлениях эрозионной сети ее аналогом является современное дно балок и оврагов. У небольших рек и ручьев пойма всего несколько десятков, реже сотен метров шириной и 1—5 м высотой. У крупных рек она расширяется до 1—1,5 км, а в отдельных местах до 10—15 км и больше. Таковы участки поймы Оки в Мещере, Волги и Костромы — в Ярославско-Костромской низменности, Днепра — в Ярцевской котловине, Москвы-реки — около Раменского, Клязьмы, Мокши и Цны — в нижнем их течении. Наиболее узкие участки поймы расположены: в долине Оки — Калужско-Алексинском отрезке или у Касимова, в долине Днепра — у Смоленска, в долине Волги — выше Ярославля и ниже Костромы, в долине Москвы — у Воскресенска.

Высота поймы крупных рек колеблется от 6—7 до 10—12 м, небольших рек и ручьев — от 1 до 3—4 м. Обычно она бывает разделена уступом на низкую и высокую поймы, а местами и на дополнительные промежуточные уровни с характерными для нее формами микрорельефа: старицами, гривами и межгриwnыми понижениями. Подобная гривистая пойма особенно хорошо выражена у Оки в Мещере, где относительная высота грив достигает 3—5 м.

Пойма сложена аллювием, в котором различаются хорошо развитые русловая, пойменная и старичная фации. Первая представлена преимущественно песками с более крупным обломочным материалом из подстилающих четвертичных или коренных пород, вторая — мелкозернистыми песками, супесями и суглинками и последняя — темноцветными илами и торфами. Общая мощность современного аллювия в зависимости от размеров реки колеблется от 3—5 до 15—25 м, что в большинстве случаев соответствует нормальной величине, которая равна сумме высоты паводков и глубин данных рек в меженное время. Ниже нормы мощность аллювия наблюдается в некоторых узких долинах, пересекающих возвышенности с выходами относительно прочных коренных пород или испытывающих современные поднятия, например Среднерусскую возвышенность. Интересно отметить, что в пределах Верхневолжской низменности пойма Волги цокольная, что было отмечено Г. Ф. Мирчинком. Из-под современного аллювия здесь выступает московская морена, что свидетельствует о невыработанности продольного профиля Волги и о ее преимущественно эрозионной деятельности в голоценовое время.

междуречьях вторичной моренной равнины (Борзов, 1925 и др., Дик, 1946).

Как показывает изучение разрезов, склоновые процессы оживлялись во время оледенений, когда в перигляциальной зоне формировались криосолифлюкционные и делювиальные шлейфы. Во время межледниковий склоновые процессы (дефлюкция и плоскостный смыв) были сильно ослаблены благодаря развитию сплошного растительного покрова, что в геологических разрезах зафиксировано в виде погребенных почвенно-элювиальных и озерно-болотных образований. Область днепровского оледенения пережила три перигляциала, а область московского оледенения — два, что сказалось в разной степени сглаживания первоначального рельефа на междуречьях.

Эрозионные процессы способствовали образованию совершенно особой системы склонов, имевших общие базисы денудации в виде серии взаимосвязанных древних и современных речных и озерных террас. Именно эти склоны выделены специальными условными знаками на геоморфологической карте, что позволило показать степень развития эрозионного рельефа в различных местах описываемой территории.

Во внеледниковой части Тульской области на Среднерусской возвышенности предположительно выделены плоские и плосковыпуклые водораздельные поверхности плоскостного смыва и дефлюкции, сформировавшиеся в неогеновое время. Это наиболее высокие (до 250—290 м над уровнем моря) плакорные элементы Плавского плато. Они слабо затронуты эрозионным расчленением со стороны верховьев Зуши, Упы, Красивой Мечи и Непрядвы, так что преобладают очень пологие склоны в 2—3°. Эти водораздельные элементы можно рассматривать как реликты древней денудационной поверхности, которая начала развиваться с уходом верхнемеловых морей и окончательно сформировалась, как и на других внеледниковых возвышенностях Русской равнины, по-видимому, в миоцене. Позднее, во время мощной плиоценовой аккумуляции, на Тамбовской равнине и в других местах, по периферии Среднерусской возвышенности, вероятно, образовался еще один более низкий денудационный уровень.

Делювиально-криосолифлюкционные средне-верхне-четвертичные склоны характерны для долинно-балочных форм вне области валдайского оледенения. В отличие от моренных поверхностей с характерными для них перегибами, обусловленными неравномерной ледниковой аккумуляцией, склоны эрозионных понижений отличаются более правильной сглаженной формой. Вверху они выпуклые без резко выраженной бровки, незаметно переходят в склоны прилегающих холмов и гряд ледникового происхождения или же в поверхность между речных и зандровых плато. В нижней части склоны вогнутые, постепенно сочленяющиеся с площадками надпойменных террас. Склоны эти длинные и пологие с углом не более 6—8°. Там, где в поздневалдайское или голоценовое время происходила интенсивная глубинная или боковая эрозия, они бывают ограничены резкой бровкой, ниже которой располагаются более молодые склоны гравитации и плоскостного смыва.

Многие склоны эрозионных форм являются унаследованными. Это доказывается тем, что морена (днепровская в области днепровского оледенения, московская или обе вместе в области московского оледенения) спускается к тальвегам погребенных долинно-балочных понижений, что, однако, не дает оснований считать такие склоны полностью первичными. Нередко они срезают ледниковые отложения, а на возвышенностях (особенно на Среднерусской) — даже коренные породы, что

произошло вследствие преобразования склонов эрозионно-денудационными процессами.

Выположенная нижняя часть склонов перекрыта делювиально-криосолифлюкционными и шлейфами мощностью до 3—5 м и больше. В районах расчлененных моренных и зандровых равнин шлейфы сложены преимущественно супесями, а в местах распространения водораздельных покровных суглинков — главным образом суглинками. Их делювиально-криосолифлюкционное происхождение и в основном средне- и верхнечетвертичный возраст доказываются наблюдаемыми местами параллельной склону тонкой слоистостью, пластическими мерзлотно-деформационными текстурами, соотношениями с погребенными одинцовскими и микулинскими почвенно-элювиальными и озерно-болотными образованиями, а также характером сочленения с речными террасами. Все эти склоновые отложения долин и междуречий входят как составная часть в сложный комплекс полигенетических покровных образований, более подробная характеристика которых дана в геологическом очерке.

Верхнечетвертичные и голоценовые склоны гравитации и плоскостного смыва свойственны долинным и особенно балочным формам, в которых совсем недавно происходили глубинная и боковая эрозия. Эти склоны обычно с резкой бровкой, выше которой располагаются склоны более древней генерации или же приводораздельные моренно-зандровые поверхности. Они опираются на нижнюю (поздневалдайскую) надпойменную террасу или, чаще, непосредственно на пойму и современное дно балок, в результате чего можно наблюдать четкий вогнутый перегиб в поперечном профиле долины, почти совершенно не замаскированный шлейфами.

Энергично подмываемые склоны обрывисты, обнажены, подвержены современным обвальным и осыпным процессам. Там, где боковая или глубинная эрозия ослаблена, склоны выположены до угла естественного откоса 35—40°, слабо задернованы, подвержены плоскостному смыву, а также быстрым и медленным оплывно-оползневому смещениям. Под воздействием этих процессов склоны в большинстве случаев выположены до 10—15°, неровные, с чередованием нишеобразных и циркообразных впадин, ступеней и бугров. Оплывно-оползневому явлению способствует то обстоятельство, что морена и делювиально-солифлюкционные суглинки после врезания балок и долин становятся неустойчивыми и легко смещаются вниз по наклонным контактным поверхностям, к тому же ослабленным грунтовыми водами.

Среди верхнечетвертичных и голоценовых склонов, подверженных гравитации, особо выделяются оползневые и обвально-осыпные склоны крупных долин, которые на геоморфологической карте выделены специальными условными знаками (см. рис. 144). Подобные склоны прослеживаются вдоль многих крупных долин, которые длительное время, в частности на протяжении голоцена, развивались в условиях правостороннего общего смещения русла под воздействием силы Кориолиса. В этом случае крутому правому берегу противостоит пологий левый берег с лестницей широких речных террас. Таковы долины Оки ниже Серпухова, Москвы-реки ниже Москвы, Клязьмы ниже Владимира, Волги ниже Наволоков, нижнего течения Унжи и ее притока Неи, среднего течения Ветлуги и др. Все названные реки или их отрезки находятся вне границ московского оледенения. На территории московского и валдайского оледенений асимметрия долин, выдержанная на большом протяжении, не наблюдается даже у таких крупных рек, как Волга или Днепр. Очевидно, она не успела образоваться за краткость времени (Борзов, 1913, Воскресенский, 1947).

Крутые склоны обычно развиваются под совместным воздействием обвально-осыпных и оползневых процессов, но в зависимости от геологических условий одни из них оказываются доминирующими. Чаще всего эти условия бывают благоприятны для образования оползней, так как в геологическом строении коренных берегов почти повсеместно участвуют пластичные горные породы, наблюдается чередование водоупорных и водоносных горизонтов.

Наиболее выдержана толща пестроцветных верейских глин мощностью до 30—35 м и больше, отделяющих каширский водоносный горизонт среднего карбона от протвинского водоносного горизонта нижнего карбона. Эти водоносные и водоупорные горизонты способствуют образованию оползней на южном и юго-западном крыльях Московской синеклизы, особенно на Среднерусской возвышенности. Вместе с глинами смещаются и толщи твердых карбонатных пород, которые формируют крупные оползневые бугры, ступени и целые оползневые зоны. Таковы на значительном протяжении оба берега Оки ниже Коломны, правый ее берег ниже Серпухова, правобережье нижней Протвы, берега Упы и других притоков Оки, у которых стенки срыва оползней нередко возвышаются на 60—80 м над тальвегом.

Способствуют также возникновению водоносных горизонтов и образованию оползней пестроцветные глины татарского яруса верхней перми и ветлужской серии нижнего триаса, содержащие прослой и линзы водоносных песков, песчаников, реже, известняков, кимеридж-оксфордские глины и волжские пески верхней юры, неоком-аптская песчано-глинистая толща нижнего мела. Оползни пестроцветной татарско-ветлужской толщи встречаются на севере и северо-востоке Костромской области по берегам Ветлуги, Вохмы и их притоков, на востоке Ивановской и Владимирской областей по берегам Волги, Оки, Клязьмы. Оползни юрских и меловых отложений широко распространены в центральной части Московской синеклизы и Владимиро-Шиловского прогиба. В Московской области они встречаются на берегах р. Москвы (в Москве и ниже по течению, главным образом на правом берегу), на берегах Пахры, Десны, Истры и других рек, в Рязанской области — на правом берегу Оки выше и ниже Рязани, на левом берегу у Елатымы и ниже по течению, на берегах Прони, Мокши, в Костромской области — на берегах Волги, Унжи, Неи и в других местах.

Так как мезозойские песчано-глинистые породы малосвязны, при оползании они образуют мелкобугристый и мелкоступенчатый рельеф, ограниченный четко выраженной циркообразной стенкой срыва. Местами наблюдаются лишь одиночные оползневые цирки, нередко оползни прослеживаются вдоль рек почти непрерывно на протяжении нескольких десятков километров, как, например, на правом берегу Унжи и Неи в их нижнем течении, на левом берегу Оки у Елатымы, где стенки оползневого срыва возвышаются на 60—70 м и более.

Повсеместно распространены оползни четвертичных отложений, чему способствуют прослой и линзы межморенных и внутриморенных водоносных песков, а также водоупорные и водоносные горизонты непосредственно подстилающих коренных пород. Отдельные моренные горизонты и безвалунные покровные отложения залегают с наклоном к тальвегам эрозионных форм и благодаря этому особенно подвержены смещениям вниз по склонам. Насыщаясь поверхностными и подземными водами, песчано-глинистые отложения чаще всего образуют оползньо-оплывины с хаотичным мелкобугристым и западинным микрорельефом, многочисленные циркообразные впадины типа осовов; кроме того, выделяются отдельные более крупные оползневые цирки.

Обвально-осыпные склоны распространены там, где коренные берега сложены однородными, преимущественно прочными породами. Они имеют вид высоких ровных откосов или подмытых реками обнаженных обрывов, лишенных характерной оползневой морфологии. Таковы берега отдельных отрезков верхней Оки и ее притоков с выходами монолитных окских и серпуховских известняков нижнего карбона, правый и левый берега Оки у Касимова, правый берег Клязьмы ниже Коврова, где названные реки пересекают Окско-Цнинский вал с выходами прочных карбонатных пород среднего и верхнего карбона.

Особенности долинно-балочного и овражного расчленения. Как уже было отмечено, рельеф, сформировавшийся в разные эпохи оледенения, неодинаково преобразован последующими денудационными процессами. Различна также и степень его эрозионного расчленения.

В области валдайского оледенения ледниковый рельеф еще очень слабо затронут эрозией, хотя гидрографическая сеть здесь достаточно густа. Реки незначительно врезаны в ложбины стока талых вод, в водораздельные и долинные зандры, в днища озерных котловин и поэтому они не стимулируют глубинную эрозию в своих бассейнах. Только там, где в первоначальном рельефе были значительные уклоны и перепады высот, в послеледниковое время успели образоваться более глубокие эрозионные врезы со склонами преимущественно плоскостного смыва и дефлюкции. Такие условия сложились, в частности, на северо-западном склоне Валдайской возвышенности.

В области московского и калининского оледенения общая степень эрозионного преобразования рельефа заметно выше, но в зависимости от местных условий она довольно значительно колеблется. Зандрово-аллювиальные и озерные низменные равнины, например Верхневолжская низина, освоены эрозионной сетью незначительно. Средневысотные моренные равнины расчленены интенсивнее, но и здесь обширные междуречья обычно бывают слабо освоены эрозией и развиваются применительно к местным базисам денудации — моренным западинам и заболоченным озерным котловинам. По краям междуречий выделяются полосы хорошо выраженного эрозионного рельефа в виде системы долин и балок с подчиненными им склонами. Наиболее сильно расчленены возвышенности, особенно их края, прилегающие к большим рекам. Глубина эрозионных врезов здесь от 30—40 до 60—70 м и больше. Так, правые притоки Днепра выше Смоленска расчленили южный край Духовщинской возвышенности на ряд увалистых друмлинообразных водоразделов, вытянутых в субмеридиональном направлении. Черты первичного ледникового рельефа здесь полностью утрачены в полосе шириной от 10 до 50 км. Сильно изрезан («в бахрому», по выражению С. Н. Никитина) северный склон Клинско-Дмитровской возвышенности, который поднимается над окружающими пространствами на высоту до 100 м. Также глубоко изрезан притоками Костромы западный склон Галичско-Чухломской возвышенности.

В области днепровского оледенения и вне ее наблюдается аналогичная картина резких колебаний интенсивности эрозионного расчленения, хотя в целом она выше, чем на территории московского оледенения. Относительно неглубоко и редко расчленены Волго-Клязьминская, Мещерская и Тамбовская низменности. Только около крупных рек (Волги, Оки, Клязьмы и их основных притоков), где перепад высот достигает 50—70 м, развита густая сеть коротких долин и балок, а дальше в глубь междуречий простираются плоскохолмистые и волнистые моренно-зандровые равнины. Очень сильно расчленены возвышенности: Среднерусская, Владимирского Ополя, Северных Ува-

лов. Здесь весьма густа балочная и овражная сеть. Этому способствовали большие относительные высоты, значительные неровности первичного рельефа, унаследованные с доледникового времени, покров легко размываемых лёссовидных суглинков, нарушение естественного почвенно-растительного покрова в связи с интенсивным земледельческим освоением территории. Только в наиболее удаленных частях междуречий сохранились участки сильно размывтой моренной поверхности, а вне границ днепровского оледенения — реликты сглаженного денудацией предположительно неогенового рельефа. В большинстве мест реликты первичного рельефа размыты полностью, так что склоны смежных балок и долин смыкаются своими вершинами, образуя пологовыпуклые холмисто-увалистые водоразделы. В балки с выположенными делювиально-солифлюкционными склонами в приречных частях вложены более молодые балочные врезы, опирающиеся на пойму рек. У таких балок преобладают склоны естественного откоса, осложненные многочисленными оползнями и оплывинами. На дне их в свою очередь наблюдаются свежие размывы русла, которые местами становятся настолько значительными, что превращаются в донные овраги. Чаще всего донные овраги глубиной от 2 до 6 м образуются в коротких балках со значительным уклоном тальвега. Балки и долины, кроме того, поражены склоновыми оврагами глубиной нередко 10—15 м и больше.

РЕЛЬЕФ ЭОЛОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

На задровых равнинах и речных террасах обычно наблюдаются многочисленные эоловые формы рельефа: бугры, гривы, гряды. Их относительная высота колеблется от 1—1,5 до 4—6 м, углы склонов от 2 до 10—15°. Чаще всего бугристый эоловый рельеф не отличается определенной упорядоченностью, но местами эоловые образования приобретают четкую форму материковых дюн, ориентированных с северо-запада на юго-восток, с юго-запада на северо-восток или в других направлениях. Одни дюны прямолинейные, другие параболические, выгнутые на восток или юго-восток, с пологим северным и северо-западным (навстречным) и более крутым (до 15—25°) южным и юго-восточным (подветренным) склонами. Это указывает на преобладающее западное и северо-западное направление господствующих ветров. Некоторые эоловые взбурения располагаются на прирусловых валах, гривах, близ уступов речных террас. Таким образом, они лишь осложняют название формы речного или водноледникового происхождения.

Небольшие изолированные дюны местами группируются в дугообразно изогнутые цепи. На концах таких дуг, вытянутых навстречу господствующим ветрам, располагаются продольные дюны, а посередине — поперечные. Так, на верхнечетвертичной озерно-дельтовой равнине Молого-Шекснинского междуречья в пределах Дарвинского заповедника наблюдается несколько дугообразных цепей эоловых форм длиной по 8—9 км, состоящих из отдельных небольших дюн высотой 2—3, реже 4—5 м (Спиридонов, Спиридонова, 1951).

Много эоловых форм развито на Верхневолжской, Ярославско-Костромской, Мещерской, Волго-Клязьминской, Волго-Унженской задровых и озерно-аллювиальных равнинах, на долинных задрах и речных террасах Волги, Днепра, Оки, Клязьмы, Жиздры, Угры, Цны, Мокши и других рек. Это преимущественно древние формы, в настоящее время покрытые лесом. По-видимому, основной этап их образования был приурочен ко времени, когда заканчивалось накопление песков водным путем и они еще не были скреплены почвенно-растительным покровом. Преимущественно это происходило в валдайское, калининское (?) и мо-

сковское позднеледниковья. Судя по погребенным почвам, наблюдаемым в разрезах эоловых песков, перевевание временами возобновлялось. Во многих местах оно происходит и сейчас, чему способствует уничтожение естественной растительности, проложение дорог, неумеренная пастьба скота и другие причины.

РЕЛЬЕФ КАРСТОВОГО И СУФФОЗИОННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Образование карстовых форм связано с распространением карбонатных и гипсово-ангидритовых пород, участвующих в геологическом строении Московской синеклизы.

В пределах описываемой территории наблюдаются только формы покрытого карста, приуроченные главным образом к тальвегам, днищам и склонам эрозионных форм. Это объясняется тем, что эрозионные формы вызывают дренаж подземных вод, направляя их в сторону речных долин и способствуя интенсивному водообмену и активному карстообразованию, а также тем, что в зоне эрозионного расчленения покров рыхлых некарстующихся отложений бывает сильно размыт и не препятствует течению карстового процесса. На междуречьях, где мощность мезозойских или четвертичных отложений превышает 5—8 м, поверхностные карстовые формы встречаются крайне редко.

Наиболее распространены следующие формы поверхностного карста: поноры, воронки, котловины, овраги и суходолы. *Поноры* располагаются в тальвегах небольших долин, балок и оврагов. Открытые поноры играют роль водопоглощающих отверстий во время стока ливневых и талых снеговых вод. Среди воронок выделяют несколько генетических типов: воронки просасывания (карстово-суффозионные), провальные, просадочные и карстово-эрозионные. Воронки просасывания возникают там, где поверхностные воды легко просачиваются сквозь маломощный слой поверхностных отложений, способствуя постепенному проникновению (просасыванию) рыхлого материала в трещины и каверны сильно закарстованных известняков или доломитов. Если покровные отложения всей массой обрушиваются или оседают в возникшие на глубине карстовые полости, то образуются провальные или просадочные воронки. Размеры воронок бывают от 1—2 до 75—100 м в поперечнике и от 0,5 до 10—15 м даже местами больше глубины. Наиболее крупные карстовые формы — *котловины* — достигают 100—200 м в поперечнике или по длинной оси. Они обычно состоят из нескольких слившихся карстовых воронок. В условиях покрытого карста любые понижения подвергаются воздействию поверхностных водотоков. Поэтому воронки и котловины на склонах и в тальвегах эрозионных форм нередко имеют сложное карстово-эрозионное происхождение, а сами эрозионные формы (овраги, балки, суходолы) бывают слепыми (Гвоздецкий и др., 1960, Смирнова, 1964).

Обширная область распространения карста приурочена к южному крылу Московской синеклизы, где известняки и доломиты верхнего девона, нижнего и среднего карбона залегают под маломощным чехлом четвертичных отложений. Так, на Москворецко-Окском междуречье карстовые формы встречаются в бассейнах Нары, Лопасни, Каширки, Коломенки, Пахры, правобережья Москвы-реки в нижнем течении, причем на Окско-Протвинском склоне междуречья они поднимаются даже на водоразделы (Матвеев, 1966). Здесь развиты воронки разных типов до 30 м в поперечнике и глубиной до 8 м, слепые овраги с водопоглощающими воронками длиной до 50 м, карстовые речки, теряющие свои воды в понорах. На Среднерусской возвышенности скопления карстовых форм наблюдаются вдоль Оки у Чекалина, Калуги, Алексина, в бассейнах

Упы выше и ниже Тулы, Плавы, Осетра, верхнего течения Прони, Красивой Мечи, Зуши и Черни. Преобладают воронки не более 30—60 м в поперечнике и 6—8 м глубиной, но встречаются и крупнее — до 100 м в поперечнике и до 15—20 м глубиной. Кроме того, здесь есть карстовые овраги и суходолы, исчезающие ручьи и речки.

На западном крыле Московской синеклизы коренные породы большей частью залегают глубоко под четвертичными отложениями. Поэтому поверхностные карстовые формы развиты здесь слабее, чем на южном крыле синеклизы. Однако в некоторых районах, где известняки и доломиты нижнего и среднего карбона очень близко залегают от дневной поверхности и даже обнажаются в долинах рек, имеются карстовые формы. В окрестностях Андреаполя, Нелидова, Селижарова, Торжка, Старицы, Вязьмы и в других районах Калининской и Смоленской областей встречаются поноры, воронки, исчезающие реки. Так, в верховьях Межи наблюдаются крупные карстовые провалы. Река Паникля (приток Межи) исчезает в закарстованных известняках и течет под землей на протяжении более 3 км.

Карст очень широко распространен на Окско-Цнинском валу, в геологическом строении которого участвуют известняки и доломиты среднего и верхнего карбона и гипсово-ангидритовая толща пермского возраста. Многочисленные воронки, котловины, слепые балки и овраги наблюдаются у Касимова, на Ковровском плато. Преобладающие размеры воронок 10—25 м в диаметре и 4—8 м в глубину. Котловины из слившихся воронок бывают вытянуты на 60—120 м и больше при ширине до 30—50 м.

Гипсово-ангидритовый карст интенсивно развит в Ивановской области. По данным А. У. Мамина (1961), на междуречьях Тезы и Шишегды, Шишегды и Уводи, Тезы и Луха встречаются многочисленные воронки, карстовые озера, котловины и суходолы. Плотность карстовых форм достигает 40—50 на 1 км². Есть места, где поверхность буквально изъедена карстовыми понижениями, которые располагаются вплотную друг к другу, обособляя узкие останцовые перемычки, грядки и бугры (Гвоздецкий, Спиридонов, 1958). Больше всего воронок диаметром до 12—20 м и глубиной до 6 м, но есть и крупнее — до 100—150 м в поперечнике. Примерами карстовых озер могут служить Флоровское с зеркалом воды 150×200 м и глубиной 12 м и более крупное Богоявленское озеро размером 1,8×2,5 км.

Следует отметить, что в южной части Смоленской области наблюдаются отдельные формы (поноры, воронки) мелового карста, которые значительно шире распространены в соседней Брянской области.

На плосковыпуклых вершинах водоразделов Среднерусской возвышенности, особенно же на плоскоравнинных междуречьях Окско-Донской низменности рассеяно множество блюдцеобразных западин 10—30 м в диаметре, глубиной 0,5—1,5 м. Встречаются плоские понижения и более крупного размера. Дно их ровное, заболоченное, покрытое влаголюбивой травянистой, кустарниковой или древесной растительностью. Небольшие обсыхающие западины распахиваются, но посевы в них страдают от вымочки и вымерзания. На склонах круче 2—3° блюдца обычно отсутствуют. По-видимому, их образование связано с выщелачиванием и уплотнением той разновидности покровных лёссовидных суглинков, которые отличаются карбонатностью, пористостью и, как следствие этого, просадочными свойствами. Близ долинных и овражно-балочных крутобережий, например в районе Рязани, Касимова, в лёссовидных суглинках наблюдаются формы механической суффозии в виде нор, колодцев, подземных траншей и ходов.

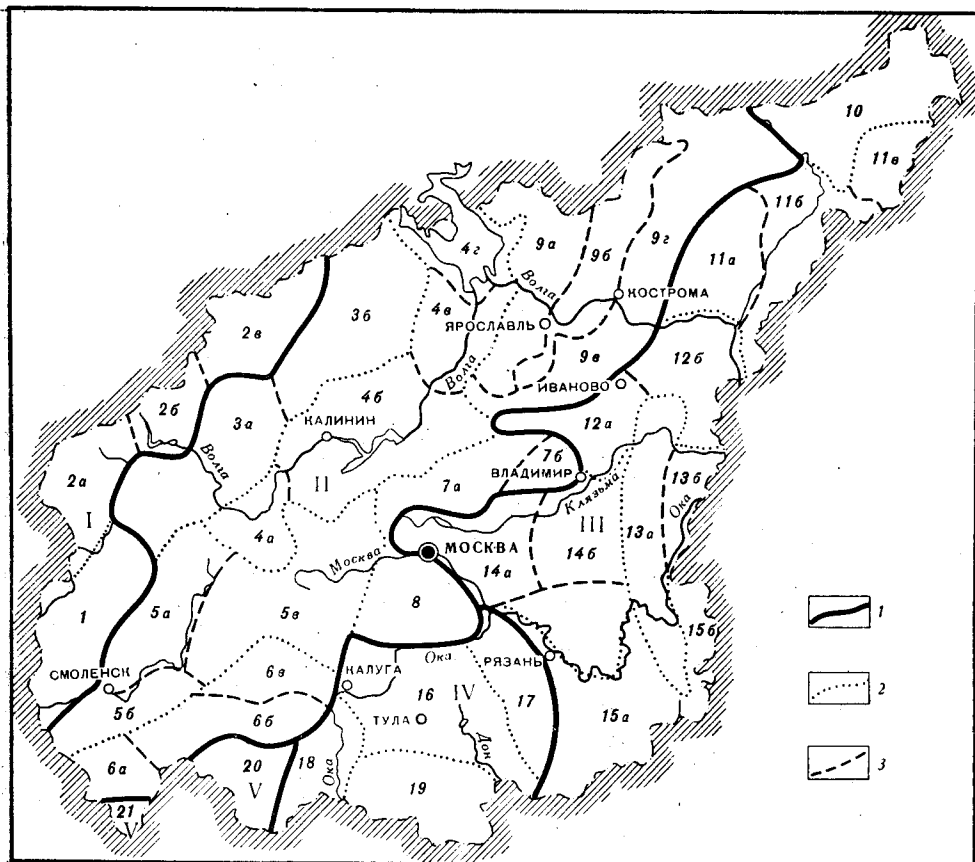


Рис. 145. Схема геоморфологического районирования центра Европейской части СССР
1 — границы областей; 2 — границы районов; 3 — границы подрайонов.

Цифры на карте. I. Валдайская область хорошо сохранившегося ледниково-аккумулятивного и водноледникового рельефа времени валдайского (осташковского) оледенения: 1 — район Западно-Валдайской ледниково-озерной и зандровой плоскоравнинной низменности с островами моренно-камовых всхолмлений на размытом девонском основании, 2 — район Валдайской возвышенности с комплексом форм ледниковой и водноледниковой аккумуляции вдоль погребенного западного края и уступа карбонového плато: а) подрайон крупных холмисто-грядовых форм (Торопецкие гряды, Ревеницкие горы и др.) и прилегающих к ним зандровых равнин; б) подрайон возвышенных холмисто-моренных равнин с островами крупных холмисто-грядовых форм, разделенных зандровыми понижениями и котловинами крупных Верхневолжских ложбинных озер; в) подрайон мелкохолмистой моренной равнины с островами крупных холмисто-грядовых форм, участками обширных зандровых и ледниково-озерных понижений в бассейне верхней Тверцы и Мологи

II. Смоленско-Ярославская область ледникового и водноледникового рельефа в пределах московского и калининского (?) оледенений, значительно переработанного эрозией: 3 — район Кувшиново-Бежецких моренных возвышенностей с группами крупных холмисто-грядовых форм на моноклиinally-пластовом основании западного крыла Московской синеклизы: а) подрайон холмисто-грядовых возвышенностей верхней Волги (Свиные горы, Ильи горы, Торжковская гряда и др.) на возвышенном доледниковом основании из каменноугольных отложений; б) подрайон моренно-холмистых и плоских зандровых равнин с группами крупных холмисто-грядовых форм (Лихославльская гряда, Бежецкий Верх и др.) на относительно сниженном коренном основании из каменноугольных и пермских отложений; 4 — район Верхневолжских моренно-зандровых и ледниково-озерных равнин на размытом моноклиinally-пластовом основании из верхнепалеозойских и мезозойских отложений осевой зоны Московской синеклизы: а) подрайон Волжско-Вазузинской моренно-зандровой равнины на каменноугольном основании; б) подрайон Волжско-Шошинской моренно-зандровой низменной равнины с островами холмисто-грядового рельефа (Калининская, Горницкая и Талдомская гряды) на относительно сниженном мезозойском основании; в) подрайон Калязинско-Рыбинской моренной и озерно-ледниковой плоской низменной равнины на сниженном мезозойском основании; г) подрайон Молого-Шекснинской озерной низменной равнины на сниженном мезозойском основании; д) подрайон Смоленско-Вяземской моренно-эрозионной возвышенности на возвышенном моноклиinally-пластовом основании из каменноугольных отложений западного крыла Московской синеклизы: а) подрайон Духовщинской моренно-эрозионной возвышенности; б) подрайон Смоленско-Ельнинской

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ

Описываемая территория подразделяется на несколько геоморфологических областей, районов и подрайонов (рис. 145). Это деление является простой детализацией карты морфоструктурного районирования. Оно учитывает также морфоскульптурные признаки, отраженные на прилагаемой типологической геоморфологической карте. Это да-

моренно-зандровой равнины с островами крупных холмисто-рядовых форм; в) подрайон Вяземско-Можайско-Волоколамской холмисто-моренной возвышенности с крупными холмисто-рядовыми формами; 6 — район южного склона Смоленско-Вяземской возвышенности на моноциклонально-пластовом основании западного крыла Московской синеклизы с размытым покровом мезозойских отложений Брянско-Рославльского прогиба: а) подрайон Сожской моренно-зандровой низины с группами крупных холмисто-рядовых форм в окрестностях Рославля; б) подрайон холмисто-моренной возвышенности и крупных холмисто-рядовых форм (Спас-Деменская гряда, Мещевские, Мосальские всхолмления и др.); в) подрайон Угринской зандрово-эрозийной плоско-волнистой и плоскохолмистой низменной равнины; 7 — район Клинско-Дмитровской и Юрьев-Польской возвышенностей на остаточном денудационном основании из мезозойских отложений осевой зоны Московской синеклизы; а) подрайон Клинско-Дмитровской моренно-эрозийной возвышенности с группами крупных холмисто-рядовых форм окраинной зоны московского оледенения; б) подрайон Юрьев-Польской моренно-эрозийной возвышенности; 8 — район Москворецко-Окской моренно-эрозийной и ледниково-озерной средневысотной равнины с островами сглаженных моренно-камовых холмов и с долинными зандрами вдоль границы московского оледенения; 9 — район моренно-холмистых возвышенностей Рыбинского, Ярославского и Костромского Поволжья на размытом пластовом основании из мезозойских отложений центральной части Московской синеклизы. а) подрайон Угличско-Даниловской средневысотной моренно-эрозийной равнины с группами холмисто-рядовых форм по краю калининского (?) оледенения; б) подрайон Ярославско-Костромской ледниково-озерной и зандрово-аллювиальной низменной котловины; в) подрайон Плес-Ростовских холмисто-рядовых форм краевой зоны Московского оледенения; г) подрайон Галичско-Чухломской моренно-эрозийной возвышенности с холмисто-рядовыми формами краевой зоны московского оледенения.

III. Волжско-Окская область остаточно-моренных равнин днепровского возраста и аллювиально-зандровых равнин, созданных тальми водами днепровского и московского оледенения: 10 — район моренно-эрозийной возвышенности западной части Северных Увалов на размытом мезозойском основании осевой зоны Московской синеклизы; 11 — район Волжско-Унженской моренно-зандрово-аллювиальной низменной равнины на размытом пластовом основании из мезозойских отложений центральной части Московской синеклизы: а) подрайон Волжско-Нейской зандровой равнины и ложбин стока талых вод московского оледенения с останцами плоских моренных всхолмлений; б) подрайон Унженской террасированной аллювиально-зандровой равнины; в) подрайон Заветлужской плосковолнистой эрозийной равнины с аллювиально-зандровыми придолинными понижениями; 12 — район Волжско-Клязьминской моренно-зандровой равнины на размытых мезозойских и пермских отложениях центральной части Московской синеклизы: а) подрайон Ивановской зандровой равнины и ложбин стока талых вод московского оледенения с останцами плоских моренных всхолмлений; б) подрайон Шуйско-Юрьевцевой моренно-зандровой равнины, расчлененной эрозийной сетью; 13 — район Оско-Цнинской моренно-зандровой равнины на приподнятом коренном цоколе в полосе Оско-Цнинского вала: а) подрайон моренно-зандрового плато Оско-Цнинского вала с высоким цоколем из каменноугольных и пермских отложений; б) подрайон Муромско-Гороховецкого моренно-зандрового плато, расчлененного эрозийной сетью; 14 — район Мещерской зандрово-аллювиальной низменности с останцами плоских моренных равнин и всхолмлений: а) подрайон моренно-зандрово-аллювиальной Подмосковной Мещеры; б) подрайон зандрово-аллювиально-озерной и моренно-останцовой Центральной Мещеры; в) подрайон аллювиально-террасированной Приокской Мещеры; 15 — район Оско-Воронежской моренно-эрозийной и долинно-зандровой равнины на относительно сниженном северо-восточном крыле Воронежской антеклизы, северной части Пачелмского авлакогена и прилегающей краевой части Токмовского выступа: а) подрайон Паро-Пронской моренно-эрозийной и долинно-зандровой равнины на погребенной аллювиальной равнине плиоценового возраста; б) подрайон Цнинско-Мокшинского долинного зандра.

IV. Область северной части эрозийной Среднерусской возвышенности на относительно приподнятом южном крыле Московской синеклизы и северо-восточном крыле Воронежской антеклизы: 16 — район северного склона возвышенности, сильно расчлененного долинно-балочно-овражной сетью с плащом размытой днепровской морены и чехлом лёссовидных суглинков; 17 — район относительно сниженного северо-восточного склона возвышенности с останцами плосковолнистой моренно-лессовой равнины на эрозийных междуречьях; 18 — район сильно расчлененного северо-западного склона возвышенности с террасированными аллювиально-зандровыми понижениями вдоль Оки и Жидары; 19 — Чернско-Ефремовский район вледниковой наиболее высокой части возвышенности, сильно расчлененной долино-балочной сетью с чехлом лёссовидных суглинков на девонских, каменноугольных и размытых меловых отложениях.

V. Область Деснинско-Днепровского Полесья: 20 — район северной окраины Деснинско-Болвинской средневысотной моренно-зандрово-эрозийной равнины на размытом каменноугольном и мезозойском основании юго-западного крыла Московской синеклизы; 21 — район северной части Ипугской зандровой равнины на размытом мезозойском основании Брянско-Рославльского прогиба

ет возможность полнее выявить индивидуальные особенности отдельных районов, что важно при решении как теоретических, так и практических задач.

Самые крупные региональные единицы — области — выделяются по морфологическим, генетическим и возрастным признакам форм ледниково-аккумулятивного, водноледникового и водноэрозионного рельефа, определяющих основной геоморфологический фон территории. По детализирующим морфоструктурным и морфоскульптурным показателям выделяются районы и подрайоны, полный перечень и краткая характеристика которых приведены на прилагаемой схематической карте геоморфологического районирования¹.

¹ Более подробное описание геоморфологических районов можно найти в книге «Гидрогеология СССР», т. I, 1966, а также в специальной работе А. И. Спиридонова (1964).

ОСНОВНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Айзенберг Д. Е., Бражникова Н. Е. 1959. О стратиграфии нижней части нижнего карбона западного сектора Большого Донбасса. В сб. «Стратиграфия нижнего карбона Волго-Уральской обл. Русской платформы». Тр. ВНИГНИ, вып. XIV. Гостоптехиздат.
- Аксенов Е. М. 1967. О вендском комплексе на востоке Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Александрова Л. П., Цейтлин С. М. 1965. Местонахождение ископаемых остатков мелких млекопитающих в четвертичных отложениях бассейна р. Нерли. В сб. «Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих». М., изд-во «Наука».
- Алихова Т. Н. 1960. Стратиграфия ордовикских отложений Русской платформы. М., Гостеолтехиздат.
- Амалицкий В. П. 1885. Отчет Нижегородскому земству. Материалы к оценке земель Нижегородской губернии, вып. 7. СПб.
- Амалицкий В. П. 1886. О возрасте яруса пестрых пород в Волжско-Окском бассейне. Тр. СПб. общ-ва естествоиспыт., т. XVII, вып. 1.
- Амалицкий В. П. 1892. Материалы к познанию фауны пермской системы России (Мергелисто-песчаные породы Окско-Волжского бассейна, Anthracosiidae). Изв. Варшав. ун-та, № 2—8.
- Амалицкий В. П. 1900. О раскопках в 1889 г. остатков позвоночных животных в пермских отложениях севера России. Тр. СПб. общ-ва естествоиспыт., т. XXXI, вып. 1.
- Ананова Е. Н., Кульгина В. В. 1965. Межледниковая флора Лихвинского стратопита. В сб. «Проблемы палеогеографии». Изд-во ЛГУ.
- Андреева Е. М. 1966. Докембрийские комплексы растительных микрофоссилий СССР. Палеопалинология. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 2, вып. 141. Л., изд-во «Недра».
- Антипов А. И. 1862. Месторождения гжельской глины и промышленность гжельского приказа Московского удельного имения. Горный журнал, № 1.
- Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. 1963. М., изд-во АН СССР.
- Аристов В. Н. 1964. О фауне и возрасте нижнемелового фосфоритового конгломерата в Ярославской области. Докл. на научн. конфер., т. II, вып. 4 (Яросл. пед. ин-т). Ярославль.
- Арсланов Х. А., Громова Л. И., Невский В. А. 1966. Уточнение возраста верхнеплейстоценовых отложений некоторых разрезов Ярославского Поволжья. В сб. «Верхний плейстоцен». М., изд-во «Наука».
- Архангельский А. Д. 1909. Геологическое описание фосфоритоносных отложений Костромской губ. по р. Волге, к западу от г. Кинешмы и по р. Мере. Тр. Ком. иссл. фосф., вып. 1.
- Архангельский А. Д. 1919. Об Окско-Цнинском вале и Рязано-Костромском прогибе. Изв. Моск. отд. Геол. ком., ч. 1.
- Архангельский А. Д. 1922. Обзор геологического строения Европейской России, т. II. Средняя Россия. Изд. Геол. ком., Петроград.
- Архангельский А. Д. 1923. Несколько слов о тектонике Русской платформы. БМОИП, отд. геол., т. II, вып. 3.
- Архангельский А. Д. 1924. О соотношении между аномалиями силы тяжести, аномалиями магнитными и геологическим строением в Восточной Европе. Тр. КМА, вып. 1.
- Архангельский А. Д. 1933. К вопросу об условиях образования бокситов в СССР. БМОИП, т. XI, вып. 4.
- Архангельский А. Д. 1934. Геологическое строение СССР. Западная часть. ОНТИ.
- Архангельский А. Д. 1940. О строении Русской платформы. БМОИП, отд. геол., т. 28, № 3—4.

- Архангельский А. Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. I. Гостоптехиздат.
- Архангельский А. Д. 1948. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. II. Докембрий и палеозой. Гостоптехиздат.
- Асеев А. А. 1954. Четвертичные отложения в бассейне среднего течения Оки и некоторые вопросы палеогеографии этой территории. Мат. по палеогеографии, вып. 1. Изд-во МГУ.
- Асеев А. А. 1961. Палеогеография долины Средней и Нижней Оки в четвертичное время. В сб. «Мат. Всесоюзн. совещ. по изуч. четв. периода». Т. II. М., изд-во АН СССР.
- Асеев А. А. 1962. Геоморфологическая зональность ледниковой области Русской равнины. Тр. ком. по изуч. четв. периода АН СССР, т. 19.
- Асеев А. А., Веденская И. Э. 1962. Развитие рельефа Мещерской низменности. М., изд-во АН СССР.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и его геосинклинального обрамления. Т. I, 1960; часть II, 1961. Госгеолтехиздат.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. 1968. Т. III, IV. Под редакцией А. П. Виноградова. М., ГУГК.
- Атлас литолого-фациальных карт Русской платформы. 1953. М.—Л.
- Атлас углей Подмосковского бассейна. 1962. Т. I, II. Тула.
- Ауслендер В. Г. 1966. Основные черты стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Молого-Шекснинской низины. В сб. «Мат. по геол. и пол. иск. Северо-Запада РСФСР». Л., изд-во «Недра».
- Ауэрбах И. Б., Траутшольд Г. А. 1860. Каменный уголь Центральной России. Вестн. естеств. наук. БМОИП, т. 7, № 25.
- Бадер О. Н., Громов В. И. 1963. Путеводитель экскурсии в район верхнепалеолитической стоянки Сунгирь близ г. Владимира. Ком. по изуч. четв. периода АН СССР. М.
- Бакиров А. А. 1948а. Геологическое строение и перспективы нефтеносности палеозойских отложений Среднерусской синеклизы. Гостоптехиздат.
- Бакиров А. А. 1948б. Стратиграфия и палеогеография центральных областей Русской платформы в свете учения И. М. Губкина. В сб., посвящ. памяти акад. И. М. Губкина. Гостоптехиздат.
- Бакиров А. А. 1949. Стратиграфия и палеогеография пермских отложений центральных областей Русской платформы. Тр. МФ ВНИГРИ, вып. 4.
- Бакиров А. А. 1951а. Главнейшие черты геотектонического развития внутренней части Русской платформы. В сб. «К геологии центр. обл. Русской платформы». М., Госгеолиздат.
- Бакиров А. А. 1951б. Основные черты тектонического развития территории Верхнего Поволжья. В сб., посвящ. памяти акад. И. М. Губкина.
- Бакиров А. А. 1954а. Опыт изучения геологии кристаллического фундамента Русской платформы на основе опорного бурения. Гостоптехиздат.
- Бакиров А. А. 1954б. Современные представления о геологическом строении кристаллического фундамента Русской платформы (по данным опорного бурения). Тр. Акад. нефт. пром., вып. 1.
- Бакиров А. А. 1959. Стратиграфия и палеогеография центральных областей Русской платформы в связи с оценкой нефтеносности. Тр. МФ ВНИГРИ.
- Балашова Е. А. 1963. Первая находка верхнекембрийских трилобитов на Русской платформе. Вестн. ЛГУ, № 12.
- Балашова Е. А. 1968. Новые представители отряда *Polymega* некоторых районов СССР. В сб. «Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР», вып. II, ч. 2. М., изд-во «Недра».
- Барбот де Марни Н. П. 1872. Геологические исследования, произведенные в 1870 г. в Рязанской и некоторых других губерниях. Зап. Росс. минер. общ-ва, № 4—7.
- Белоусов А. К. 1939. Бокситы южного крыла Подмосковского бассейна. Тр. ВИМС, вып. 151.
- Белоусов В. В. 1944. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР. Тр. ИГН АССР, вып. 76, геол. серия, № 23.
- Белоусова З. Д. 1949. Характеристика отложений татарского яруса по фауне остракод. Тр. МФ ВНИГРИ, вып. 1.
- Белоусова З. Д. 1956. Остракоды из разреза верхнепермских отложений. Тр. ВНИГРИ, вып. VII.
- Белоусова З. Д. 1961. Остракоды нижнего триаса. БМОИП, отд. геол., т. XXXVI, № 1.
- Белоусова З. Д. 1962. Остракоды верхнепермских отложений центральной и северо-западной областей Русской платформы. В сб. «Стратигр. схемы палеозойских отл. Пермская система». Гостоптехиздат.
- Бессонова В. Я., Чумаков Н. М. 1968. О ледниковых отложениях в позднем докембрии Белоруссии. ДАН СССР, т. 178, № 4.

- Бессонова В. Я., Чумаков Н. М. 1969. Верхнедокембрийские ледниковые отложения западных районов СССР. Литология и полезные ископаемые, № 2.
- Бирина Л. М. 1938. Петрографическая характеристика алексинской, михайловской и веневской толщ южного крыла Подмосковского бассейна и некоторые данные по западному крылу. Тр. ВИМС, вып. 119/а.
- Бирина Л. М. 1941. О происхождении рельефа известнякового фундамента угленосной толщи Подмосковского бассейна. Тр. ВИМС, вып. 168.
- Бирина Л. М. 1948а. Схема детальной стратиграфии и условия отложения пограничных слоев девона и карбона (этрень) в южном Подмосковье. Сов. геология, сб. 28.
- Бирина Л. М. 1948б. Новые виды известняковых водорослей и фораминифер пограничных слоев девона и карбона. Сов. геология, сб. 28.
- Бирина Л. М. 1949а. Стратиграфия и фации каменноугольных отложений центральных областей Русской платформы. Тр. МФ ВНИГРИ, вып. 1. Гостоптехиздат.
- Бирина Л. М. 1949б. Граница девона и карбона в центральной части Русской платформы по данным петрографического исследования пограничных слоев. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Бирина Л. М. 1949в. Об асимметрии эпейрогенетических движений каменноугольного периода Подмосковья. БМОИП, отд. геол., № 2.
- Бирина Л. М. 1951. Рельеф и тектоническое строение турнейского континента в южном Подмосковье. Тр. МФ ВНИГРИ, вып. 2. Основные результаты изучения геологии и нефтеносности Русской платформы. Гостоптехиздат.
- Бирина Л. М. 1953а. Нижнекаменноугольные отложения центральной части Московской синеклизы (строение, залегание и условия образования). Тр. МФ ВНИГРИ. Гостоптехиздат.
- Бирина Л. М. 1953б. О следах магматической деятельности в девоне Солигаличского поднятия. ДАН СССР, т. 88, № 5.
- Бирина Л. М. 1954. Об отложениях проблематического возраста на границе среднего девона и нижнего силура в Московской синеклизе (ярославская серия). БМОИП, т. 59, отд. геол., нов. серия, т. 29, вып. 3.
- Бирина Л. М. 1957. Стратиграфия и условия отложения девона в северной части Московской синеклизы. Гостоптехиздат.
- Бирина Л. М. 1965. Влияние древнего рельефа на состав карбонатных осадков средне- и верхнепалеозойских бассейнов в центральной части Русской платформы. В кн. «Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР». Междунар. конгр. по стратигр. и геол. карбона, V сессия. М., изд-во «Наука».
- Благовещенский Г. А. 1946. Формирование лёссов ледниковой области Европейской части СССР в связи с колебаниями климата в четвертичном периоде. Probl. палеогеографии четв. периода. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, № 37.
- Блом Г. И. 1952. О маркирующих горизонтах и стратиграфии татарских отложений Горьковского Поволжья. ДАН СССР, т. 86, № 2.
- Блом Г. И. 1960а. Нижнетриасовые отложения Волго-Вятского междуречья. Тр. Всесоюз. совещ. по уточнению униф. стратигр. схемы мезозойских отл. Русской платформы, т. 1. Тр. ВНИГРИ, вып. 29. Гостоптехиздат.
- Блом Г. И. 1960б. О возрасте конгломерато-глинистой толщи бассейнов рек Керженца, Линды, Ведомости и Серги. Сов. геология, № 4.
- Блом Г. И. 1960в. Олигоценовые отложения Волжско-Ветлужского междуречья. Сов. геология, № 3.
- Блом Г. И., Игнатьев В. И. 1955. Стратиграфическая схема нижнетриасовых отложений бассейна Верхней Вятки. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 115, кн. 8.
- Блох А. М. 1957. О природе некоторых поднятий известнякового фундамента на юго-востоке Подмосковского бассейна. Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Блох А. М. 1958. Предвизейский рельеф юго-востока Подмосковского бассейна и его связь с угленосностью. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 3.
- Блох А. М. 1963. О подмосковных гипсах. Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Богданов А. А. 1967. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. Вестн. МГУ, № 1.
- Богданова З. А. 1929. О разрезе нижнего карбона западного и северо-западного крыльев Подмосковского бассейна. Изв. Геол. ком., т. 48, № 10.
- Богданова З. А. 1932. К стратиграфии нижнего карбона Подмосковского бассейна. Вестн. ВВГРО, № 12.
- Богданова З. А. 1939. Стратиграфическое значение подразделений нижнего карбона Подмосковского бассейна. Тр. XVII сессии МГК, т. 1, М., ГОНТИ.
- Богданова З. А. 1940. К литологии пород нижнего карбона Подмосковского бассейна. В сб. ВСЕГЕИ, посвященном памяти С. Ф. Малаякина. Л.
- Боголюбов Н. Н. 1899а. Геологические исследования в Зарайском уезде Рязанской губернии. Мат. геол. строен. России, вып. 1.
- Боголюбов Н. Н. 1899б. Материалы для геологии Тарусского уезда. Мат. геол. строен. России, вып. 1.

- Боголюбов Н. Н. 1903. Экскурсия в Кинешму. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. VI, вып. 2—3.
- Боголюбов Н. Н. 1904а. Материалы по геологии Калужской губ. Тр. Оцен.-стат. отд. земск. управы Калужск. губ., т. I. Калуга.
- Боголюбов Н. Н. 1906. Геологический очерк Малоярославского уезда Калужской губернии. Тр. Оцен.-стат. отд. земск. управы Калужской губ., т. II, Калуга.
- Боголюбов Н. Н. 1907. К геологической истории Калужского края в ледниковый период. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. IX, вып. 1—2.
- Богословский Н. А. 1897. Рязанский горизонт. Мат. по геологии России, вып. 17.
- Богословский Н. А. 1906. Общая геологическая карта России. Лист 73. Тр. Геол. ком., нов. серия № 16.
- Бодылевский В. И. 1926. Развитие *Cadoceras elatmae* Nik. Ежегодн. Русск. палеонт. общ-ва, т. V, ч. 1.
- Бок К. И. 1871. Геологические исследования, произведенные в уездах Вышневолоцком и Новоторжском. Мат. геол. строения России, т. III.
- Болховитинова М. А. 1932. Новые данные по стратиграфии юго-восточной части 58 листа общей геол. карты, ОНТИ.
- Болховитина Н. А. 1951. Спорово-пыльцевой состав отложений апта и альба центральной части Русской платформы. БМОИП, т. XXVI, № 5.
- Болховитина Н. А. 1953. Спорово-пыльцевая характеристика меловых отложений центральных областей СССР. Тр. ИГН АН СССР, вып. 145, геол. серия, № 61.
- Борзов А. А. 1913. К вопросу об асимметрии междуречных плато. Сб. в честь 70-летия Д. Н. Анучина. М.
- Борисковский Г. П. 1934. Палеолитические и эпипалеолитические местонахождения бассейна р. Оки. По материалам археологических разведок. Тр. сов. секции АИЧПЕ, вып. I.
- Бороздина З. И. 1959. Стратиграфия и палеогеография пермских отложений северной части Волго-Уральской области. Тр. ВНИГНИ, вып. XXV.
- Бороздина З. И., Горшкова В. А., Горнштейн Н. А., Макарова Т. В. 1960. Основные закономерности в распределении фаций пермских отложений северной и восточной частей Волго-Уральской области и сопредельных районов. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXI.
- Бороздина З. И., Горшкова В. А., Горнштейн Н. А., Макарова Т. В. 1962. Сопоставление разрезов казанских отложений и некоторые замечания по границе между подъярусами. В сб. «Стратигр. схемы палеозойских отл. Пермская система». Гостоптехиздат.
- Бреслав С. Л. 1967. Погребенный рельеф ложа четвертичных отложений Северного Подмосковья. БМОИП отд. геол., т. 42, № 6.
- Бреслав С. Л., Шик С. М. 1960. Разрез с двумя горизонтами межледниковых отложений в д. Гридино Сафоновского района Смоленской обл. Матер. по геологии и полезным ископ. центральных районов Европ. части СССР, вып. 3. Калуга.
- Брунс Е. П. 1935. К литологии песчано-глинистой толщи C_1^{hn} Боровичского района. Изв. ЛГГГТ, № 2—3 (7—8).
- Брунс Е. П. 1939. Основные черты строения и условий образования песчано-глинистой (угленосной) толщи C_1^{hn} Ленинградской области. Нижнекаменноугольные отложения сев.-зап. крыла Подмосковного бассейна. Сб. Ленингр. геол. упр., № 3.
- Брунс Е. П. 1940. Косая слоистость в песках нижнего карбона Боровичского района. В сб. «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация». Госгеолиздат.
- Брунс Е. П. 1957. Стратиграфия древних доордовских отложений западной части Русской платформы. Сов. геология, сб. 59.
- Брунс Е. П. 1963. Русская платформа. Северо-западные, центральные и северные районы. В кн. «Стратиграфия СССР». Т. 2. Верхний докембрий. Госгеолтехиздат.
- Бурова Е. Г. 1953. Додевонские образования Тульского района. Тр. ВНИИГаз.
- Бушинский Г. И. 1937. Петрография и некоторые вопросы генезиса егорьевских фосфоритов в Московской области. БМОИП, отд. геол., т. XV, № 5.
- Бушинский Г. И. 1954. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Тр. ИГН АН СССР. М., изд-во АН СССР.
- Быстров А. П., Ефремов И. А. 1940. *Benthosuchus sushkini* — лабиринтодонт из дотриаса р. Шарженги. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. X, вып. 1.
- Варданянц Л. А. 1966. Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы. Изд. ГУГК.
- Вейденбаум М. А. 1916. Сообщение о геологическом исследовании берегов Волги от г. Костромы до с. Пушкино и от с. Наволок до р. Решмы. БМОИП, нов. серия, т. XXIX.
- Вейденбаум М. А. 1923. Ярусы, зоны и петрографические горизонты коренных и послетретичных напластований в пределах 71 листа общей геологической

- карты Европейской России. Тр. Костром. науч. об-ва по изуч. местного края, т. XXXII, вып. 4.
- Величко А. А. 1961а. Геологический возраст верхнего палеолита центральных районов Русской равнины. Ин-т географии АН СССР. М., изд-во АН СССР.
- Величко А. А. 1961б. Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений района днепровского оледенения. В кн. «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины». М., изд-во АН СССР.
- Величко А. А. 1963. Опыт корреляции лёссовых отложений в перигляциальной зоне Европы. В сб. «Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты». М., изд-во АН СССР.
- Венецкий А. И. 1868. Очерк геогностического строения юго-восточной части Московского бассейна. Тр. I съезда естествоисп. и врачей. СПб.
- Венюков П. Н. 1884. Отложения девонской системы Европейской России. Опыт их подразделения и параллелизации. Тр. СПб. об-ва естествоисп., т. 15.
- Венюков П. Н. 1886. Фауна девонской системы северо-западной и центральной России. Тр. СПб. об-ва естествоисп., т. 17.
- Веселовская М. М. 1956. О древнейших карбонатных породах на Русской платформе. ДАН СССР, т. 109, № 3.
- Веселовская М. М. 1957. Донижнепалеозойская кора выветривания. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Веселовская М. М. 1963. Итоги петрографического изучения кристаллического фундамента Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Веселовская М. М. 1966. О распространении кварцево-биотитовых сланцев на восточном склоне Воронежского выступа. Сов. геология, № 7.
- Веселовская М. М. 1967. Корреляция древних толщ восточных и центральных областей Русской платформы по характеру эпигенетических изменений и специфике магматических образований. Сов. геология, № 1.
- Веселовская М. М., Завидонова А. Г. 1952. Докембрий района Калужского поднятия по материалам глубокого бурения. Изв. АН СССР, № 1.
- Веселовская М. М., Утехин Д. Н., Суханова С. М. 1959. Протерозойские образования на Русской платформе по данным глубокого бурения. Тр. ВНИГНИ, вып. XIII.
- Видина А. А., Солнцев Н. А., Цесельчук Ю. Н. 1961. Касимовское Ополье. Вестн. МГУ, серия V (география), № 6.
- Викулова М. Ф. 1932. Условия образования глин нижнего карбона Подмосковного бассейна, связанных с углями. Тезисы докл. на XVII МГК.
- Винарская Р. Л. 1953. Породы кристаллического фундамента Серпуховского района. Тр. ВНИИгаз.
- Виноградов А. П. 1960. История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М., изд-во «Недра».
- Виноградов А. П. 1960. Палеогеография Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. В кн. «Докл. сов. геол. на МГК, XXI сессия».
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. и др. 1960. О возрасте кристаллического основания Русской платформы. Тр. МГК, XXI сессия, пробл. 3.
- Виноградов А. П., Дервиц А. Л. и др. 1966. Данные радиоуглеродной лаборатории Института геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского. Сообщение 4. В кн. «Верхний плейстоцен». М., изд-во «Наука».
- Виноградов Б. Г. 1963. Новые данные по литологическому изучению яснополянского надгоризонта в южном крыле Подмосковного бассейна. Бюлл. по научно-техн. инф. Гос. геол. ком. СССР, № 4 (48).
- Вишняков С. Г. 1948. Докарбоновый рельеф северо-западного крыла Подмосковного бассейна и значение его в распределении полезных ископаемых и направлении пошлов. Тр. ВГУ, т. XVI, вып. 1.
- Вишняков С. Г. 1953. Кремнистые образования в карбонатных породах нижнего и среднего карбона северо-западного крыла Подмосковного бассейна. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Вишняков С. Г. 1956. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы. В сб. «Типы доломитовых пород и их генезис». Тр. ГИН АН СССР, вып. 4.
- Вишняков С. Г. 1958. Область сноса обломочного материала, послужившего для накопления палеозойских отложений северо-западной окраины Подмосковной синеклизы. Тр. ВГУ, т. 48.
- Вишняков С. Г. 1962. Конгломерато-брекчиевые известняки взмучивания. Изв. вузов. «Геология и разведка», № 6.
- Волков К. Ю. 1956. О тектонической структуре юго-западной части Подмосковного бассейна и некоторых закономерностях угленакпления. Тр. ЛАГУ АН СССР, вып. 6.
- Волков К. Ю. 1957. Новые данные о геологическом строении и угленосности юго-западной части Подмосковного бассейна. Тр. Ц геол. совещ. по Подмосковному угольному басс. М., Углетехиздат.

- Волков К. Ю., Виноградов Б. Г. и др. 1962. Тектоника. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Волкова А. Н. 1952. Юрские континентальные отложения Подмосковья. Вестн. МГУ, № 3.
- Волкова А. Н., Скрипко К. А., Вишневский Л. Х. 1964. Бокситы в карсте Подмосковья. Литология и пол. иск., № 6.
- Воскресенский С. С. 1947. Асимметрия склонов речных долин на территории Европейской части СССР. Вопросы географии, сб. 4.
- Ганелина Р. А. 1951. Эоштаффеллы и миллереллы визейского и намюрского ярусов нижнего карбона западного крыла Подмосковной котловины. В кн. «Стратиграфия и микрофауна нижнего карбона западного крыла Подмосковной котловины». Тр. ВНИГРИ, вып. 56.
- Ганелина Р. А. 1956. Фораминиферы визейских отложений северо-западных районов Подмосковной котловины. Микрофауна СССР, сб. VIII. Госгеолтехиздат.
- Гаррис М. А. 1964. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое. Тр. XXII МГК, пробл. 3.
- Гаррис М. А., Лапинская Т. А., Ситдигов Б. С., Соловьева Н. Н. 1966. Основные этапы магматизма и метаморфизма в докембрии на территории восточной части Русской платформы. Тр. XIII сессии Ком. по опред. абсол. возраста геол. формаций при ОНЗ АН СССР. М., изд-во «Наука».
- Гартман-Вайнберг А. П., Кузьмин Ф. М. 1936. Нижнетриасовые стегоцефалы северной части Окско-Цнинской антиклинали. В кн. «Проблемы палеонт.», т. 1.
- Гафаров Р. А. 1961. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Гафаров Р. А. 1963. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Гвоздецкий Н. А., Спиридонов А. И. 1958. Новые данные о карсте бассейна р. Клязьмы и Окско-Клязьминского междуречья. В кн. «Региональное карстование». М.
- Гейслер А. Н. 1956. Новые данные по стратиграфии и тектонике нижнего палеозоя северо-западной части Русской платформы. Мат. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 12.
- Гейслер А. Н. 1967. Опыт геохронологических сопоставлений и палеогеография отложений позднего протерозоя северной и центральной частей Русской платформы. Мат. ВСЕГЕИ.
- Геккер Е. Л., Геккер Р. Ф. 1955. Остатки Teuthoidea из верхней юры и нижнего мела Поволжья. В кн. «Вопросы палеонтологии», т. 2. Л.
- Геккер Р. Ф. 1934. К палеогеографии девона Русской платформы. Изв. Гос. географ. об-ва, т. 66, вып. 3.
- Геккер Р. Ф. 1938а. Палеоэкология нижнего карбона. Работа карбоновой палеоэкологической экспедиции 1934—1936 гг. Тр. ПИН АН СССР, т. IX, вып. 4.
- Геккер Р. Ф. 1938б. Разрез толщи переслаивания «а» окской свиты нижнего карбона на р. Мста. Мат. по региональной и прикладной геол. Ленинградской обл. и Карельской АССР. Сб. Ленингр. геол. тр., № 2.
- Геккер Р. Ф. 1940. Работы карбоновой палеоэкологической экспедиции в 1934—1936 гг. Тр. ПИН АН СССР, т. IX, вып. 4.
- Геккер Р. Ф. 1941. Отложения, фауна и флора Главного девонского поля. В сб. «Фауна Главного девонского поля», т. 1. Изд-во АН СССР.
- Геккер Р. Ф. 1960. Ископаемая фация гладкого каменного морского дна (к вопросу о типах каменного морского дна). Тр. Ин-та геологии АН Эстонской ССР, вып. 5.
- Геккер Р. Ф., Обручев Д. В., Филиппова М. Ф. 1935. Отложения Главного девонского поля, ч. V—VII. Тр. ЛГРТ.
- Геккер Р. Ф., Филиппова М. Ф., Бархатова В. П. 1932. Отложения Главного девонского поля, ч. I—IV. Тр. ЛГРТ, вып. 2.
- Гельмерсен Г. П. 1840. Геогностический взгляд на Валдайскую плоскую возвышенность и северный ее склон. Горный журнал, ч. II, кн. V.
- Гельмерсен Г. П. 1841а. Генеральная карта горных формаций Европейской России. Горный журнал, кн. 4 (приложения).
- Гельмерсен Г. П. 1841б. О геогностическом составе части Европейской России, ограниченной с востока озерами Ильменем и Селигером, а с запада Чудским озером. Горный журнал, ч. II, кн. V.
- Гельмерсен Г. П. 1841в. Отчет о геогностических разысканиях в губерниях Тверской, Московской, Тульской, Орловской и Калужской. Горный журнал, ч. IV, № 11—12.
- Гельмерсен Г. П. 1856. Геологическое исследование девонской полосы Средней России от р. Зап. Двины до р. Воронеж. Зап. Русск. геогр. об-ва, т. XI.
- Гельмерсен Г. П. 1861. О геогностическом горизонте и относительной древности каменного угля в Подмосковном крае. Горный журнал, т. 1, № 2.

- Гельмерсен Г. П. 1867. Отчет об исследованиях, произведенных в Тульской и Московской губерниях в 1867 г. Горный журнал, № 12.
- Гельмерсен Г. П. 1882. О проверке геологической пластовой карты Рязанской, Тульской и Калужской губерний, составленной инж. Струве в 1876—1880 гг. Горный журнал, № 2.
- Геологическое строение СССР. 1968. М., изд-во «Недра».
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. 1962. Т. 2, под ред. Б. Г. Виноградова. Госгеолтехиздат.
- Геология СССР, т. II, 1963. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. Часть I. Геологическое описание. Госгеолтехиздат.
- Геология СССР, т. XI, 1967. Поволжье и Прикамье. Часть I. Геологическое описание. М., изд-во «Недра».
- Герасимов И. П., Марков К. К. 1939. Ледниковый период на территории СССР. М., изд-во АН СССР.
- Герасимов П. А. 1945. Новые данные о неогеновых отложениях Ухоловского и Сараевского районов Рязанской области. Сов. геология, № 6.
- Герасимов П. А. 1955а. Руководящие ископаемые мезозоя центральных областей Европейской части СССР. Часть I. Пластинчатожаберные, брюхоногие, ладьенные моллюски и плеченогие юрских отложений. М., Госгеолтехиздат.
- Герасимов П. А. 1955б. Руководящие ископаемые мезозоя центральных областей Европейской части СССР. Часть II. Иголкожие, ракообразные, черви, мшанки и кораллы юрских отложений. М., Госгеолтехиздат.
- Герасимов П. А. 1957. Кимериджские отложения Подмосковского края. БМОИП, отд. геол., т. XXXII, № 6.
- Герасимов П. А. 1958. К истории изучения мезозойских отложений центральных областей Русской платформы. Мат. по геол. и пол. иск. центр. районов Европ. части СССР, вып. 1. М.
- Герасимов П. А. 1960а. Губки подмосковной юры и нижнего мела. Мат. по геол. и пол. иск. центр. районов Европ. части СССР, вып. 3. М.
- Герасимов П. А. 1960б. Новые позднерусские аммониты Русской платформы. В кн. «Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР», ч. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Герасимов П. А. 1962. Геологическое строение Теплостанской возвышенности в Москве. Мат. по геол. и пол. иск. центр. районов Европ. части СССР, вып. 5. М.
- Герасимов П. А. 1967. Подмосковная геологическая экскурсия (Татарово — Крылатское — Кунцево). Программа и путеводители Международ. симпозиума по стратигр. верхней юры в СССР (6—18 июня 1967 г.). М.
- Герасимов П. А. 1969. Верхний подъярус волжского яруса центральной части Русской платформы (палеонтолого-стратиграфическое и литологическое исследование). М., изд-во «Наука».
- Герасимов П. А., Мигачева Е. Е., Найдин Д. П., Стерлин Б. П. 1962. Юрские и меловые отложения Русской платформы. В кн. «Очерки региональной геологии СССР», вып. 5. Изд-во МГУ.
- Герасимов П. А., Михайлов Н. П. 1966. Волжский ярус и единая стратиграфическая шкала верхнего отдела юрской системы. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Гидрогеология СССР, 1966. Т. 1. М., изд-во «Недра».
- Глико О. А. 1944. Осадочная толща, как выражение геотектонического режима, господствовавшего в период ее формирования. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Глинка К. Д. 1901. Несколько наблюдений в области послетретичных отложений в северо-западной России. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. IV.
- Глинка К. Д. 1902. Послетретичные образования и почвы Псковской, Новгородской и Смоленской губ. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. V, № 4—5.
- Гмелин С. Г. 1771. Путешествие по России для исследования трех царств естества, ч. 1. СПб.
- Головкинский Н. А. 1868. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. Мат. для геол. России, т. I.
- Головкинский Н. А. 1869. Описание геологических наблюдений, произведенное летом в 1866 г. в Казанской и Вятской губерниях. Мат. для геол. России, т. I.
- Гольц С. И. 1962. Новые данные о доюрском рельефе западной части Мещерской низменности. Мат. по геол. и пол. иск. центр. районов Европ. части СССР, вып. 5. М.
- Гольц С. И. 1963. Четвертичная история среднего течения р. Клязьмы (в пределах Мещеры). В сб. «Землеведение». МОИП, нов. серия, т. 6 (46). Изд-во МГУ.
- Гольц С. И. 1967. История развития рельефа Унже-Костромского междуречья. В сб. «Землеведение», МОИП, т. 7. Изд-во МГУ.

- Гомберг Л. С. 1958. Петрографические исследования нижнекаменноугольных и девонских отложений Подмосковского бассейна и сопредельных областей. Бюлл. науч. техн. инф. ГУЦР, № 3, Калуга.
- Гордеев Д. И. 1929а. Материалы по геологии Заволжья Юрьевецкого уезда Иваново-Вознесенской губернии. Тр. Иван.-Возн. губ. науч. об-ва краеведов, вып. 7. Иваново-Вознесенск.
- Гордеев Д. И. 1929б. Геологический очерк Правоволжья Середского и Кинешемского уездов. Тр. Иван.-Возн. губ. науч. об-ва краеведов, вып. 7. Иваново-Вознесенск.
- Горецкий Г. И. 1964. Аллювий великих антропогенных рек Русской равнины. Пра-реки Камского бассейна. Ком. по изуч. четв. периода АН СССР. М., изд-во «Наука».
- Горецкий Г. И. 1966. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. Аллювий пра-Волги. М., изд-во «Наука».
- Горецкий Г. И. 1967. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогенных отложений ледниковых областей. В сб. «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины». М.
- Горлова Р. Н. 1967. Смена растительности как компонента биогеоценозов в предпоследнее межледниковье. М., изд-во «Наука».
- Горошкова В. А., Иванова З. П., Меликова И. М., Рыжова А. А., Суворов П. Г., Туняк А. П., Шабаева Е. В. 1960. Опаринская опорная скважина. В кн. «Опорные скважины СССР. Русская платформа». Тр. ВНИГНИ, вып. XXVI.
- Горянский В. Ю., Егоров Г. И., Зеккель Я. Д. 1958. Палеогеография и стратиграфия нижнего карбона северо-западного крыла Подмосковной котловины. Сов. геология, № 6.
- Горянский В. Ю., Кофман В. С. 1966. Стратиграфия каменноугольных отложений южного Прионежья. Сов. геология, № 3.
- Грайзер М. И. 1951. Калужский купол. В сб. «Поиски и разведка газовых месторождений». Изд. ВНИИГаз.
- Грайзер М. И. 1956а. Структурные особенности девонских и каменноугольных отложений южного крыла Подмосковского бассейна. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Грайзер М. И. 1956б. Некоторые геоморфологические особенности южного крыла Подмосковной котловины. Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Гричук В. П. 1950. Растительность Русской равнины в нижне- и среднетерритичное время. Тр. Ин-та геогр., т. 46 (Мат. по геоморфол. и палеогеогр. СССР, вып. 3). М.—Л., изд-во АН СССР.
- Гричук В. П. 1959. Нижняя граница четвертичного периода (системы) и ее стратиграфическое положение на Русской равнине. Тр. ин-та геогр. АН СССР (Мат. по геоморфол. и палеогеогр. СССР, сб. «Работы по спорово-пыльцевому анализу»). М., изд-во АН СССР.
- Гричук В. П. 1960. Стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании палеоботанических материалов. В кн. «Хронология и климат четв. периода». (XXI сессия МГК. Доклады сов. геологов, пробл. 4). М., изд-во АН СССР.
- Гричук В. П. 1961а. Ископаемая флора четвертичных отложений и стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании флористических материалов. Мат. Всесоюз. совещ. по изуч. четв. периода, т. I. М., изд-во АН СССР.
- Гричук В. П. 1961б. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений. В кн. «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины». М., изд-во АН СССР.
- Грищенко М. Н. 1952. К палеогеографии бассейна Дона в неогене и четвертичном периоде. Мат. по четв. периоду СССР, вып. 3.
- Грищенко М. Н. 1953. К вопросу о стратиграфическом положении и геологическом возрасте темноцветных глин и лигнитов верхнего Дона, содержащих плиоценовую флору. Науч. зап. ВЛТИ, т. 12. Воронеж.
- Грищенко М. Н. 1961. Стратиграфия покровных лёссовидных суглинков бассейна Верхнего Дона. Мат. Всесоюз. совещ. по изуч. четв. периода, т. II. М., изд-во АН СССР.
- Грищенко М. Н. 1966. Стратиграфия неогена Окско-Донской равнины (по палеоботаническим материалам). В кн. «Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики». М.
- Грищенко М. Н., Глущенко Е. И. 1965. О миоценовой флоре ергенинской толщи Окско-Донской изменности. ДАН СССР, т. 160, № 6.
- Грищенко М. Н., Холмовой Г. В. 1966. К истории геологического развития территории ЦЧО в неогене. Тр. III совещания по пробл. изуч. Воронежской антеклизы.
- Гроздилова Л. П. 1959. К вопросу о нижней границе каменноугольной системы. Тр. ВНИГНИ, вып. 14.

Громов В. И. 1957. О принципиальной схеме стратиграфического расчленения антропогена. Тр. Ком. по изуч. четв. периода АН СССР, вып. 13. М., изд-во АН СССР.

Громов В. И. 1961. Принципы построения единой стратиграфической шкалы для четвертичного периода. Мат. Всесоюзн. совещ. по изуч. четв. периода, т. I. М., изд-во АН СССР.

Громов В. И., Алексеев М. Н., Венгенгейм Э. А., Кинд Н. В., Никифорова К. В., Равский Э. И. 1965. Схема корреляции антропогеновых отложений Северной Евразии. М., изд-во «Наука».

Гуделис В. К. 1963. К вопросу о терминологии и классификации краевых ледниковых образований материкового оледенения. Тр. Ком. по изучению четв. периода АН СССР, вып. 21. М., изд-во АН СССР.

Густомесов В. А. 1960. Новые позднечурские и валанжинские белемниты Европейской части СССР и Северного Зауралья. В кн. «Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР», вып. 2. М. Госгеолтехиздат.

Густомесов В. А. 1964. Бореальные позднечурские белемниты (*Cylindrothenthiinae*) Русской платформы. В кн. «Бореальные позднечурские головоногие». Тр. ГИН АН СССР, вып. 107.

Давишвили Л. Ш. 1926. К вопросу о зональном подразделении верхнего оксфорда Среднерусской области. БМОИП, отд. геол., т. IV, № 3—4.

Давыдова А. Н. 1939. Следы миндельского оледенения в Бронницком районе Московской области. Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода АН СССР, № 5.

Данилова И. А. 1951. Новые находки днепровско-валдайских межледниковых отложений. Вестн. МГУ, № 2.

Данилова И. А. 1959. Четвертичные отложения и рельеф окрестностей географической станции Московского государственного университета «Красновидово». В кн. «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ.

Даньшин Б. М. 1927. Доюрский рельеф в связи с условиями отложения юрских осадков в центральной и южной частях Московской губернии. Вестн. Геол. ком., № 1.

Даньшин Б. М. 1933а. Геологическое строение долины р. Москвы от Шелепи до Перервы. Изв. МГРТ, т. II, вып. 1.

Даньшин Б. М. 1933б. Новые данные к стратиграфии плейстоцена Подмосковного края. Изв. МГРТ, т. II, вып. 2.

Даньшин Б. М. 1936. Геологическое строение Московской области. Тр. ВИМС и МГТ, вып. 105 (18). М.—Л.

Даньшин Б. М. 1937а. Геологическое строение Ленинских гор в связи с некоторыми вопросами стратиграфии отложений меловой системы и оползневыми явлениями по берегу Москвы-реки. Изв. МГТ, т. IV.

Даньшин Б. М. 1937б. Данково-лебедевская свита. Изв. МГТ, т. V.

Даньшин Б. М. 1941. Геологическое строение района Коломенское-Котлы в окрестностях г. Москвы. Изв. Моск. геол. упр., т. 7.

Даньшин Б. М. 1947. Геологическое строение и полезные ископаемые Москвы и ее окрестностей. Под ред. А. В. Симонова. М., изд-во МОИП.

Девон Русской платформы. 1953. Госоптехиздат.

Делекторская Е. А., Ергакова А. П., Заварзина М. Ф., Крень Н. Л. 1955. Основные результаты углепетрографических и спорово-пыльцевых исследований центральных углепромышленных районов южного крыла Подмосковного бассейна. В кн. «II угольное геол. совещ. при ЛАГУ АН СССР». М., изд-во АН СССР.

Дик Н. Е., Лебедев В. Г., Соловьев А. И., Спиридонов А. И. 1949. Рельеф Москвы и Подмосковья. М., Географиз.

Дитмар А. Ю. 1870. Отчет о поездке в Смоленскую и Калужскую губернии для исследования западной границы между каменноугольной и девонской формациями летом 1867 г. Мат. для геол. России, т. II. СПб.

Дитмар А. 1871. Отчет о геогностических исследованиях Осташковского, Ржевского, Тверского, Бежецкого, Весьегонского уездов. Мат. для геол. России, т. 3. СПб.

Дитмар А. Ю. 1873. Отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1869 г. в Боровичском и других уездах Новгородской губернии. Мат. для геол. России, т. V. СПб.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В. и др. 1966. Фации регионального метаморфизма. Под ред. В. С. Соболева. СО АН СССР. Новосибирск, изд-во «Наука».

Добров С. А. 1922. К стратиграфии и возрасту меловых отложений севера Московской губернии. Сообщение о науч.-техн. работах в республике, вып. 7.

Добров С. А. 1929. О следах верхнемеловых отложений в Рязанской губернии и вертикальном распределении *Inoceramus lobatus*. БМОИП, отд. геол. т. VII (3).

- Добров С. А. 1932. Геологическое строение, полезные ископаемые, подземные воды Загорского и Константиновского районов Московской области. Тр. МРГРУ, серия I, вып. 3.
- Добролюбова Т. А. 1935. Колониальные кораллы *Rugosa* среднего карбона Подмосковского бассейна. Тр. ВИМС, вып. 81.
- Добролюбова Т. А. 1937. Одиночные кораллы мячковского и подольского горизонтов среднего карбона Подмосковского бассейна. Тр. ПИН АН СССР, т. VI, вып. 3.
- Добролюбова Т. А. 1958. Нижнекаменноугольные колониальные четырехлучевые кораллы Русской платформы. Тр. ПИН АН СССР, т. 70.
- Добруцкая Н. А., Филиппова В. В. 1965. Спорово-пыльцевые комплексы нижнемеловых отложений Волго-Унжинского междуречья и их значение для стратиграфии района. Сб. статей по геологии и гидрогеол., вып. 4. М.
- Доктуровский В. С. 1922. Болота и торфяники. Развитие и строение их.
- Доктуровский В. С. 1923. Межледниковый торфяник у г. Галича Костромской губ. Изв. Научно-экспер. торф. ин-та, № 5.
- Доктуровский В. С. 1930. О межледниковых флорах СССР. Почвоведение, № 1—2 и Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода АН СССР, № 2.
- Доктуровский В. С. 1931. Новые данные о межледниковой флоре в СССР. БМОИП, отд. геол., т. 9, № 1—2.
- Доктуровский В. С. 1932. Флора межледниковых отложений СССР. Тр. АИЧПЕ, вып. 4.
- Доктуровский В. С. 1935. Межледниковый торфяник у д. Немыкары Западной области. БМОИП, т. 13, № 1.
- Доктуровский В. С. 1937. Исследование флоры четвертичных отложений в 1934 г. Тр. сов. секции ассоциации по изуч. четв. периода, вып. 1.
- Дорофеев П. И. 1955. Мэотическая флора из окрестностей г. Одессы. Флора и систематика высших растений, вып. II.
- Дорофеев П. И. 1966. Плиоценовая флора Матанова сада на Дону.
- Егоров В. Г. 1950. Остракоды франского яруса Русской платформы, т. I. Гостоптехиздат.
- Епифанов Б. П. 1961. Железные руды. Мат. по геол. и пол. иск. центр. районов Европ. части СССР, вып. 4. Калуга.
- Еремеев П. В. 1853. Геогностический очерк Тульской губернии. Горный журнал, кн. IX, ч. III.
- Еремеев П. В. 1871. Отчет о геологических исследованиях в Тверской губернии 1864—1868 гг. Мат. геол. России, т. III.
- Ефремов И. А. 1937. О стратиграфическом подразделении континентальной перми и триаса СССР по фауне наземных позвоночных. ДАН СССР, т. 16, № 2.
- Ефремов И. А. 1940. О лабиринтодонтах и зотриасовых отложениях бассейна Верхней Волги. Тр. ПИН АН СССР, т. X, вып. 2.
- Ефремов И. А. 1941. Краткий обзор фауны пермских и триасовых образований СССР. Сов. геология, № 5.
- Ефремов И. А. 1955. О стратиграфическом подразделении континентальной перми и триаса СССР по фауне наземных позвоночных. ДАН СССР, т. 16, № 2.
- Ефремов И. А., Вьюшков Б. П. 1955. Каталог местонахождений пермских и триасовых наземных позвоночных на территории СССР. Тр. ПИН АН СССР, т. 46.
- Ечеистова В. И. 1958. Результаты изучения третичных отложений на территории деятельности Геологического управления центральных районов. Мат. по геол. и пол. иск. центр. районов Европ. части СССР, вып. 1.
- Жаркова М. Ф., Ильина Н. С., Фрухт Д. Л. 1967. О возрасте ярославской серии района Любима. ДАН СССР, т. 172, № 2.
- Железкова В. Н. 1938. К вопросу о фауне брахиопод и стратиграфическом положении толщи «В» нижнекаменноугольных отложений в пределах Ленинградской обл. Сб. Ленингр. геол. треста, № 2.
- Железкова В. Н., Конжукова Е. Д. 1939. Опыт биологического исследования нижнекаменноугольных продуктид Селижаровского района. Изв. АН СССР, серия биол., № 2.
- Жемчужников Ю. А. 1947. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения. Тр. ИГН АН СССР, вып. 90, угол. серия, № 2.
- Жирмунский А. М. 1928. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 44 — северо-западная четверть листа. Тр. Геол. ком. (166).
- Жирмунский А. М. 1929. К вопросу о границах оледенений на Русской равнине. Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода, № 1.
- Жирмунский А. М. 1931. Межледниковые отложения бассейна р. Зап. Двины. Бюлл. Инф. бюро АИЧПЕ, № 1.
- Жузе А. П. 1936. Дiatомовые межледниковые отложения р. Поломети. БМОИП, отд. геол., т. 14, № 5.

- Жуков В. А. 1934. К вопросу изучения глубоких недр г. Москвы. Изв. МГРТ, т. II, вып. 3—4.
- Жуков В. А. 1945. Тектоника и структура Московской палеозойской котловины. БМОИП, т. XX, вып. 5—6.
- Жуков В. А., Константинович А. Э. 1951. Развитие ископаемого рельефа поверхности каменноугольных отложений юго-запада Московской палеозойской котловины. В сб. «Памяти акад. А. Д. Архангельского». М., изд-во АН СССР.
- Заварзина М. Ф. 1957. Новые данные спорово-пыльцевого анализа по верхним угольным пластам на площади южного крыла Подмосковского бассейна. Тр. II геол. совещ. по Подмоск. угол. басс. М., Углетехиздат.
- Заварицкий А. Н., Батурин В. П. 1951. Петрографическое исследование нижней части палеозойского осадочного комплекса и его кристаллического основания в районе Москвы (по материалам скважины на Старых бойнях). В сб. «Памяти академика А. Д. Архангельского». М., изд-во АН СССР.
- Завидонова А. Г. 1951. Литолого-стратиграфическая характеристика девонских и нижнепалеозойских отложений Калужского района. В сб. «К геологии центр. обл. Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Завидонова А. Г. 1953. О некоторых особенностях условий образования осадков в нижнем палеозое и девоне западной части южного склона Подмосковной котловины. В сб. «Вопросы геологии и геохимии нефти и газа». Гостоптехиздат.
- Завидонова А. Г., Веселовская М. М. 1956. О древней коре выветривания района Калужского подъятия. В сб. «Кора выветривания». АН СССР, вып. 2.
- Зайцев Н. С. 1936. Флюоритовые красноцветные песчаники Подмосковского карбона. Изв. АН СССР, серия геол., вып. 2—3.
- Зандер В. Н. и др. 1967. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., изд-во «Недра».
- Занина И. Е. 1956а. Остракоды визейского яруса Подмосковского бассейна. Тр. ВНИГРИ, вып. 98.
- Занина И. Е. 1956б. Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений Подмосковского бассейна по фауне остракод. Микрофауна СССР, т. VIII.
- Занина И. Е. 1961. К вопросу о границе девона и карбона в центральной части Русской платформы. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 42.
- Зарина Е. П., Краснов И. И. 1965. Проблема сопоставления поясов ледниковых краевых образований на северо-западе Европейской части СССР и прилегающих зарубежных территориях. В кн. «Краевые образования материк. оледенения». Вильнюс, изд-во «Минтис».
- Зеккель Я. Д. 1956. К стратиграфии и палеогеографии казанского яруса. БМОИП, отд. геол., т. 31, № 3.
- Земятченский П. А. 1923. Месторождение фарфоровой, огнеупорной и прочих глин с Карповки Раненбургского уезда Рязанской губ. Исследование 1918 г. Отчеты о деятельности КЕПС, № 18.
- Зограф Ю. К. 1909. Несколько слов о присутствии *Simbirskites* в окрестностях Кинешмы. Ежегодн. геол. и минер. России, т. XI, вып. 4—5.
- Зонов Н. Т. 1929. Фосфориты Рязанской губернии. Мат. к плану народного хозяйства Рязанской губ., вып. 6. Пол. ископ. Рязанск. губ., Рязань.
- Зонов Н. Т. 1934. Геологический обзор юрских и меловых фосфоритовых отложений бассейна р. Волги от г. Мышкина до г. Рыбинска. Тр. НИУ, вып. 119.
- Зонов Н. Т. 1937а. Мезозойские отложения Калужского, Дугнинского, Шекинского и соседних с ними районов Московской области и развитие в них отложений фосфоритов и бурых железняков. Тр. НИУ, вып. 138.
- Зонов Н. Т. 1937б. Отложения мезозоя приокских частей Клязьмо-Цнинского вала. Тр. НИУ, вып. 138.
- Зонов Н. Т. 1937в. Стратиграфия юрских и низов. неокомских отложений центральных частей Восточно-Европейской платформы. Тр. НИУ, вып. 142.
- Зонов Н. Т. 1938. Геологическое строение юрских и нижнемеловых фосфоритовых отложений нижнего течения р. Москвы. Тр. НИУ, вып. 140.
- Зоричева А. И. 1941. Геологические исследования Вятско-Северодвинских водоразделов (бассейн рек Юга, Моломы, Вохмы и Великой). Тр. Сев. геол. упр., вып. 12. Госгеолиздат.
- Зоричева А. И. 1952. Стратиграфия, фации и нефтеносность каменноугольных и пермских отложений Северного края. Л.
- Зоричева А. И. 1956. К стратиграфии палеозойских отложений севера Русской платформы. Мат. по геол. Европ. территории СССР (ВСЕГЕИ). Гостоптехиздат.
- Зуев В. 1787. Путешественные записи от Санкт-Петербурга до Херсона в 1781 и 1782 гг. СПб.
- Зхус И. Д. 1955. Глинистые минералы угленосных отложений юго-западной части Подмосковского бассейна. Сов. геология, сб. 46.
- Зхус И. Д. 1956. О находке палыгорскита в стешевском горизонте. ДАН СССР, т. 107, № 5.

- З хус И. Д. 1966. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение (на примере некоторых нефтегазоносных районов СССР). М., изд-во «Наука».
- Иванов А. Н. 1968. Неокомские отложения Ярославского Поволжья и проблема бореального нижнего готерива. Краевед. сб. Учен. зап. Яросл. гос. пед. ин-та, вып. 71. Ярославль.
- Иванов А. Н., Новский В. А. 1959. Геологическое строение и полезные ископаемые. В кн. «Природа и хозяйство Ярославской обл.», ч. I. Ярославль.
- Иванов А. Н., Аристов В. Н. 1966. К проблеме бореального нижнего готерива. ДАН СССР, т. 171, № 6.
- Иванов А. П. 1909. Геологическое описание фосфоритоносных отложений Костромской губ. по р. Волге к востоку от г. Кинешмы и по рекам Унже и Нее. Тр. Ком. иссл. фосф., т. I.
- Иванов А. П. 1910. Геологическое описание фосфоритоносных отложений на реках Нее, Желвати, Мере и Волге в Костромской губ. и по р. Волге в пределах Тверской и Ярославской губерний. Тр. Ком. иссл. фосф., т. II.
- Иванов А. П. 1911. Геологические исследования распространения и продуктивности фосфоритоносных отложений в западной части Московской губернии. Тр. Ком. иссл. фосф., т. III.
- Иванов А. П. 1912. Геологическое исследование фосфоритовых отложений по Волге в пределах Тверской и Ярославской губерний. Тр. Ком. иссл. фосф., т. IV.
- Иванов А. П. 1913. Геологические исследования фосфоритовых отложений в различных районах 56, 57, 71, 72, 73 листов общей геол. карты России. Тр. Ком. иссл. фосф., т. V.
- Иванов А. П. 1915а. Геологические исследования фосфоритовых отложений в Московском и Жиздринском уездах Калужской губернии. Тр. Ком. иссл. фосф., т. VII.
- Иванов А. П. 1915б. Фосфоритовые отложения Рославльского уезда Смоленской губернии. Тр. Ком. иссл. фосф., т. VII.
- Иванов А. П. 1925. Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета в 1920 г.
- Иванов А. П. 1926. Средне- и верхнекаменноугольные отложения Московской губернии. БМОИП, отд. геол., т. 36, вып. 1—2.
- Иванов А. П. 1936. Средне- и верхнекаменноугольные отложения Московской губернии. БМОИП, отд. геол., т. 14.
- Иванов А. П., Иванова Е. А. 1929. Полное описание геологического и гидрогеологического строения окрестностей г. Тулы. Тр. Ассоц. по изуч. произв. сил Тульск. окр. и об-ва по изуч. Тульск. края. Тула.
- Иванов А. П., Иванова Е. А. 1937. Фауна брахиопод среднего и верхнего карбона Подмосковного бассейна. Тр. ПИН АН СССР, т. VI, вып. 2.
- Иванова Е. А. 1947. Биостратиграфия среднего и верхнего карбона Подмосквонной котловины. Тр. ПИН, т. XII, вып. 1.
- Иванова Е. А. 1948. Основы биостратиграфии среднего и верхнего карбона Подмосквонной котловины. Мат. ВСЕГЕИ. Палеонтология и стратиграфия, сб. 5.
- Иванова Е. А., Хворова И. В. 1955. Стратиграфия среднего и верхнего карбона западной части Московской синеклизы. Развитие фауны средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы в связи с его историей, кн. I. М., изд-во АН СССР.
- Иванова Е. А., Розовская С. Е. 1967. К биостратиграфии верхнего карбона Русской платформы в свете изучения стратотипов. БМОИП, отд. геол., т. 72, нов. серия, т. 42, вып. 5.
- Иванова З. П. 1957. Нижнепалеозойские отложения Русской платформы. Гос-топтехиздат.
- Иванова З. П., Васильев Е. П. 1957. Нижнепалеозойские отложения центральных областей Русской платформы. В кн. «Геологическое строение центральных областей Русской платформы в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности». Гос-топтехиздат.
- Иванова З. П., Веселовская М. М., Кирсанов В. В. 1965. О распространении вольнской серии на Русской платформе. БМОИП, отд. геол., т. X, вып. 5.
- Иванова И. К. 1965. Геологический возраст ископаемого человека. М., изд-во «Наука».
- Иванова И. К. 1966. Стратиграфия верхнего плейстоцена Средней и Восточной Европы по данным изучения лёссов. В кн. «Верхний плейстоцен». М., изд-во «Наука».
- Игнатъев В. И. 1956. Отложения нижнего триаса бассейна Ветлуги. ДАН СССР, т. 106, № 1.
- Игнатъев В. И. 1962а. К вопросу о стратиграфии татарского яруса Русской платформы. В сб. «Стратигр. схемы палеозойских отл. Пермь». Гос-топтехиздат.
- Игнатъев В. И. 1962б. Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы. Часть I. Стратиграфия. Изд-во Казанск. ун-та.

- Игнатьев В. И. 1963. Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы. Часть II. Фации, палеогеография. Изд-во Казанск. ун-та.
- Ильина Н. С. 1954. Новые данные по стратиграфии нижнего карбона северной части Русской платформы. Тр. ВНИГНИ, вып. 4. В кн. «Вопросы геол. строения отдельных районов СССР и генезиса нефти». Гостоптехиздат.
- Ильина Н. С. 1961. Новые данные о тектонических дислокациях в центральных областях Русской платформы. ДАН СССР, т. 140.
- Ильина Н. С., Елина Л. М., Рыжова А. А. и др. 1958. Каменноугольные отложения центральных областей Русской платформы. Л., Гостоптехиздат.
- Ильина Н. С., Фрухт Д. Л. 1963. Новые данные о геологическом строении Городецко-Ковернинской тектонической зоны. В сб. «Геологическое строение и нефтегазоносность Волго-Уральской области и сопредельных районов». Госгеолтехиздат.
- Ильховский Р. А. 1962. О «зеленовских песках» и миоценовых отложениях Подмосковья. Мат. по геол. и пол. иск. центр. районов Европ. части СССР.
- Иосифова Ю. И. 1966. О присутствии морских отложений в миоценовом отделе Окско-Донской равнины. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Иосифова Ю. И. 1967. Неогеновые отложения центральных районов Европейской части СССР. БМОИП, т. LXXII, вып. 6.
- Иосифова Ю. И., Якубовская Т. А. 1969. К стратиграфии миоцена Окско-Донской равнины. ДАН СССР.
- Исаченко В. А. 1967. О новейшей тектонике Верхнего Приднепровья. В кн. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». Под ред. Н. И. Николаева. М., изд-во «Недра».
- История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. 1964. Под ред. А. П. Виноградова. М., изд-во «Недра».
- Кабачкович Н. В. 1937. Одиночные кораллы каширского и верейского горизонтов среднего карбона Подмосковского бассейна. Тр. ПИН, т. VI, вып. 3.
- Казаков А. В. 1925. Егорьевское фосфоритовое месторождение. Тр. Науч. ин-та по удобрениям, вып. 24. М.
- Казаков А. В. 1938. Литология и процессы выветривания фосфатной колонки Егорьевской группы месторождений. Тр. НИУ, вып. 140.
- Казаков Г. А., Тугаринов А. И. 1963. Абсолютный возраст верхнего докембрия. В кн. «Стратиграфия СССР». Т. 2. Верхний докембрий. Госгеолтехиздат.
- Казаков М. П. 1936. О характере нижнекаменноугольных пород Андреаполя в связи с происхождением огнеупорных глин. Тр. МГРИ, т. II.
- Казаков М. П. 1950. О природе Пучежско-Чкаловских дислокаций. БМОИП, отд. геол., т. XXV, вып. 6.
- Казакова Н. М. 1957. Основные черты рельефа Московской области. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 71.
- Карандеева М. В. 1938. Геоморфология Ржевско-Старицкого Поволжья Калининской области. Учен. зап. МГУ, вып. 23 (география).
- Карпинский А. П. 1874. Геологические исследования в Оренбургском крае. Зап. СПб. минер. об-ва, серия 2, ч. 9.
- Карпинский А. П. 1886. Очерк физико-географических условий Европейской части России в минувшие геологические периоды. Прилож. к т. 55 Зап. Акад. наук, № 8. СПб.
- Карпинский А. П. 1894. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской части России. Изв. Акад. наук, серия IV, т. 1, № 1.
- Карпинский А. П. 1919. К тектонике Европейской России. Изв. АН СССР, т. XIII.
- Карпинский Ю. П. 1937. Каменноугольные отложения южной половины Окско-Цнинского вала. Изв. МГТ, т. 4.
- Карпинский Ю. П., Николаев Н. И. 1930. Послетретичные отложения района Одинцова. Мат. по прир. Моск. обл., т. IV. Тр. об-ва изуч. Моск. обл.
- Кац Н. Я. 1956. О *Dulichium spathaceum* Rees. и других термофильных видах последней межледниковой эпохи. Ботан. журнал, т. 41, № 10.
- Кац Н. Я., Кац С. В., Салов И. Н. 1957. Рисс-вюрмские (микулинские) межледниковые отложения у д. Рясно Понизовского района Смоленской области. БМОИП, отд. геол., т. 32, вып. 2.
- Кац Н. Я., Кац С. В., Салов И. Н. 1958. Новые разрезы рисс-вюрмских (микулинских) межледниковых отложений — гора Прялица на р. Меже и гора Мачеха (с. Микулино). Сб. науч. работ № 2. Смоленский краеведческий науч.-иссл. ин-т. Смоленск.
- Кац Н. Я., Кац С. В. 1961. Новые данные по флоре четвертичного периода и ее изменения во времени. Мат. Всесоюз. совещ. по изуч. четв. периода, т. I. М., изд-во АН СССР.
- Кашеварова Н. П. 1950. Остракоды татарского яруса Русской платформы. Гостоптехиздат.

- Кашеварова Н. П. 1958. Новые виды остракод верхнепермских отложений (уфимских и татарских) Южного Тимана и Волго-Уральской области. Микрофауна СССР, сб. 9. (Тр. ВНИГРИ, вып. 115). Гостоптехиздат.
- Кашлачев А. И. 1947. Останцы верхнемеловых отложений под г. Ярослав-лем. БМОИП, т. XXI, № 4.
- Кейзерлинг А. А. 1842. Объяснение разреза горных формаций. от Москвы к югу до Белева. Горный журнал, ч. 1, кн. 1.
- Келлер Б. М. 1952. Рифейские отложения краевых прогибов Русской плат-формы. Тр. ИГН АН СССР, вып. 109, серия геол., № 37.
- Келлер Б. М. 1968. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). В кн. «Очерки по региональной геологии СССР», вып. 2.
- Келлер Б. М., Хоментовский В. В. 1958. О расчленении рифейской группы. БМОИП, отд. геол., т. 33, вып. 4.
- Келлер Б. М., Хоментовский В. В. 1960. Рифейская группа и ее под-разделения. В сб. «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. МГК, XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 8».
- Келлер Б. М., Кратц К. О., Неелов А. Н. 1968. Палеотектоника докем-брия СССР. Тр. XXIII сессии МГК, проблема 4, М., изд-во «Наука».
- Кирсанов Н. В. 1959. К вопросу о стратиграфии плиоцена восточных рай-онов Европейской части СССР. Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия геол. наук, № 7.
- Кирсанов Н. В. 1968. К вопросу о стратиграфии докембрийских отложений в приосевой части Московской синеклизы. ДАН СССР, т. 178, № 5.
- Клевцова А. А. 1965. К вопросу о корреляции разрезов верхнедокембрий-ских отложений Русской платформы и Урала. ДАН СССР, т. 165, № 6.
- Клевцова А. А. 1968. О глубинном строении Пачелмского прогиба и история его развития в позднем докембрии. Изв. вузов, Геология и разведка, № 1.
- Клевцова А. А., Солонцов Л. Ф. 1960. К вопросу о стратиграфической принадлежности и корреляции древнейших отложений осадочного покрова Русской платформы. Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия геол. наук, № 9.
- Клевцова А. А., Солонцов Л. Ф. 1961. К вопросу о возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. ДАН СССР, т. 139, № 3.
- Козлова В. Н. 1939. Геологическое строение восточной части Калининской области и западной части Ярославской области. Тр. Моск. геол. упр., вып. 31.
- Кондратьева М. Г., Федорова Т. И. 1953. Литолого-стратиграфическая характеристика девонских отложений Саратовской обл. В сб. «Девон Русской плат-формы». Гостоптехиздат.
- Коненков Д. М. 1946. Четвертичные и неогеновые отложения в связи с исто-рией формирования р. Дона. БМОИП, т. 21, вып. 1.
- Копелиович А. В. 1950. Нижнекембрийские и силурийские (?) отложения в центральной части Московской синеклизы. ДАН СССР, нов. серия, т. 71, № 6.
- Копелиович А. В. 1951. К характеристике палеозойских отложений северо-западного Подмосковья по данным бурения в районе ст. Редкино. В сб. «К геологии центральных областей Русской платформы». Госгеолиздат.
- Копелиович А. В. 1953. Древнейшие отложения осадочного покрова Под-московья. В сб. «Вопросы геологии и геохимии нефти и газа (Европейская часть СССР)». Гостоптехиздат.
- Копелиович А. В., Лоджевский И. Г. и др. 1961. Новые данные о кри-сталлическом фундаменте северо-восточного Подмосковья. ДАН СССР, т. 137, № 2.
- Копытова Э. А. 1963. Стратиграфия и спорово-пыльцевые комплексы триасо-вых отложений бассейна р. Илек (Актюбинское Приуралье). Тр. ВНИГНИ, вып. XXXVII.
- Корженевская А. С. 1941. Угленосность Осташковского и Селижаровского районов Калининской области. Тр. Ленингр. геол. упр., вып. 22.
- Коржинский Д. С. 1955. Очерк метасоматических процессов. В кн. «Основ-ные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР.
- Корреляция антропогенных отложений Северной Евразии. 1965. М., изд-во «Наука».
- Костюкевич-Тизенгаузен А. В. 1932. Погребенный ресс-вюрмский (шельский) межледниковый торфяник у с. Микулина. Путевод. экскурсий Ассоц. по изуч. четв. периода.
- Красненков Р. В. 1967. Плиоценовые террасы среднего Дона. В кн. «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины». М.
- Краснов И. И. 1961. Современное состояние и дальнейшие задачи картоиро-вания и разработки стратиграфической номенклатуры четвертичных отложений в СССР. Мат. Всесоюз. совещ. по изуч. четв. периода, т. I, М., изд-во АН СССР.
- Кратц К. О. и др. 1964. Объяснительная записка к международной тектон. карте Европы масштаба 1:2 500 000. ГУГК.
- Крашенинникова О. В. 1956. Древние свиты западного склона Украин-ского кристаллического щита. М., изд-во АН СССР.

- Крестовников В. Н. 1925. К познанию девонских отложений Воронежской губернии и юго-восточной части Орловской губернии. БМОИП, отд. геол., т. 3, № 3—4.
- Крестовников В. Н., Терентьева К. Ф. 1933. Материалы к изучению литологии девонских отложений Подмосковского бассейна. БМОИП, отд. геол., т. II, № 1.
- Кригер Н. И. 1965. Лёсс, его свойства и связь с геофизической средой. Ком. по изуч. четв. периода АН СССР. М., изд-во «Наука».
- Криштафович Н. И. 1892. О волжских отложениях в Московской губернии с прим. С. Никитина. Зап. Минер. об-ва, вып. 29.
- Криштафович Н. И. 1893. Некоторые новые данные к вопросу о возрасте троцкого озерного отложения Московской губ. Тр. СПб. об-ва естествоисп., вып. 2.
- Кром И. И. 1932. Возраст верхней части пестроцветной толщи (верхние горизонты татарского яруса). Тр. ВГРО, № 1—2.
- Кром И. И. 1937а. К вопросу о генезисе пестроцветной толщи (татарского яруса). Зап. Росс. минер. об-ва, серия 2, ч. 66, вып. 3.
- Кром И. И. 1937б. Контактная зона между отложениями казанского и татарского ярусов в Восточнорусской впадине. Зап. Минер. об-ва, серия 2, ч. 66, вып. 4.
- Кротов П. И. 1879. Геологические исследования в северной полосе Вятской губернии. Тр. Об-ва естествоисп. при Казанск. ун-те, т. VIII, вып. 2.
- Кротов П. И. 1882. Геологические исследования на Волге между Нижним Новгородом и Казанью. Тр. Об-ва естествоисп. при Казанск. ун-те, т. XI, вып. 1.
- Кротов П. И. 1912. Общая геологическая карта Европ. России. Зап. часть Вятской губернии. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 62.
- Крылов А. А. 1881. Геологический очерк Владимирской губ. Мат. геол. России, т. X.
- Кудинова Е. А. 1939. Геологическая структура Пучежско-Чкаловского Поволжья. БМОИП, отд. геол., т. XVII, № 4—5.
- Кудинова Е. А. 1961. Геотектоническое развитие структуры центральных областей Русской платформы. М., изд-во АН СССР.
- Кузнецов Ю. А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., изд-во «Недра».
- Кузнецова К. И. 1965. Позднеюрские бореальные фораминиферы и их развитие на Русской платформе. Тр. ГИН АН СССР, вып. 142. М.
- Кузьмин Ф. М. 1928. Находка ископаемых позвоночных на р. Юге. Геол. вестн., т. VI, вып. 4—6.
- Кузьмин Ф. М. 1931—1933. Нижнетриасовые стегоцефалы северной части Окско-Цнинского вала. Ежегодн. Всерос. палеонтологич. об-ва, т. X.
- Кузьмин Ф. Н. 1935. Нижнетриасовые стегоцефалы Окско-Цнинского вала. Ежегодн. РПО, т. IX. Л.
- Кюнтцель М. К. 1965. Палинологическая характеристика верхнепермских и нижнетриасовых отложений бассейна р. Ветлуги и Волго-Унжинского междуречья в пределах Костромской области. Тр. Второго гидрогеол. упр., вып. 4.
- Лагузен И. И. 1871. Отчет о геологических исследованиях в уездах Старицком и Zubцовском (с геол. картой). Мат. геол. России, т. III.
- Лагузен И. И. 1883. Фауна юрских образований Рязанской губернии. Тр. Геол. ком., т. I, № 1.
- Лагузен И. И. 1888. Ауцеллы, встречающиеся в России. Тр. Геол. ком., т. 7, № 1.
- Леоненко И. Н. 1965. Состояние изученности и перспективы открытия новых месторождений минерального сырья в центральных областях Русской платформы. В сб. «Рудоносность Русской платформы». М.
- Леоненко И. Н. и др. 1967. Докембрий Воронежской антеклизы. БМОИП, отд. геол. № 5.
- Либрович Л. С. 1938. О границах девонской и каменноугольной систем. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Либрович Л. С. 1946. Новая схема подразделения и корреляция карбона Донецкого бассейна (на основе распространения цефалоподовых фаун). Мат. ВСЕГЕИ, общ. серия, сб. 7, М., Госгеоллиздат.
- Либрович Л. С. 1958. Нижняя граница каменноугольной системы и ее обоснование. Сов. геология, № 7.
- Липина О. А. 1948. Фораминиферы чернышинской свиты турнейского яруса Подмосковского нижнего карбона. Тр. ИГН, вып. 62, серия геол., № 19.
- Липина О. А. 1959. Граница девона и карбона в восточной части Русской платформы на западном склоне Южного Урала. Тр. ВНИГНИ, вып. XIV.
- Липина О. А. 1963. Об этапности развития турнейских фораминифер. Вопросы микропалеонтологии, вып. 7. Изд-во АН СССР.
- Липина О. А. 1965. Стратиграфия и граница турнейского яруса в СССР по фораминиферам. В кн. «Геология угленосной формации стратигр. карбона СССР». М., изд-во «Наука».

- Лисицын К. И. 1911. О последовательности слоев в нижнекаменноугольных отложениях Подмосковного бассейна и параллелизации английского и русского нижнего карбона. Ежегодн. геол. и минер. России, т. XIII, вып. 1—2.
- Лисицын К. И. 1913. К геологии послетретичных образований Лихвинского уезда Калужской губернии. Изв. Донского политехнического ин-та, т. II, отд. II.
- Лисицын К. И. 1925. Подразделение нижнего карбона и их кораллово-брахиоподовая фауна. Изв. Донского политехн. ин-та, т. IX.
- Лихарев Б. К. 1920. Обзор литературы по верхнепермским отложениям Европейской России за истекшее 10-летие (1910—1920 гг.). Петроград.
- Лихарев Б. К. 1939. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т. VI, Пермская система. ГОНТИ.
- Лихарев Б. К. 1940. Нижняя граница пермской системы в пределах Русской платформы. В кн. «Мат. по геол. пермской системы Европ. части СССР». Л.—М., Гостоптехиздат.
- Личков Б. Л. 1934. Об эпигрогенетических движениях земной коры на Русской равнине. Тр. Геоф. ин-та АН СССР, вып. 10.
- Личков Б. Л. 1944. О поясах полей и происхождении рельефа Русской равнины. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 1.
- Лобачев И. Н. 1965. О развитии сети древних переуглубленных долин и формировании современного рельефа Костромской области. Сб. статей по геол. и гидрогеол., вып. 4. М.
- Лоджевский И. Г., Тихомиров С. В. 1961. Новые данные о кристаллическом фундаменте северо-восточного Подмосковья. ДАН СССР, т. 137, № 2.
- Лозовский В. Р. 1962. Некоторые вопросы стратиграфии верхнеюрских и нижнемеловых отложений бассейна среднего течения р. Унжи. Сб. статей по геол. и гидрогеол., вып. 2. М.
- Лозовский В. Р. 1965. Стратиграфия нижнетриасовых отложений бассейнов рек Унжи, Ветлуги и Юга. Тр. Второго гидрогеол. упр., вып. 4.
- Лозовский В. Р. 1967. Новые данные по стратиграфии нижнетриасовых отложений Московской синеклизы. Сб. статей по геологии и инженерной геологии Второго гидрогеол. упр. М., изд-во «Недра».
- Лопатников М. И. 1959. К истории растительности степной зоны Русской равнины. В кн. «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ.
- Лопатников М. И. 1960. Некоторые вопросы палеогеографии бассейна среднего Дона. Мат. по геол. и пол. иск. центр. районов Европ. части СССР, вып. 3.
- Лопатников М. И. 1965. Морской неоген в центре Русской равнины. ДАН СССР, т. 160, № 4.
- Лопатников М. И., Шик С. М. 1962. Положение границы верхнечетвертичного оледенения в Смоленской и Калининской областях. Мат. по геол. и пол. ископ. центральных районов Европ. части СССР, вып. 5.
- Лопатников М. И., Королева Г. С. 1964. Первая находка диатомовых и ергенинских отложений Окско-Донской равнины. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11.
- Луцицкий И. В. 1947. О форме песчаных зерен триггенных отложений угленосной и тульской толщи нижнего карбона Сталиногорско-Донского района. Уч. зап. МГУ, вып. 124, т. II.
- Луцицкий В. И., Половинкина И. Ю. 1940. О петрографическом составе и возрасте кристаллических пород Боенской скважины. Сов. геология, № 10.
- Любин В. П., Петраков П. И. 1964. Мустьерское местонахождение Золотариха близ г. Белов (Тульская обл.). Бюлл. КЧАН, № 29. М., изд-во «Наука».
- Люткевич Е. М. 1938. Татарский ярус Русской платформы. БМОИП, отд. геол., т. XVI, № 3.
- Люткевич Е. М. 1940. Стратиграфия татарского яруса и татарский век на Русской платформе. Мат. по геол. пермск. системы Европ. части СССР.
- Люткевич Е. М. 1952. К вопросу о развитии древнейших палеозойских отложений Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Люткевич Е. М. 1955. Пермские и триасовые отложения севера и северо-запада Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 8—6.
- Люткевич Е. М., Пейсик М. И. 1957. Северо-запад Русской платформы. Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения), том 2. Тр. ВНИГРИ, вып. 101. Л., Гостоптехиздат.
- Люткевич Е. М., Фрухт Д. А. 1954. О вероятном нахождении погребенного кряжа фундамента платформ в Горьковской области. ДАН СССР, № 2.
- Люткевич Е. М., Станкевич Л. И. 1955. Пестово-Максатихинское поднятие на северо-западном крыле Московской синеклизы. Геол. сб. ВНИГРИ, т. III. Гостоптехиздат.
- Ляшенко А. И. 1959. Атлас брахиопод и стратиграфия девонских отложений центральных областей Русской платформы. М., Гостоптехиздат.
- Мазарович А. Н. 1934. Стратиграфия континентальных пермских образований Волги и Вятки. БМОИП, отд. геол., т. XII, № 1.

- Мазарович А. Н. 1939а. О триасовых отложениях бассейна Ветлуги и Вятки. Уч. зап. МГУ, вып. 26, кн. 1.
- Мазарович А. Н. 1939б. Стратиграфия пестроцветных образований верхней перми и нижнего триаса Русской платформы. БМОИП, отд. геол., т. XVII, № 1.
- Мазарович А. Н. 1941. Общая стратиграфическая схема верхнепермских и нижнетриасовых отложений Русской платформы. ДАН СССР, т. 31, № 8.
- Мазарович А. Н. 1952. О стратиграфии татарского яруса. Уч. зап. МГУ, вып. 161.
- Мазарович А. Н., Фениксова В. В. 1949. История исследования пермских отложений Русской платформы и Приуралья. М., изд. МОИП, нов. серия, вып. XI (15).
- Макарова Т. В. 1956. К вопросу о стратиграфическом положении уфимских отложений. Тр. ВНИГРИ, вып. 7.
- Макарова Т. В. 1957. Пермские отложения центральных областей Русской платформы. Л., Гостоптехиздат.
- Макридин В. П. 1955. Некоторые ринхонеллиды Европейской части СССР. Зап. геол. фак-та Харьк. ун-та, т. 12.
- Макридин В. П. 1964. Брахиоподы юрских отложений Русской платформы и некоторых прилежащих к ней областей. М., изд-во «Недра».
- Малаякина В. С. 1960а. Спорово-пыльцевые комплексы триаса Русской платформы. Тр. Всесоюз. совещ. по уточнению униф. схемы стратиграфии мезозойских отл. Русской платформы, т. 1. Тр. ВНИГРИ, вып. XXIX. Гостоптехиздат.
- Малаякина В. С. 1960б. Значение спорово-пыльцевого анализа для стратиграфии триасовых толщ Русской платформы, Приуралья и Западной Сибири. В кн. «Международ. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геологов. Дочет. микропалеонтология». М., Гостоптехиздат.
- Мамин А. У. 1961. Карст Ивановской области. В кн. «Региональное карстование». М.
- Марков К. К. 1940. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги. Тр. Верхне-Волжской экспедиции. ЛГУ, вып. 1.
- Марков К. К., Серебряный Л. Р. 1961. История изучения области древнего оледенения в северо-западной части Русской равнины. В кн. «Рельеф и стратиграфия четвертич. отложений Северо-Запада Русской равнины». М., изд-во АН СССР.
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. 1965. Четвертичный период. Части I, II и III. Изд-во МГУ.
- Марковский Б. П., Наливкин Д. В. 1930. Задонские и елецкие слои. Изв. ГРО, т. 49.
- Марковский Б. П., Наливкин Д. В. 1934. Задонские и елецкие слои. ГГРУ, вып. 313.
- Масин В. В., Усатюк Т. Л. 1959. Палеонтологические находки ярославских школьников. Сб. студ. науч. работ, вып. 3. Ярославль.
- Маслов В. П. 1945. Литологические черты среднего карбона районов городов Ржева и Старицы. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Маслов В. П. 1963. Водоросли, мохообразные, псилофитовые, плауновидные, членистостебельные, папоротники. В кн. «Основы палеонтологии». М., изд-во АН СССР.
- Матвеев Н. П. 1966. Карст Москворецко-Окского междуречья. В кн. «Вопросы изучения карста Русской равнины». М.
- Материалы межведомственного совещания по разработке унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Европейской части СССР. 1964. ВСЕГЕИ. Л.
- Маудина М. И. 1968. Погребенное озеро одинцовского века в районе г. Мичуринска. Бюлл. КЧАН, № 35. М., изд-во «Наука».
- Махлаев В. Г. 1954. К вопросу о возможности увязки разрезов данково-лебединских слоев в западной части Московской синеклизы. ДАН СССР, т. 48, № 5.
- Махлаев В. Г. 1956. Краткая характеристика данково-лебединских слоев. Тр. ВНИГРИ, вып. VII. Гостоптехиздат.
- Махлаев В. Г. 1964. Условия осадконакопления в верхнефаменском бассейне Русской платформы. М., изд-во «Наука».
- Михлина М. С., Семенова И. А. 1966. Верхнеплиоценовые отложения в бассейне нижнего течения р. Москвы. Изв. вузов, № 6.
- Махнач А. С. 1963. Русская платформа. Белоруссия. В кн. «Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий». Госгеолтехиздат.
- Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона, V сессия. 1965. В кн. «Геология угленосных формаций и стратигр. карбона СССР». М., изд-во «Наука».
- Меннер В. В. 1930. Описание остатков млекопитающих из межледниковых суглинков Одинцова. Тр. об-ва изуч. Моск. обл., вып. IV.

- Меннер В. В. 1963. Палеонтологическое обоснование стратиграфии верхнего докембрия. Проблематические органические остатки. В кн. «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий».
- Мещеряков Ю. А. 1950. О морфологической структуре Северо-Запада Русской равнины. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 5.
- Мещеряков Ю. А. 1961. Молодые тектонические движения и эрозивно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М., изд-во АН СССР.
- Мещеряков Ю. А. 1965. Структурная геоморфология равнинных стран. М., изд-во «Наука».
- Мещеряков Ю. А., Федорова Р. В. 1961. О возрасте и происхождении террас Западной Двины. В сб. «Всесоюзн. совещ. по изуч. четв. периода», т. II. М., изд-во АН СССР.
- Милановский Е. В. 1926. О сеноманских отложениях Московской губернии. БМОИП, отд. геол., т. IV, № 1—2.
- Милановский Е. Е. 1965. К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена. БМОИП, нов. серия, отд. геол., т. XXXVIII, вып. 3.
- Милашевич К. О. 1881. Геологические исследования, произведенные летом 1878 г. в юго-западной части Костромской губ. Мат. геол. России, т. X.
- Мирчинк Г. Ф. 1924. Некоторые соображения по поводу условий накопления континентальных осадков при влажном климате. БМОИП, отд. геол., № 1—2.
- Мирчинк Г. Ф. 1925. Послетретичные отложения Черниговской губ. и их отношение к аналогичным отложениям Европейской России. (Мемуары геол. отд. об-ва естествозн., антропол. и этногр., вып. 4). М.
- Мирчинк Г. Ф. 1928. О количестве оледенений Русской равнины. «Природа», № 7—8.
- Мирчинк Г. Ф. 1929. Межледниковые отложения Европейской части СССР и их значение в четвертичной истории. Геол. вестн., 54.
- Мирчинк Г. Ф. 1930. Об определении южной границы ледника вюрмского периода. Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода АН СССР, № 2, 5—9, М., изд-во «Наука».
- Мирчинк Г. Ф. 1931. Новые данные о межледниковых отложениях ресс-вюрмского времени. БМОИП, отд. геол., т. 9, № 3—4.
- Мирчинк Г. Ф. 1932. Путеводитель по наиболее типичным разрезам четвертичных отложений окрестностей Москвы. Путеводитель экскурсий II конференции АИЧПЕ.
- Мирчинк Г. Ф. 1933а. Стратиграфия синхронизации и распространение четвертичных отложений Европы. Тр. II Междунар. конф. АИЧПЕ, вып. 2. Л.—М.
- Мирчинк Г. Ф. 1933б. Эпейрогенические колебания Европейской части СССР в течение четвертичного периода. Тр. II Международ. конф. АИЧПЕ, вып. 2. Л.—М.
- Мирчинк Г. Ф. 1935. Четвертичная история долины р. Волги выше Мологи. Тр. АИЧПЕ, т. IV, вып. 2.
- Мирчинк Г. Ф. 1940. Миндель-рисские межледниковые отложения Русской платформы. Тр. ИГН АН СССР, вып. 33, серия геол., № 10.
- Мирчинк Г. Ф. 1946. Гляциодислокации и их значение для понимания структуры территории Европейской части СССР. БМОИП, отд. геол., т. XXI, вып. 4.
- Мирчинк М. Ф., Бакиров А. А. 1951. О геотектоническом развитии Русской платформы в связи с изучением ее нефтегазоносности. «Нефть хозяйство», № 1.
- Михайлов А. В. 1935. К вопросу филогении каменноугольных фораминифер. Изв. ЛГГТ, № 2—3.
- Михайлов Н. П. 1957. Зоны подмосковного портланда. БМОИП, отд. геол., т. XXXII (5).
- Михайлов Н. П. 1966. Бореальные юрские аммониты (*Dorsoplanitinae*) и зональное расчленение волжского яруса. Тр. ГИН АН СССР, вып. 151. М.
- Михайлова Е. В. 1956. О применении палеогеографического и фациального методов для выяснения перспектив угленосности южного крыла Подмосковного бассейна. Тр. ЛАГУ АН СССР, вып. VI.
- Михайлова Е. В. 1957. Основные результаты геологических обобщений по Щекинскому угленосному бассейну. Тр. II геол. совещ. по Подмоск. угольн. басс.
- Михайлова Е. В. 1958. Зона бокситопроявлений на южной окраине Подмосковного бассейна. Мат. по геол. и пол. иск. центр. районов Европ. части СССР, вып. 1.
- Михальский А. О. 1890. Аммониты нижнего волжского яруса. Тр. Геол. ком., т. 8, № 2.
- Мишина Е. М. 1965а. Расчленение нижнетриасовых отложений Костромской области по фауне остракод. Тр. Второго гидрогеол. упр., вып. 4.
- Мишина Е. М. 1965б. Расчленение татарских отложений Костромской области по остракодам. Тр. Второго гидрогеол. упр., вып. 4.
- Мишина Е. М. 1966. Детальная стратиграфия отложений ветлужской серии нижнего триаса по остракодам. Изв. АН СССР, серия геол., № 12.

- Моисеенко В. С., Александрова Е. П. 1963. Валдайская опорная скважина (Новгородская область). В кн. «Опорные скважины СССР». Тр. ВНИГРИ, вып. 22. Л., Гостоптехиздат.
- Молдавская Е. А. 1933а. Геологические исследования 72 листа общей геологической карты Европейской части СССР. Недр Горьковского края, т. II. Горький.
- Молдавская Е. А. 1933б. Геологическое строение и полезные ископаемые быв. Нижегородской губернии. Недр Горьковского края, т. I. Горький.
- Москвин М. М. 1947. Условия залегания чернышенских известняков в южном крыле Подмосковского бассейна. Уч. зап. МГУ, вып. 124, т. 2.
- Москвитин А. И. 1931. Новое о лихвинском обнажении. БМОИП, отд. геол., т. IX, № 1—2.
- Москвитин А. И. 1933. Геология Прилуцкого округа Украины. Тр. ВГРО, вып. 310. М.
- Москвитин А. И. 1936а. О трех моренах под Москвой. БМОИП, отд. геол., т. 14, № 4.
- Москвитин А. И. 1936б. О миндельской морене в окрестностях Москвы. «Пробл. сов. геол.», т. VI, № 1.
- Москвитин А. И. 1939а. Геологический очерк Калининской обл. Уч. зап. МГУ, география, вып. XXXI, т. I, ч. 1.
- Москвитин А. И. 1939б. Состояние изученности и новые данные по геологии четвертичных отложений центральной части СССР. Тр. Сов. секции АИЧПЕ, вып. 4.
- Москвитин А. И. 1946. Одинцовский интергляциал и положение московского оледенения среди других оледенений Европы. БМОИП, отд. геол., т. XXI, № 4.
- Москвитин А. И. 1947. Молого-шекснинское межледниковое озеро. Тр. ИГН СССР, вып. 88, серия геол., № 26.
- Москвитин А. И. 1950. Бюрмская эпоха (неоплейстоценовая) в Европейской части СССР. М., изд-во АН СССР.
- Москвитин А. И. 1954. Путеводитель экскурсий совещания по стратиграфии четвертичных отложений (Подмосковье — Старя Рязань — Галич). М., изд-во АН СССР.
- Москвитин А. И. 1957. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР и ее принципиальное и краткое фактическое обоснование. Тр. Ком. по изуч. четв. периода, XIII. (Мат. к Всесоюзн. совещ. по изуч. четв. периода). М., изд-во АН СССР.
- Москвитин А. И. 1959. Современные представления о стратиграфическом делении и длительности плейстоцена. Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода АН СССР, № 23. М., изд-во АН СССР.
- Москвитин А. И. 1961а. О физико-географических условиях одинцовского межледниковья (в дополнение и исправление Путеводителя экскурсий Совещания по стратиграфии четвертичных отложений 1954 г.). Мат. Всесоюзн. совещ. по изуч. четв. периода, т. II. М., изд-во АН СССР.
- Москвитин А. И. 1961б. «Тепловые» и «холодные» межледниковья как основа стратиграфического подразделения плейстоцена. Мат. Всесоюзн. совещ. по изуч. четв. периода, т. I. М., изд-во АН СССР.
- Москвитин А. И. 1965. Плейстоцен Европейской части СССР (критический обзор литературных данных). Тр. ГИН АН СССР, вып. 123. М., изд-во «Наука».
- Москвитин А. И. 1966. Среднеевропейские «гетвейг» и «наудорф» и их место в стратиграфии верхнего плейстоцена Европейской части СССР. В кн. «Верхний плейстоцен». М., изд-во «Наука».
- Москвитин А. И. 1967. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. Тр. ГИН АН СССР, вып. 156. М., изд-во «Наука».
- Музыченко Н. М. 1953. Стратиграфия верхней пестроцветной толщи Главного девонского поля. В сб. «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Муратов М. В. и др. 1962. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. Изв. вузов, Геология и разведка, № 11.
- Мурчисон Р., Вернейль Э., Кейзерлинг А. 1849. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. СПб.
- Мушенко А. И. 1961. К вопросу о строении и образовании куполов Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Мушенко А. И. 1963. О некоторых особенностях развития структур Русской платформы. Тр. ГИН, вып. 92.
- Мятлюк Е. В. 1961. Описание новых видов фораминифер верхнеюрских и нижнемеловых отложений Русской платформы. Тр. ВНИГНИ, вып. 29.
- Назарова В. В. 1951. Описание некоторых видов остракод верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона. В сб. «Геология центр. обл. Русской платформы». М., Госгеолгиздат.
- Назарова В. А. 1954. К стратиграфии пограничных слоев девона и карбона в южной части Доно-Медведицких поднятий. ДАН СССР, т. 54, № 3.
- Назарян А. Н. 1937. К стратиграфии и тектонике среднекаменноугольных отложений в Ржевском и Старицком Поволжье. Изв. МГТ, т. IV.

- Наливкин Д. В. 1923. О возрасте девона центральной России. Тр. Ленингр. об-ва естествоисп., т. III, вып. 1, № 1—3.
- Наливкин Д. В. 1925. Группа *Spirifer anossofi* Verp. и девон Европейской части СССР. Зап. Росс. минер. об-ва, т. IX, вып. 2.
- Наливкин Д. В. 1930. Семилукские и воронежские слои. Изв. ГГРУ, XLIX, № 1.
- Наливкин Д. В. 1937. Морской средний девон Русской платформы. «Пробл. сов. геол.», № 4.
- Наумова С. Н. 1939. Споры и пыльца углей СССР. Тр. Междунар. геол. конгр., XVII сессия, т. I. ГОНТИ.
- Наумова С. Н. 1953. Спорово-пыльцевые комплексы девона Русской платформы. В сб. «Девон Русской платформы». М., Гостоптехиздат.
- Наумова С. Н. 1960. Спорово-пыльцевые комплексы рифейских и нижнекембрийских отложений СССР. Тр. Междунар. геол. конгр., XXI сессия.
- Нейштадт М. И. 1965. О методах изучения голоценовых отложений и применяемой терминологии. В кн. «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена по данным радиоуглеродного метода». М., изд-во «Наука».
- Нейбург М. Ф. 1960. К палеоботаническому обоснованию триаса Русской платформы. Тр. Всесоюз. совещ. по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы, т. I.
- Нечаев А. В. 1894. Фауна пермских отложений восточной полосы Европейской России. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. XXVII, вып. 4.
- Нечаев А. 1921. Верхнепермские отложения. Геология России, т. II, ч. 1, вып. 3.
- Нечитайло С. К. и др. 1957. Геологическое строение центральных областей Русской платформы в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. М., Гостоптехиздат.
- Нечитайло С. К. и др. 1959. Основные черты геологического строения и перспективы нефтегазоносности центральных областей Русской платформы. Тр. ВНИГНИ, вып. 10.
- Нечитайло С. К. и др. 1959. Материалы по геологии Городецко-Ковернинской тектонической зоны. Л.
- Никитин Н. М., Якирев А. П. 1962. К вопросу об условиях образования гипсов южного крыла Подмосковного бассейна. Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Никитин П. А. 1957. Плиоценовые и четвертичные флоры Воронежской обл.
- Никитин С. Н. 1880. О стратиграфическом строении юры в области бассейнов рек Москвы и Оки. Речи и протоколы I съезда русских естествоисп. в Санкт-Петербурге.
- Никитин С. Н. 1881. Юрские образования между Рыбинском, Мологой и Мышкиным. Мат. для геол. России, т. X.
- Никитин С. Н. 1883а. Геологический очерк Ветлужского края. Мат. для геологии России, т. XI.
- Никитин С. Н. 1883б. Заметка по вопросу о последовательности пластов волжского яруса московской юры. Зап. СПб. минер. об-ва, т. XIX.
- Никитин С. Н. 1884. Общая геологическая карта России, лист 56. Тр. Геол. ком., т. I, № 2.
- Никитин С. Н. 1885а. Общая геологическая карта Европейской России. Лист 71. Тр. Геол. ком., т. II, № 1.
- Никитин С. Н. 1885б. Пределы распространения ледниковых следов в Центральной России и на Урале. Изв. Геол. ком., т. 4, № 4.
- Никитин С. Н. 1886а. Географическое распространение юрских осадков в России. Горный журнал, № 10.
- Никитин С. Н. 1886б. Послетретичные отложения Германии в их отношении к соответствующим образованиям России. Изв. Геол. ком., т. V, № 3—4.
- Никитин С. Н. 1887. Геологические наблюдения вдоль линии Самаро-Уфимской железной дороги. Цехштейн и татарский ярус. Изв. Геол. ком., т. VI, № 6.
- Никитин С. Н. 1888. Следы мелового периода в Центральной России. Тр. Геол. ком., т. V, № 2.
- Никитин С. Н. 1890а. Каменноугольные отложения Подмосковного края и артезианские воды под Москвой. Тр. Геол. ком., т. V, № 5.
- Никитин С. Н. 1890б. Общая геологическая карта Европ. России. Лист 57. Тр. Геол. ком., т. V, № 1.
- Никитин С. Н. 1896. Бассейн Днепра. Исследования гидрогеологического отдела 1894 г. Тр. эксп. для исследования источников главнейших рек Европейской России. СПб.
- Никитин С. Н. 1898. Геологические наблюдения по строящимся линиям Московско-Виндавской железной дороги. Изв. Геол. ком., т. XVII.
- Никитин С. Н. 1899. Бассейн Верхней Волги. Исследования гидрогеологического отдела 1894—1898 гг. Тр. экспедиции для исследования источников главнейших рек Европейской России, СПб.

- Никифорова К. В., Алексеева Л. И. 1961. О границе неогена и антропогена в связи с вопросом о расчленении плиоцена. Мат. Всесоюзн. совещ. по изуч. четв. периода, т. I. М., изд-во АН СССР.
- Николаев Н. И. 1935. Четвертичные отложения окрестностей старой Рязани. Изв. МГГГТ, т. III, вып. II.
- Николаев Н. И. 1949. Новейшая тектоника СССР. Тр. Ком. по изуч. четв. периода, т. VIII. М.—Л., изд-во АН СССР.
- Николаев Н. И. 1962. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат.
- Никольская М. В., Гольц С. И. 1965. Новый разрез микулинских отложений в котловине Галичского озера. Сб. статей по геол. и гидрогеол. Второго гидрогеол. упр. М., изд-во «Недра».
- Новикова А. С. 1959. К вопросу о тектоническом положении рифейских вулканогенных пород на Русской платформе. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Новикова А. С. 1960. Некоторые особенности тектонического развития Русской платформы на ранних этапах формирования ее чехла. ДАН СССР, т. 131, № 2.
- Новикова А. С. 1965. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое. «Геотектоника», № 1.
- Новожилов Н. И. 1959. Новые пермские и триасовые *Conchostraca* из Южной Белоруссии, Приуралья и Якутии. Мат. к «Основам палеонтологии», вып. 3. М., изд-во АН СССР.
- Новожилов Н. И. 1960. Двусторчатые листонгие ракообразные из нижнего триаса Ярославской области. В кн. «Краеведческие записки», вып. 4. Ярославль.
- Новский В. А. 1945. Четвертичные отложения Рыбинского района. Уч. зап. Ярослав. пед. ин-та, вып. 6.
- Новский В. А. 1958. Материалы к геоморфологии и четвертичной геологии Ярославской области. Уч. зап. Ярослав. пед. ин-та, серия геогр., вып. 20 (130), ч. 2.
- Новский В. А. 1959. Рельеф. В сб. «Природа и хозяйство Ярославской области». Ч. I, Природа. Ярославль.
- Новский В. А. 1966. Об ископаемом рельефе в Ярославском Поволжье. Тр. III научно-методич. конф. географов и геологов пед. ин-тов центр. областей Европ. части СССР. Смоленск.
- Ноинский М. Э. 1899. Разрез пермской толщи, выступающей на правом берегу р. Волги, близ д. Пещец против г. Казани. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. XXXII, вып. 6.
- Ноинский М. Э. 1913. Самарская Лука. Геологическое исследование. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. XLV, вып. 4—6.
- Ноинский М. Э. 1924. Некоторые данные относительно строения и фациального характера казанского яруса в Приказанском районе. Изв. Геол. ком., т. XIII.
- Обидиентова Г. В. 1948. Материалы по геоморфологии и палеогеографии Южной Мещеры. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 42.
- Обидиентова Г. В. 1962. Основные особенности геоморфологии долины Волги в верховье. В кн. «Вопросы палеогеографии и геоморфологии бассейнов Волги и Урала». М., изд-во АН СССР.
- Обручев Д. В. 1930. Значение ихтиофауны для стратиграфии северо-западного девона. Изв. ГГРУ, т. XLIX, № 9.
- Обручев Д. В. 1933. Стратиграфия среднего девона Ленинградской области. Зап. Всеросс. минер. об-ва, серия II, ч. 62, вып. 2.
- Обручев С. В. 1916. Воронежский девон и группа *Spirifer verneuili* Murch. Зап. ОЛЕАЭ, вып. 5.
- Обручев С. В. 1932. Геологический очерк быв. Данковского, Раненбургского и Лебедянского уездов. Тр. ВГРО, т. 51, вып. 72.
- Оливьери А. И. 1840. Геологическое обозрение губерний Тверской и Новгородской по рекам Волге и Волхову и дополнительные сведения о Прокшинском каменноугольном месторождении. Горный журнал, т. II, № 6.
- Оливьери А. И. 1842. Отчет об исследованиях, произведенных в 1841 г. в Московской, Тульской, Калужской и Тверской губерниях. Горный журнал, № 5.
- Оливьери А. И. 1844. Геогностическое обозрение частей губерний Тульской, Калужской, Московской, Рязанской и Нижегородской с присовокуплением описания каменноугольных разработок Вяленских и Яковлевских. Горный журнал, № 3.
- Осипова А. И., Бельская Т. Н. 1965а. О веневском горизонте южного крыла Подмосковного бассейна. Изв. вузов, Геология и разведка, № 11.
- Осипова А. И., Бельская Т. Н. 1965б. О фациях и палеогеографии серпуховского времени в Подмосковном бассейне. «Литология и полезные ископаемые», № 5.
- Осипова А. И., Бельская Т. Н. 1967. Опыт литолого-палеоэкономического изучения визе-намюрских отложений Московской синеклизы. «Литология и полезные ископаемые», № 5.

- Островский М. И., Аксенов Е. М., Солонцов Л. Ф. 1968. Особенности палеоструктуры отложений верхнего докембрия в Рязано-Саратовском прогибе в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности.
- Очев В. Г., Шишкин М. А., Горяинов В. А., Твердохлебов В. П. 1964. Новые данные о стратиграфическом расчленении триаса Оренбургского Приуралья по позвоночным. ДАН, т. 158, № 2.
- Павлов А. П. 1890. Новые данные по геологии Воробьевых гор. Вестн. естествозн., № 7.
- Павлов А. П. 1894. О мезозойских отложениях Рязанской губернии. Уч. зап. МГУ, отд. ест.-истор., вып. II.
- Павлов А. П. 1898. Новые данные о неокомских отложениях Московской губернии. Протоколы засед. МОИП, № 4—6.
- Павлов А. П. 1900. Горизонт Einescheg среди верхнемеловых отложений средней и восточной России и береговая фация русского тулона и сенона. Bull. Soc. Natur. de Moscou, т. XIV (1—2) (протоколы).
- Павлов А. П. 1907. Геологический очерк окрестностей Москвы. Пособие для экскурсий.
- Павлов А. П. 1926. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы. Мемуары геол. отд. об-ва любит. естествозн., вып. 5.
- Павлов А. П. 1936. Геологическая история европейских земель в связи с историей ископаемого человека. М.—Л., изд-во АН СССР.
- Павлов А. П. 1946. Геологический очерк окрестностей Москвы. 5-е изд. Изд-во МОИП.
- Пандер Х. И. 1858. О возможности встретить настоящую каменноугольную формацию и каменный уголь на восточной окраине горноизвесткового бассейна Средней России под пермской системой. Горный журнал, кн. 6.
- Пахт Р. 1856. Геогностические исследования, произведенные в губерниях Воронежской, Тамбовской, Пензенской и Симбирской от Воронежа до Самары. Зап. Русск. геогр. об-ва, кн. XI.
- Пахтусова Н. А. 1962. О границе перми и триаса в бассейне Северной Двины. Мат. по геол. и полез. ископ. северо-запада РСФСР, вып. 3.
- Педашенко А. И. 1959. Кристаллический фундамент средней части Русской платформы. Гостоптехиздат.
- Педашенко А. И., Веселовская М. М. 1957. Кристаллический фундамент и докембрийские образования. Тр. ВНИГНИ, вып. X.
- Пересветов А. С. 1948. Флористическая характеристика нижнемеловых песчаников с. Карова (Подмосковный бассейн). Тр. МГРТ, т. 22.
- Петров Л. С. 1956. Девонские отложения северо-запада Русской платформы (стратиграфия, фации и история геологического развития). Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 97. Л., Гостоптехиздат.
- Петровская А. Н. 1951. Литологический состав и стратиграфия верхнедевонских и каменноугольных отложений северо-западного Подмосковья по данным бурения в районе ст. Поваровка. В сб. «Геология центр. обл. Русской платформы». Госгеолыздат.
- Петровская А. Н. 1953. Нижнепалеозойские и девонские отложения Серпуховского района. В сб. «Вопросы геологии и геохимии нефти и газа». Гостоптехиздат.
- Петрокович Ю. А. 1947. Ергень-река. БМОИП, т. 22, вып. 3.
- Петц Г. 1892. Об отложениях малевско-мураевнинского яруса. Тр. СПб. об-ва естествоисп., т. XXII, вып. 1.
- Петц Г. 1893. Материалы к изучению фауны малевско-мураевнинского яруса. Тр. СПб. об-ва естествоисп., XXII, вып. 2.
- Пикторский П. 1866. Геологические экскурсии по губерниям Ярославской и Костромской. Изв. об-ва любителей естествозн., т. III, вып. 1.
- Пикторский П. 1867. О геологическом значении солигаличского известняка. Bull. Soc. Natur. Moscou, т. X, № 14.
- Писарева В. В. 1965. Интерстадиальные образования эпохи московского оледенения и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений западной части Костромской области. В сб. статей по геол. и гидрогеол. Второе ГГУ. М., изд-во «Недра».
- Пистрак Р. М. 1940. О возрасте нижней части осадочной серии Боенской скважины. «Сов. геология», № 10.
- Пистрак Р. М. 1950а. Структура Русской платформы в девонское и каменноугольное время. БМОИП, отд. геол., т. XXV, вып. 2.
- Пистрак Р. М. 1950б. Фации девонских и каменноугольных отложений Русской платформы и связь их со структурой. Тр. ИГН АН СССР, вып. III, геол. серия, № 39.
- Пистрак Р. М. 1953. Додевонские и девонские отложения центральной части Русской платформы. В сб. «Девон Русской платформы», Гостоптехиздат.

- Пистрак Р. М., Сытова В. А. 1951. О девонских и нижнепалеозойских отложениях западной части Московской синеклизы. В сб. «К геологии центр. обл. Русской платформы». М., Гостгеолиздат.
- Пичугин М. С. 1962. Литология и промышленная оценка верхнекаменноугольных пород Окско-Клязьминского района. М., изд-во АН СССР.
- Пичугин М. С. 1967. Литолого-промышленные типы и закономерности размещения цементного сырья в центральном районе Русской платформы М., изд-во «Недра».
- Погуляев Д. И. 1938. Геологическое строение районов магнитных аномалий Западной области. В сб. «Магнитные аномалии Смоленск. и Орловск. областей». Смоленск.
- Погуляев Д. И. 1955. Геология и полезные ископаемые Смоленской области. Тома 1 и 2. Смоленск.
- Погуляев Д. И. 1959. Тектонические структуры Северной окраины Днепровско-Донецкой впадины. Уч. зап. Смоленск. пед. ин-та, вып. VIII. Смоленск.
- Познер В. М. 1951. Остракоды нижнего карбона западного крыла Подмосковной котловины. В сб. «Стратиграфия и микрофауна нижнего карбона западного крыла Подмосковной котловины». Тр. ВНИГРИ, вып. 56, Гостоптехиздат.
- Познер В. М. 1964. Каменноугольный период. В кн. «История геологического развития Русской платформы и ее обрамления». М., изд-во «Недра».
- Покровская И. М. 1936. Флора межледниковых отложений р. Поломети. БМОИП, т. 14, вып. 3.
- Полыщук В. Д. 1966. Стратиграфия докембрия КМА и задачи по дальнейшему ее изучению в связи с составлением металлогенических и прогнозных карт. Тр. III совещания по пробл. изучения Воронежской антеклизы. Воронеж.
- Половинкина Ю. И. 1960. История геологического развития Украинского кристаллического массива. Междунар. геол. конгр., сессия XXI, пробл. 9.
- Попов В. И., Лучицкий И. В. 1938. К вопросу о генезисе угленосной толщи нижнего карбона южного крыла Подмосковского бассейна. «Пробл. сов. геологии», т. VIII, № 2.
- Последний европейский ледниковый покров. 1965. М., изд-во «Наука».
- Постникова И. Е. 1953. К стратиграфии поддевонских отложений Сердобско-Пачелмского района. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Постникова И. Е. 1963. Русская платформа. Пачелмский прогиб и смежные районы Русской платформы. В кн. «Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий». Гостеолтехиздат.
- Преображенский Н. А. 1933. Геологические исследования в средней части 58 листа карты Европейской части СССР. Тр. ВГРО, вып. 281.
- Пригоровский М. М. 1909. К геологии южных уездов Московской губернии и смежной части Рязанской и Калужской губерний. Изв. Геол. ком., т. XXVIII.
- Пригоровский М. М. 1911. Из геологических наблюдений в западной части Рязанской губернии. Изв. Геол. ком., т. XXX.
- Пригоровский М. М. 1918. Об исследованиях в Подмосковном бассейне в 1917 г. Изв. Геол. ком., т. 37, № 1.
- Пригоровский М. М. 1931. Характер угленосности и типы углей в Подмосковном бассейне. Тр. ВГРО, № 11—12.
- Пустовалов Л. В. 1933. Генезис липецких и тульских железных руд. Тр. ВГРО, вып. 285.
- Пустовалов Л. В. 1937. Ратовкит Верхнего Поволжья. Изд-во АН СССР.
- Разницын В. А. 1959. Нижнетурнейские отложения Южного Тимана. В сб. «Стратиграфия нижнего карбона Волго-Уральской обл. Русской платформы». Тр. ВНИГРИ, вып. XIV.
- Раузер-Черноусова Д. М. 1941. Новые данные к стратиграфии верхнего карбона Окско-Цнинского вала. ДАН СССР, т. XXX, № 5.
- Раузер-Черноусова Д. М. 1943. К стратиграфии и палеогеографии визейского и намюрского ярусов центральной части Русской платформы и Южного Приуралья. Изв. АН СССР, № 2.
- Раузер-Черноусова Д. М. 1947. К палеогеографии центральной части Русской платформы в угленосное время. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Раузер-Черноусова Д. М. 1948а. Стратиграфия визейского яруса южного крыла Подмосковского бассейна по фауне фораминифер. Тр. ГИН АН СССР, серия геол., вып. 62, № 19.
- Раузер-Черноусова Д. М. 1948б. Фораминиферы и стратиграфия визейского и намюрского ярусов центральной части Русской платформы и Приуралья. Тр. ИГН АН СССР, серия геол., вып. 62, № 19.
- Раузер-Черноусова Д. М. 1954. Швагериновый горизонт Русской платформы и его стратиграфическое положение. В сб. «Стратиграф. схемы палеозойских отложений. Пермская система». Гостоптехиздат.

- Раузер-Черноусова Д. М. 1960. Ревизия швагерин с близкими родами и граница карбона и перми. Тр. ГИН АН СССР. Вопросы микропалеонтологии, вып. 4.
- Раузер-Черноусова Д. М., Киреева Г. Д., Леонтович Г. Е., Грызлова Н. Д., Сафонова Т. П., Чернова Е. И. 1951. Среднекаменноугольные фузулиниды Русской платформы и сопредельных областей. Справочник-определитель. М., изд-во АН СССР.
- Раузер-Черноусова Д. М., Рейтлингер Е. А., Балашова Н. Н., Далматская И. Т., Чернова Е. И. 1954. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений центральной и восточной частей Русской платформы (на основе изучения фораминифер). Московская синеклиза. Тр. ИГН АН СССР, вып. 164.
- Раузер-Черноусова Д. М., Рейтлингер Е. А. 1956. Границы карбона и его отделов в свете новых данных по стратиграфическому распределению фораминифер в карбоне Русской платформы и Урала. В кн. «Совет. по униф. стратиграф. схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы. Свердловск». Л.
- Рейтлингер Е. А. 1950. Фораминиферы среднекаменноугольных отложений центральной части Русской платформы (исключая сем. Fusulinidae). Тр. ИГН АН СССР, вып. 126, серия геол., № 47.
- Рейтлингер Е. А. 1957. Сферы девонских отложений Русской платформы. ДАН, т. 115, № 4.
- Рейтлингер Е. А. 1959. Озерские и хованские отложения центральной части Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, сб. 14.
- Рейтлингер Е. А. 1960. Характеристика озерских и хованских слоев по микроскопическим органическим остаткам. Тр. ГИН АН СССР, вып. 14.
- Рейтлингер Е. А. 1963. Об одном палеонтологическом критерии установления границ нижнекаменноугольного отдела (по фауне фораминифер). Тр. ГИН АН СССР. Вопросы микропалеонтологии, вып. 7.
- Рейтлингер Е. А. 1965. Биостратиграфия нижнекаменноугольных отложений по фауне фораминифер. «Геология угленосных формаций карбона СССР». М., изд-во «Наука».
- Рейтлингер Е. А., Балашова Н. Н. 1954. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений Ржевского Поволжья. В кн. «Региональная стратиграфия». Тр. ГИН АН СССР, т. 2.
- Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. 1961. М., изд-во АН СССР.
- Решения Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. 1962. Гостоптехиздат.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, 1962 г. 1965. ВСЕГЕИ. Л., изд-во ГУГК.
- Решение Пермской конференции, состоявшейся во ВНИГРИ 15—20 мая 1950 г. 1950. Гостоптехиздат.
- Рождественская К. К. 1960. К вопросу о закономерностях распределения угольных залежей в юго-западной части Подмосковского бассейна. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Розанов А. Н. 1905—1906. К вопросу о подразделении так называемых виргатовых слоев окрестностей Москвы. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. VIII.
- Розанов А. Н. 1909. О распространении зоны *Craspedites podiger* в окрестностях Москвы. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. XI.
- Розанов А. Н. 1912. О зонах подмосковского портланда и о вероятном происхождении портландских фосфоритовых слоев под Москвой. Мат. по геол. строению России, вып. 4.
- Розанов А. Н. 1914. О следах кимериджа в Звенигородском уезде Московской губернии. Bull. Soc. Natur. de Moscou.
- Розанов А. Н. 1927. Стратиграфия содержащих фосфориты отложений центральной и северо-восточной областей; фосфоритовые горизонты и их вероятное происхождение. В кн. «Фосфориты СССР». Л.
- Розанов Ю. А. 1952. Зависимость физико-механических свойств известняков от особенностей их структуры. Тр. ИГН АН СССР, вып. 146, серия петрограф., № 42.
- Розовская С. Е. 1940. К изучению фузулинид Подмосковского бассейна. ДАН СССР, вып. 5, т. XXVIII.
- Розовская С. Е. 1941. О некоторых среднекаменноугольных видах фузулинид Подмосковской котловины. ДАН СССР, т. XXXI, вып. 1.
- Розовская С. Е. 1950. Род *Triticites*, его развитие и стратиграфическое значение. Тр. ПИН АН СССР, т. XXXI.
- Романовский Г. Д. 1854. Исследования нижнего яруса южной части Подмосковского каменноугольного образования. Горный журнал, ч. III, кн. 9. СПб.
- Романовский Г. Д. 1856. Общий геогностический обзор почвы в уездах Московском, Подольском и Серпуховском. Горный журнал, ч. I, кн. 2. СПб.

Романовский Г. Д. 1857а. Геогностический обзор южной части Рязанской губернии. Горный журнал, ч. I.

Романовский Г. Д. 1857б. О провале подмосковной буровой скважины близ г. Серпухова. Горный журнал, ч. III, № 9. СПб.

Романовский Г. Д. 1860. Геогностический разрез буровой скважины, проведенной около села Ерина в Подольском уезде Московской губернии. Вестн. естеств. наук, № 47—52.

Романовский Г. Д. 1862. Краткий обзор осадочных образований Европейской России. Памятная книжка русских горных людей на 1862 г. СПб.

Романовский Г. Д. 1863. Взгляд на геогностические исследования Подмосковного края. Памятная книжка горных людей на 1863 г. СПб.

Романовский Г. Д. 1864. Замечание о верхней девонской формации Подмосковного края. Горный журнал, ч. II, кн. 5.

Ронов А. Б. 1949. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР. Тр. Геофиз. ин-та, № 3 (130).

Рулъе К. Ф. 1845. О животных Московской губернии. М.

Рябинин А. Н. 1926. *Trematosuchus* (?) *Jakovlevi* nov. sp. из нижнетриасовых отложений окрестностей г. Рыбинска. Изв. Геол. ком., т. XV, вып. 5.

Рябинин А. Н. 1938. Фауна позвоночных из верхнепермских отложений бассейна р. Свияги. Новый дейноцефал *Ulemosaurus svija gensis*. Ежегодн. цент. науч.-иссл. геол.-разв. музея, т. 1.

Рябченков А. С. 1961а. Результаты сравнительного изучения минералогического состава четвертичных отложений западной части Русской равнины. Мат. Всесоюзн. совещ. по изуч. четв. периода, т. II. М., изд-во АН СССР.

Рябченков А. С. 1961б. Четвертичные отложения Мещерской низины по данным новейших исследований. Мат. Всесоюзн. совещ. по изуч. четв. периода, т. I. М., изд-во АН СССР.

Савинов Ю. А. 1966. Четвертичные отложения Вологодской области. В сб. «Мат. по геол. и пол. иск. северо-запада РСФСР». Л., изд-во «Недра».

Сазонов Н. Т. 1951. Минералогические исследования юрских и нижнемеловых отложений в Рязанской и Пензенской областях и Мордовской АССР. ДАН СССР, т. LXIX, № 1.

Сазонов Н. Т. 1953а. Минералогические исследования юрских и нижнемеловых отложений Русской платформы, Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадин. БМОИП, отд. геол., т. 28, № 5.

Сазонов Н. Т. 1953б. Стратиграфия юрских и нижнемеловых отложений Русской платформы, Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадин. БМОИП, отд. геол., т. 28, № 5.

Сазонов Н. Т. 1965. Новые данные о келловейских, оксфордских и кимериджских аммонитах. Тр. ВНИГНИ, вып. 44.

Сазонова И. Г. 1956. Стратиграфия и палеогеография аптских отложений центральных областей Русской платформы. Тр. Всесоюзн. совещ. по разработке униф. схемы стратиграфии мезозойских отл. Русской платформы. Гостоптехиздат.

Сазонова И. Г. 1958. Нижнемеловые отложения центральных областей Русской платформы. В кн. «Мезозойские и третичные отл. центр. обл. Русской платформы». М., Гостоптехиздат.

Сазонова И. Г., Сазонов Н. Т. 1967. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время. Тр. ВНИГНИ, вып. 62.

Салов И. Н. 1954. О возрасте верхней морены северо-западной части Смоленской обл. (по поводу работ Н. С. Чеботаревой, опубликованных в 1949—1953 гг.). БМОИП, отд. геол., т. 29, вып. 6.

Салов И. Н. 1958. Третичные отложения Смоленской области. Сб. научн. работ Смоленск. краевед. науч.-иссл. ин-та, вып. 2.

Салов И. Н. 1960. Строительные материалы Смоленской области. Смоленск. краевед. науч.-иссл. ин-т. Смоленск.

Салов И. Н. 1962. Граница калининского оледенения в Восточной Белоруссии и Смоленской области. Мат. по геол. и пол. ископ. центральных районов Европейской части СССР, вып. 5.

Саломон А. П., Вандерфлит Е. К. 1966. К стратиграфии песчано-глинистой толщи нижнего карбона северо-западной части Подмосковного угольного бассейна. В кн. «Мат. по геол. и пол. иск. северо-запада РСФСР», № 5. Л., изд-во «Недра».

Самойлова Р. Б. 1955. Об озерско-хованских трохилисках. ДАН СССР, т. 103, № 5.

Самойлова Р. Б. 1957. Возможности корреляции девонских и нижнекаменноугольных отложений южного крыла Подмосковного бассейна по микрофауне. Тр. II геол. совещ. по Подмоск. угол. басс. Углетехиздат.

Самойлова Р. Б. 1958. Материалы к стратиграфии девона и карбона Русской платформы по работам литолого-стратиграфической группы ГУЦР. Мат. по геол. и пол. иск. центр. р-нов Европ. части СССР, т. I.

- Самойлова Р. Б. 1959. Изучение девонских и нижнекаменноугольных остракод в отложениях Подмосковного бассейна. Бюлл. НТИ ГУЦР, № 3.
- Самойлова Р. Б., Смирнова Р. Ф., Фомина Е. В. 1954. Новые данные по стратиграфии тульского горизонта нижнего карбона Подмосковной котловины. ДАН СССР, т. ХСVI, № 2.
- Самойлова Р. Б., Смирнова Р. Ф. 1960. О новых родах и видах остракод из палеозоя южной части Подмосковной котловины. Мат. по геол. и пол. иск. центр. районов Европ. части СССР, вып. III.
- Саркисян С. Г., Хворова И. В. 1949. О генезисе верейских песчаных отложений. ДАН СССР, т. XV, № 6.
- Сарычева Т. Г. 1928. Подмосковные продукты группы *Productus giganteus*. Тр. Науч.-иссл. ин-та геол. МГУ, вып. 1.
- Сарычева Т. Г. 1933а. К вопросу о сопоставлении нижнекаменноугольных отложений южного и западного крыльев Подмосковного бассейна. Изв. МГРТ, т. II, вып. 1.
- Сарычева Т. Г. 1933б. Стратиграфические подразделения нижнего карбона Подмосковного бассейна. Изв. МГРТ, т. II, вып. 1.
- Сарычева Т. Г. 1947. Нижнекаменноугольные продуктиды Подмосковного бассейна (роды *Striatifera Linopoluctus* и *Cancrienella*). Тр. ПИН АН СССР, т. VI, вып. 1.
- Сарычева Т. Г. 1949. Морфология, экология и эволюция подмосковных каменноугольных продуктид (роды *Dictyoclostus*, *Pugilis* и *Antiquatonia*). Тр. ПИН АН СССР, т. 18.
- Сарычева Т. Г., Сокольская А. Н. 1952. Определитель палеозойских брахиопод Подмосковной котловины. Тр. ПИН АН СССР, т. 38.
- Севостьянов Ю. А. 1966. О стронциенности карбонатных пород озерского горизонта и верхнефаменского подъяруса южного крыла Подмосковного бассейна. «Сов. геология», № 1.
- Селиванова В. А. 1968. Южный берег Ладожского озера и бассейн р. Невы. В сб. «Геологический путеводитель по каналу им. Москвы и Волго-Балтийскому водному пути им. В. И. Ленина». Л., изд-во «Наука».
- Семененко Н. П. 1964. Корреляция истории докембрия по данным абсолютной геохронологии. Тр. МГК, XXII сессия, прелб. 3.
- Семененко Н. П., Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Комлев Л. В. 1966. Геохронологическая карта Украинского докембрия. М., изд-во «Наука».
- Семененко Н. П., Зайдис Б. Б. и др. 1967. Геохронология докембрия IV в составе Русской плиты. Тр. XIV сессии комиссии по опред. абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР. М., изд-во «Наука».
- Семенов В. П. 1965. Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж.
- Семенов П. П., Меллер В. И. 1864. О верхних девонских пластах Средней России. Горный журнал, № 2.
- Семина С. А. 1961. Стратиграфия и фораминиферы (фузулиниды) швагеринского горизонта Окско-Цнинского поднятия. Тр. ГИН АН СССР, вып. 57.
- Семихатова С. В. 1936. Материалы к стратиграфии нижнего и среднего карбона Европейской части СССР. БМОИП, отд. геол., т. XIV, вып. 3.
- Семихатова С. В. 1941. Группа *Spirifer trigonalis* Martin в надугленосных слоях нижнего карбона Подмосковного бассейна. Тр. ПИН АН СССР, т. XII, вып. 3.
- Семихатова С. В. 1948. К истории развития ребристых спириферид в нижнем карбоне Подмосковного бассейна. Изв. АН СССР, серия биол., № 1.
- Семихатова С. В. 1951. Некоторые новые данные по стратиграфии и геологической истории карбона Русской платформы. В сб. «К геологии центр. обл. Русской платформы». М., Госгеолгиздат.
- Семихатова С. В. 1953. К истории среднекаменноугольной эпохи на Русской платформе. БМОИП, отд. геол., т. XXVIII, вып. 4.
- Семихатова С. В. 1958. К истории турнейского и ранневизейского времени на Русской платформе. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Семихатова С. В. 1959. Основные вопросы стратиграфии нижней части нижнего карбона. В сб. «Стратиграфия нижней части нижнего карбона Волго-Уральской области Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Семихатова С. В. 1966. Этапы развития брахиопод и вопросы стратиграфии намюра. БМОИП, отд. геол., т. XVI, вып. 4.
- Семихатова С. В., Сытова В. А. 1951. К стратиграфии и геологической истории девона и карбона на Русской платформе. М.—Л., Гостоптехиздат.
- Семихатова С. В., Меняйленко П. А. 1955. Литологическая и палеонтологическая характеристика отложений, пограничных между девоном и карбоном в южной части Доно-Медведицких поднятий. ДАН СССР, т. 102, № 4.
- Семихатова С. В., Елина Л. М. 1958. Каменноугольные отложения. Тр. ВНИГНИ, вып. X.

- Сенюков В. М., Бакиров А. А. 1949. Задачи нефтяной геологической науки в решении проблем нефтегазоносности Русской платформы. Тр. МФ ВНИГРИ, вып. 1. Серджио-Венцо. 1964. Граница между плиоценом и плейстоценом в Италии. Бюлл. КЧАН, № 29. М., изд-во «Наука».
- Сибирцев Н. М. 1896. Общая геологическая карта Европейской России. Лист 72. Тр. Геол. ком., т. XV, вып. 2.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. 1961. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Л., изд-во АН СССР.
- Смирнов Н. Н. 1930. Петрографические исследования в Подмосковном карбоне. Тр. Ин-та минер., петрогр. и кристаллогр. МГУ, вып. 9.
- Смородина Н. В. 1928. О генетических взаимоотношениях аммонитов сем. *Cardioceratidae*. Изв. Асс. НИИ при физ.-мат. фак. МГУ, т. I, вып. 1—2.
- Соболев С. С. 1938. Глубина эрозии в Европейской части СССР. «Почвоведение», № 9.
- Соболевская В. Н. 1951. Палеогеография и структура Русской платформы в верхнемеловую эпоху. Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского «Вопросы литол. и стратигр. СССР». Изд. АН СССР.
- Современные вертикальные движения земной коры на территории западной половины Европейской части СССР. 1958. Под ред. И. П. Герасимова и Ю. В. Филиппова. Тр. Центр. науч.-иссл. ин-та геодезии, аэросъемки и картографии, вып. 123. М.
- Соколов Б. С. 1941. Стратиграфическая схема северного крыла Подмосковского бассейна. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Соколов Б. С. 1952. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Соколов Б. С. 1953. Стратиграфическая схема нижнепалеозойских (додевонских) отложений северо-запада Русской платформы. В кн. «Девон Русской платформы». Л.—М., Гостоптехиздат.
- Соколов Б. С. 1956. Сравнительная характеристика дозйфельских отложений центральных и восточных районов Русской платформы. Тр. ВНИГНИ, вып. 95.
- Соколов Б. С. 1958. Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения досинийских платформ Евразии. Тр. ВНИГНИ, вып. 126.
- Соколов Б. С. 1964. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. Тр. МГК, XXII сессия, пробл. 10.
- Соколов В. Д. 1892. Материалы для геологии Алексинского уезда Тульской губернии. Bull. Soc. Natur. Moscou.
- Соколов Д. В. 1925. Материалы по геологии 42 листа. Зап. Минер. об-ва, серия II, ч. 52.
- Соколов М. И. 1925. Материалы для геологии Заволжья в Костромском уезде. Тр. Костромск. науч. об-ва изуч. местного края, вып. 36. Кострома.
- Соколов М. И. 1929. Геологические исследования в 1925 г. по р. Унже. Изв. Асс. НИИ при физ.-мат. фак-те МГУ, т. II, вып. 1.
- Соколов Н. А. 1893. Нижнечетвертичные отложения Южной России. Тр. геол. ком. Т. IX, № 2.
- Соколов Н. Н. 1936. Условия залегания и возраст межледниковых отложений р. Поломети. БМОИП, отд. геол., т. 14, вып. 1.
- Соколов Н. Н. 1947. Некоторые новые данные о межледниковых отложениях Ленинградской области и западной части Калининской области. Бюлл. Комиссии по изучению четвертичн. периода, вып. 10. М.—Л., изд-во АН СССР.
- Соколов Н. Н. 1954. Особенности рельефа Московской области. Сб. работ Центр. музея почвоведения им. Докучаева, вып. 1.
- Соколов Н. Н. 1957. О московском оледенении. В сб. «Тр. ком. по изуч. четв. периода». Т. XIII. Мат. Всесоюзн. совещ. по изуч. четв. периода. М., изд-во АН СССР.
- Соколова В. Б., Хомутова В. И. 1966. Средне- и нижнечетвертичные отложения центральной части Вологодской области. Бюлл. КЧАН. М., изд-во «Наука».
- Соколовский И. Л., Волков Н. Г. 1965. Методика поэтапного изучения неотектоники. Киев, изд-во «Наукова думка».
- Сокольская А. Н. 1937. Геологическое строение долины р. Москвы между с. Спасским и Шелепихой. Изв. МГТ, вып. 5.
- Сокольская А. Н. 1940. Новые данные о фауне и возрасте пограничных слоев между девоном и карбоном Подмосковского бассейна. ДАН СССР, т. XXVI, № 2.
- Сокольская А. Н. 1941. Брахиоподы основания подмосковского карбона и переходных девонско-каменноугольных отложений (чернышинские, упинские и малевско-мураевинские слои). Тр. ПИН АН СССР, т. 12, вып. 2.
- Сокольская А. Н. 1954. Строфомениды Русской платформы. Тр. ПИН АН СССР, т. 51.
- Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М., Ивашковский И. Ф. и др. 1968. Новые данные о докембрии центральной части Русской платформы. ДАН СССР, т. 180, № 2.

- Сопко П. Ф., Беляев В. И., Жиленков Г. В. 1961. Некоторые данные о магматических породах основного и ультраосновного состава Воронежской области. ДАН СССР, т. 136, № 2.
- Сошникова М. С. 1961. Аллофан-галлузитовые породы. Мат. по геол. и пол. иск. центр. районов Европ. части СССР, вып. 4.
- Спиридонов А. И. 1938. Геоморфология юго-восточной части Калининской области. Уч. зап. МГУ, вып. 23, География.
- Спиридонов А. И. 1948. К вопросу о происхождении покровных суглинков Подмосковья. Вестн. МГУ, № 4.
- Спиридонов А. И. 1950. Основные этапы развития рельефа Рязанской области. «Вопросы географии», сб. 22.
- Спиридонов А. И. 1957. О развитии долин Волги и Оки и предполагаемом соединении их с Доном в четвертичное время. «Землеведение», нов. серия, т. 4 (44).
- Спиридонов А. И. 1964. Некоторые особенности древнего ледникового покрова на Русской равнине. Вестн. МГУ, № 6.
- Спиридонов А. И., Спиридонова Н. А. 1951. К геоморфологии Молого-Шекснинской низины. Вестн. МГУ, № 12.
- Спиридонова Е. А., Малаховский Л. Б. 1965. О находке лихвинских межледниковых отложений в бассейне верхнего течения р. Ловати. В сб. «Пробл. палеогеографии». Изд-во ЛГУ.
- Станкевич Л. И. 1961. Пестовская опорная скважина (Новгородская область). Опорные скважины СССР. Тр. ВНИГРИ, вып. 182.
- Старик И. Е., Крылов Н. Я. и др. 1961. Абсолютный возраст пород фундамента восточной части Русской платформы. Бюлл. Ком. по определению абс. возр. геол. формаций, вып. IV. Изд-во АН СССР.
- Старостина З. М. 1934. Геологические исследования на 72 листе общей геологической карты Европейской части СССР. Недра Горьковского края, т. III. Горький.
- Степанов Д. Л., Форш И. Н. 1966. Центральная и восточная части Русской платформы. В кн. «Стратиграфия СССР. Пермская система». М., изд-во «Недра».
- Стражгородский С. И. 1965. Тектоническое строение и история геологического развития Рязано-Коломенской зоны дислокаций. Тр. треста «Союзбургаз», вып. 5.
- Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Девон. Карбон. 1962. Гос-топтехиздат.
- Струве А. О. 1886. О последовательности отложений каменноугольных осадков в южной части Московского каменноугольного бассейна. Реферат работы составил С. Н. Никитин. Русск. геол. библиография за 1885 г. СПб.
- Суворов П. Г. и др. 1957. Центральные области Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, вып. 10.
- Сукачев В. Н. 1928. О флоре послетретичных отложений с. Троицкого близ Москвы. ДАН СССР, серия А, № 5.
- Сукачев В. Н. 1936. Основные черты развития растительности СССР во время плейстоцена. Мат. по четв. периоду СССР. Л.—М., ОНТИ.
- Сукачев В. Н. 1938. История растительности СССР во время плейстоцена. В кн. «Растительность СССР», т. I, М.—Л., изд-во АН СССР.
- Сукачев В. Н., Горлова Р. Н. и др. 1958. Новые данные к флоре неоплейстоцена. ДАН СССР, т. 123, № 5.
- Сукачев В. Н., Горлова Р. Н. и др. 1962. О межледниковых отложениях с ископаемой флорой близ г. Тутаева на р. Волге. БМОИП, отд. биол., т. 67, вып. 1.
- Сукачев В. Н., Горлова Р. Н., Метельцева Е. П., Недосеева А. К., Чижиков Н. В. 1965. Новые данные о межледниковой флоре центральной части Русской равнины. БМОИП, отд. геол., т. LXX, вып. 1.
- Сусальникова Н. В. 1965. Новые данные о геологическом строении Городецко-Ковернинской тектонической зоны. Тр. тр. «Союзбургаз», вып. 5.
- Твердохлебов В. П. 1967. Новые данные по стратиграфии нижнетриасовых отложений Оренбургского и Башкирского Приуралья. В сб. «Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья», вып. 4, ч. I. Изд-во Саратовск. ун-та.
- Теодорович Г. И. 1931. Карбон в окрестности ст. Добрятино. БМОИП, отд. геол., т. IX, вып. 3—4.
- Теодорович Г. И. 1954. О башкирском и намюрском ярусах Европейской части СССР. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. III. М., изд-во АН СССР.
- Тихвинская Е. И. 1933. О возрасте так называемого уфимского яруса и стратиграфическом значении медистых песчаников. Зап. Росс. минер. об-ва, ч. 63, № 2.
- Тихий В. Н. 1953. Стратиграфия отложений Среднего Поволжья и Заволжья. В сб. «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Тихомиров С. В. 1960. К разведке Калужского поднятия. В кн. «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР». Гостоптехиздат.

- Тихомиров С. В. 1964. О стратиграфическом положении бурегских и снежных слоев в разрезе девона центральных районов Русской платформы и некоторые общие вопросы стратиграфии верхнего девона. Тр. треста «Союзбургаз», вып. 4.
- Тихомиров С. В. 1967. Этапы осадконакопления девона Русской платформы. М., изд-во «Недра».
- Тихомиров С. Н. 1965. О новых массивах гранитов рапакиви в Прибалтике и Ленинградской области. ДАН СССР, т. 64, № 4.
- Тихомирова Е. С. 1958. Новые данные о строении упинских отложений в Подмосковном бассейне. ДАН, т. 119, № 3.
- Тихонович Н. Н. 1944. О структуре Сурско-Мокшинской полосы поднятий. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Тихонович Н. Н. 1948. Стратиграфия, фации и нефтеносность девона центральных областей Русской платформы. Тр. МФ ВНИГРИ, вып. 1.
- Тихонович Н. Н. 1951. Девонские отложения Русской платформы и Приуралья. Гостоптехиздат.
- Толстихина М. М. 1952а. Девонские отложения центральной части Русской платформы и развитие ее фундамента в палеозое. Тр. ВСЕГЕИ. М., Госгеолиздат.
- Толстихина М. М. 1952б. К стратиграфии девонских отложений Центрального девонского поля. Тр. ВСЕГЕИ. М., Госгеолиздат.
- Толстихина М. М. 1956. К познанию древнейших осадочных отложений центральных районов Русской платформы. Мат. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 14.
- Толстихина М. М., Марковский Б. П. 1950. К стратиграфии нижнефранских отложений Русской платформы. ДАН СССР, т. 74, № 3.
- Траутшольд Г. А. 1870а. Юго-восточная часть Московской губернии. В кн. «Мат. для геологии России», т. 2. М.
- Траутшольд Г. А. 1870б. Юго-западная часть Московской губернии. В кн. «Мат. для геол. России», т. 2.
- Траутшольд Г. А. 1872а. Северная часть Московской губернии. В кн. «Мат. для геол. России», т. 2.
- Траутшольд Г. А. 1872б. Юго-восточная часть Московской губернии. В кн. «Мат. для геол. России», т. 2.
- Трахтман В. П. и др. 1966. Геологическое строение и особенности петрографического состава фундамента по данным Туймазинской опорной скважины. ДАН, т. 171, № 2.
- Троицкий В. Н., Гордасников В. А. 1966. Средне-Русский авлакоген — стержневая структура Московской синеклизы. «Сов. геология», № 12.
- Трофимов И. И. 1940. Геоморфологические ландшафты и четвертичные отложения Старичкого Поволжья. Изв. Моск. геол. упр., т. 6.
- Трубина К. Н. 1958. Бокситоносные отложения Подмосковского бассейна. В сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР.
- Труды Комиссии по изучению четвертичного периода, XIII. 1957. Мат. к Всес. совещ. по изуч. четв. периода. М., изд-во АН СССР.
- Труды Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии и мезозойских отложений Русской платформы. Т. I. Триасовая система. 1960. Тр. ВНИГНИ, вып. XXIX.
- Тюренов С. Н., Виноградова Е. А. 1952. Межледниковые отложения близ г. Ростова Ярославского. В сб. «Уч. зап. Яросл. пед. ин-та», вып. XIV (XXIV). Естественное. Ярославль.
- Ульмер А. Э. 1935. К литостратиграфии нижнего карбона северо-западного крыла Подмосковского бассейна. Изв. ЛГГТ, № 2—3 (7—8).
- Ульмер А. Э. 1946. Нижнекаменноугольные отложения Подмосковной котловины. Геолиздат.
- Ульмер А. Э. 1947. Стратиграфия и история накопления нижнекаменноугольных отложений Подмосковной котловины. Тр. ИГН АН СССР, вып. 90, серия угол., № 2.
- Уманская Е. Я. 1965. Фораминиферы нижнего кимериджа Костромской области. В кн. «Сб. статей по геол. и гидрогеол. Второго гидрогеол. упр.», вып. 4. М., изд-во «Недра».
- Умнова Н. И., Кочетова В. М., Умнова В. Т. 1955. Параллелизация и увязка угольных пластов западного крыла Подмосковского бассейна с помощью углепетрографических и спорово-пыльцевых исследований. В кн. «II угольное геол. совещ. при ЛАГУ АН СССР». М., изд-во АН СССР.
- Умнова Н. И., Кочетова В. И., Чернышева Н. А., Геништа Е. Н. 1960. Малиновские отложения в Подмосковном бассейне. Мат. по геол. и пол. иск. центр. районов Европ. части СССР, вып. 3. М., Госгеолтехиздат.
- Утехин Д. Н. 1944. О тектонике Калужского района. «Сов. геология», сб. 3.
- Утехин Д. Н. 1948. К вопросу о неоднократности оледенения территории Калужской, Тульской и Рязанской областей. «Сов. геология», сб. 28.

- Утехин Д. Н. 1958. Результаты изучения нижнепалеозойских и девонских отложений на территории работ Геологического управления центральных районов. Мат. по геол. и пол. иск. центр. районов Европ. части СССР, вып. 1. М., Госгеолтехиздат.
- Утехин Д. Н. 1960. Следы башкирского яруса в Подмосковном крае. Мат. по геол. и пол. иск. центр. районов Европ. части СССР, вып. 3.
- Уфлянд Ц. И. 1934. Разведочные работы на фосфориты на участках: Конобеевском, Барановском, Хорловско-Ельнинском Егорьевского месторождения фосфоритов. Тр. НИУ, вып. 115.
- Уфлянд Ц. И. 1938. Разведанные месторождения фосфоритов Московской области. Тр. НИУ, вып. 140.
- Ушко К. А. 1959. Лихвинский (чекалинский) разрез межледниковых озерных отложений. В кн. «Ледниковый период на территории Европ. части СССР и Сибири». Изд-во МГУ.
- Фельдман. 1855. Геогностическое описание Смоленской губернии. Журнал Министерства госуд. имущества, № 15.
- Филиппова М. Ф. 1953. Девон центральных областей Русской платформы. В сб. «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Филиппова М. Ф. 1959. К сопоставлению разнофациальных разрезов верхнефаменского подъяруса девона. В сб. «Стратиграфия нижней части нижнего карбона Волго-Уральской области Русской платформы». Тр. ВНИГНИ, вып., XIV. М., Гос-топтехиздат.
- Филиппова М. Ф., Аронова С. М. и др. 1958. Девонские отложения центральных областей Русской платформы. Гостоптехиздат.
- Филипович В. Ф. 1969. Новые сведения о миоценовых отложениях Подмосковья. БМОИП, отд. геол., т. XLIV, вып. 2.
- Флерова О. В., Гурова А. Д. 1958. Верхнемеловые отложения центральных областей Русской платформы. В сб. «Мезоз. и третичн. отл. центр. областей Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Флоренский В. П., Лапинская Т. А. 1953. О микроклинизации в докембрийских породах восточной части Русской платформы. ДАН СССР, т. 89, № 4.
- Фомина Е. В. 1960. К вопросу о приуроченности верхне- и нижнетульских комплексов фораминифер к различным карбонатным фациям тульского горизонта Подмосковского бассейна. «Вопр. микропалеонт.», вып. 3. М., изд-во «Наука».
- Фомина Е. В. 1962. Граница тульского и алексинского горизонтов Подмосковского бассейна по фауне фораминифер. Мат. по геол. и пол. ископ. центр. районов Европ. части СССР, вып. 5. М., Госгеолтехиздат.
- Фомина Е. В. 1968. Особенности сообществ фораминифер разнофациальных отложений тарусского и стешевского морей Московской синеклизы. «Вопр. микропалеонт.», вып. 11. Изд-во «Наука».
- Фомина Е. В. 1969. Новые сведения о миоценовых отложениях Подмосковья. БМОИП, отд. геол., т. XLIX, вып. 2.
- Форш Н. Н. 1935. Новые данные о строении окской толщи Боровичского и Тихвинского районов и значение этого вопроса для проблемы С₁. Изв. ЛГГТ, № 2—3 (7—8).
- Форш Н. Н. 1963. О стратиграфическом расчленении и корреляции разрезов татарского яруса востока платформы по комплексу литолого-стратиграфических, палеомагнитных и палеонтологических данных. Тр. ВНИГРИ, вып. 204.
- Фотиади Э. Э. 1947. К вопросу о структуре докембрийского фундамента Русской платформы. ДАН СССР, т. 57, № 8.
- Фотиади Э. Э. 1955. К проблеме геологической интерпретации аномалии силы тяжести на Русской платформе. «Прикладная геофизика», № 2.
- Фотиади Э. Э. 1958. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Тр. ВНИИ геофизики, вып. 1.
- Фредерикс Г. Н. 1919. Геологические исследования в пределах 108 листа в 1917 г. Изв. Геол. ком., т. XXVII, № 1.
- Фрухт Д. Л. 1958. Триасовые отложения центральных областей Русской платформы. В сб. «Мезозойские и третичные отложения центральных областей Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Фрухт Д. Л. 1960. Триасовые отложения центральных областей Русской платформы. Тр. Всесоюзн. совещ. по уточнению униф. схемы стратиграфии мезозойск. отл. Русской платформы, т. 1. Тр. ВНИГНИ, вып. XXIX. Гостоптехиздат.
- Хавин Е. И. 1962. Четвертичные отложения северной половины Молого-Шекснинской низины. В сб. «Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР». Л., Гостоптехиздат.
- Хворова И. В. 1946. О новом роде водорослей из среднекаменноугольных отложений Подмосковского бассейна. ДАН СССР, т. III, вып. 8.
- Хворова И. В. 1948. Литологический очерк среднекаменноугольных отложений Касимовского района Рязанской области. БМОИП, отд. геол., т. 23, вып. 4.

- Хворова И. В. 1949а. Новый род мутовчатых сифоней из среднего карбона Московской синеклизы. ДАН СССР, т. XV, вып. 5.
- Хворова И. В. 1949б. Об эоловом происхождении некоторых известняков из среднего карбона Московской синеклизы. БМОИП, отд. геол., т. XXIV, вып. 2.
- Хворова И. В. 1953. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. Тр. ПИН, т. 43, М., изд-во АН СССР.
- Хворова И. В. 1958. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. Изд-во АН СССР.
- Хименков В. Г. 1909. Краткий очерк каменноугольных отложений Тверской губернии. Ежегодн. геол. и минер. России, т. II, вып. 6—7.
- Хименков В. Г. 1910. Краткий очерк каменноугольных отложений Тверской губернии. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. VI, вып. 6—7.
- Хименков В. Г. 1914. Краткий очерк геологического строения Бельского уезда Смоленской губернии. Изв. Геол. ком., т. 33, № 6.
- Хименков В. Г. 1915. Отчет по исследованию в западной части 43 листа. Изв. Геол. ком., т. 36.
- Хименков В. Г. 1924. Краткий очерк геологического строения и гидрогеологических условий Московского уезда. Вып. 1. Изд. Моск. уездн. сов.
- Хименков В. Г. 1925. Гидрогеологический очерк Богородского уезда Московской губернии. В кн. «Недра и воды Богородского уезда Моск. губ.». Вып. 1. Изд. Богородского ин-та краеведения.
- Хименков В. Г. 1926. Можайский уезд. Геол. строение, подземные воды и полезные ископаемые. Эконом. сб. Можайского уезда Моск. губ. Можайск.
- Хименков В. Г. 1927. О перерыве между нижним и средним карбоном в северо-западной части Подмосквовного каменноугольного бассейна. МОПГ, вып. 72. Изд. Геол. ком. Л.
- Холмовой Г. В. 1966. Некоторые результаты изучения аллювия кривоборской свиты. Тр. III совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж.
- Хохлов П. С. 1961. О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности центральных областей Русской платформы. «Геология нефти и газа», № 9.
- Хронология и климаты четвертичного периода. 1960. XXI сессия МГК. Докл. сов. геологов, проблема 4. М., изд-во АН СССР.
- Цапенко М. М., Махнач Н. А. 1959. Антропогенные отложения Белоруссии. Минск, изд-во АН БССР.
- Цейтлин С. М. 1965. Геология района верхнепалеолитической стоянки Сунгирь во Владимирской области. В кн. «Стратиграфия и периодизация палеолита Восточной и Центральной Европы». Изд-во АН СССР.
- Чеботарева Н. С. 1948а. Галичская ложбина. Геоморфологическое и геологическое строение и история развития. Уч. зап. МГПИ им. Потемкина, т. IX.
- Чеботарева Н. С. 1948б. Новые данные о разрезах межледниковых и межстадиальных отложений в средней полосе Европ. части СССР. Тр. конф. по спорово-пыльцевому анализу. Изд-во МГУ.
- Чеботарева Н. С. 1949. Граница распространения льдов в течение московской стадии днепровского оледенения. Вопросы географии, сб. 12.
- Чеботарева Н. С. 1950. Новые данные о разрезах межледниковых и межстадиальных отложений в средней полосе Европейской части СССР. Тр. конф. по спорово-пыльцевому анализу. Изд-во МГУ.
- Чеботарева Н. С. 1953а. К вопросу о распространении льда в московскую стадию днепровского оледенения. Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода. М., изд-во АН СССР.
- Чеботарева Н. С. 1953б. Межледниковые отложения лихвинской эпохи в окрестностях Галича. Изв. АН СССР, серия геогр., № 4.
- Чеботарева Н. С. 1954. Новый разрез с днепровско-валдайскими межледниковыми отложениями на р. Каспле у с. Верхняя Боярщина. Мат. по палеогеографии. М., вып. 1.
- Чеботарева Н. С. 1959. Стратиграфия четвертичных отложений центра Русской равнины. В кн. «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». М., изд-во МГУ.
- Чеботарева Н. С. 1962. Граница максимального распространения последнего ледникового покрова и некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена северо-запада Европейской части СССР. Тр. ком. по изуч. четв. периода, вып. 19.
- Чеботарева Н. С. 1965. Верхний плейстоцен. В кн. «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена. К VII конгр. INQUA». Ин-т геогр. АН СССР. М., изд-во «Наука».
- Чеботарева Н. С. 1967. Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. Изв. АН СССР, серия геогр., № 6.
- Чеботарева Н. С., Недошивина М. А., Столярова Т. И. 1961. Московско-валдайские (микулинские) межледниковые отложения в бассейне Верхней

Волги и их значение для палеогеографии. Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода, № 26. М., изд-во АН СССР.

Чепалыга А. Л. 1967. Антропогенные пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. Тр. ГИН АН СССР, вып. 166. М., изд-во «Наука».

Чепиков К. Р. 1948а. О возрасте уфимских отложений. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Чепиков К. Р. 1948б. О границе верхней и нижней перми на Русской платформе. ДАН СССР, т. 61, № 2.

Чердынцев В. В., Кинд Н. В., Завельский Ф. С., Форова В. С., Чурикова И. В., Сулержицкий Л. Д. 1966. Сообщение 3. В сб. «Верхний плейстоцен». М., изд-во «Наука».

Чернов А. А. 1908. К вопросу об условиях залегания прикамской соленосной толщи. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. X, вып. 3.

Чижова В. А. 1956. Стратиграфическое расчленение пограничных слоев девона и карбона некоторых районов Русской платформы на основании изучения остракод. Тр. ВНИИ, вып. IX. Гостоптехиздат.

Чижова В. А. 1960. Новые остракоды из данково-лебедянских, хованских и лихвинских отложений Русской платформы. Тр. ВНИИ, вып. XXIII. Гостоптехиздат.

Чижова В. А. 1962. Развитие остракод на Русской платформе в конце девона и начале карбона и вопрос о границе между этими системами. В сб. «Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Карбон». Гостоптехиздат.

Чижова В. А. 1965. Остракоды фаменского и турнейского ярусов Европ. части СССР и их стратиграфическое значение. В кн. «Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР». М., изд-во «Наука».

Шанцер Е. В. 1947. О древнечетвертичных (миндельских) отложениях в г. Москве. Тр. ИГН АН СССР, вып. 88, серия геол., № 26.

Шанцер Е. В. 1948. К учению о фациях континентальных осадочных образований. Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода, № 13. М.—Л., изд-во АН СССР.

Шанцер Е. В. 1951. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 135, геол. сер. (55).

Шанцер Е. В. 1957. Принципы построения и корреляции местных стратиграфических шкал четвертичных (антропогенных) отложений. Тр. ком. по изуч. четв. периода, т. XIII. М., изд-во АН СССР.

Шанцер Е. В. 1961. Состояние вопроса о границе между неогеновой и четвертичной (антропогенной) системами. Мат. Всес. совещ. по изуч. четв. периода, т. I. М., изд-во АН СССР.

Шатский Н. С. 1937. О тектонике Восточно-Европейской платформы. БМОИП, отд. геол., т. 15, № 1.

Шатский Н. С. 1940. К вопросу о возрасте складчатого основания Русской платформы. «Сов. геология», № 10.

Шатский Н. С. 1941. О верхнепалеозойской структуре Восточно-Русской впадины. Докл. АН СССР, т. XXXI, № 5.

Шатский Н. С. 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Мат. к познанию геол. строения СССР, нов. серия, вып. 2 (6).

Шатский Н. С. 1946. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Шатский Н. С. 1947. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Шатский Н. С. 1952а. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Шатский Н. С. 1952б. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Шатский Н. С. 1955. О происхождении Пачелмского прогиба. БМОИП, отд. геол., т. XXX, вып. 5.

Шатский Н. С. 1960. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. В сб. «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». МГК, XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 8.

Шатский Н. С. 1964. О прогибах донецкого типа. Избр. труды, т. II.

Швецов М. С. 1922. К вопросу о стратиграфии нижнекаменноугольных отложений южного крыла Подмосковного бассейна. Вестн. Моск. горн. акад., т. I, вып. 2.

Швецов М. С. 1924. К геологии южного крыла Подмосковного бассейна. Следы континентальных образований у нижней границы московского яруса. БМОИП, отд. геол., т. II, вып. 1—2.

Швецов М. С. 1925. Спириферы нижнего отдела Тульско-Калужского карбона и их распределение. БМОИП, т. III, отд. геол., вып. 1—2.

- Швецов М. С. 1927. Сопоставление нижнекаменноугольных слоев Тульской и Рязанской губерний и некоторые соображения о различной геологической истории обеих областей. БМОИП.
- Швецов М. С. 1928. Краткий очерк геологического строения Каширского уезда. Об-во изуч. Моск. губ.
- Швецов М. С. 1931. Геологическое строение, подземные воды и полезные ископаемые Михневского, Каширского и Ивановского районов Московской области. Тр. МРГРУ, серия I, геология, вып. 4.
- Швецов М. С. 1934а. К стратиграфии нижнекаменноугольных отложений южного крыла Подмосковского бассейна. Изв. МГГГТ, т. III, вып. 1.
- Швецов М. С. 1934б. Новые данные по стратиграфии и петрографии нижнекаменноугольных отложений Подмосковского бассейна. Изв. МГГГТ, т. III, вып. I.
- Швецов М. С. 1938. История Московского бассейна в динамскую эпоху. Тр. МГРИ, т. 12.
- Швецов М. С. 1940а. К вопросу о подмосковных «бокситов». «Сов. геология», № 12.
- Швецов М. С. 1940б. Результаты изучения карбоновой части Московской и Цнинских скважин. «Сов. геология», № 7.
- Швецов М. С. 1940в. К петрографии и палеонтологии Подмосковского бассейна. БМОИП, отд. геол., № 5—6.
- Швецов М. С. 1940г. К петрографии и стратиграфии московского девона и карбона. БМОИП, отд. геол., т. XVIII, вып. 1 и 3.
- Швецов М. С. 1952. Геологическая история средней части Русской платформы в нижне- и среднекарбоновую эпоху в связи с вопросами ее нефтеносности. Тр. МФ ВНИГРИ.
- Швецов М. С. 1954. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольных эпох. Гостоптехиздат.
- Швецов М. С. 1963. Прибрежно-дельтовые и мелководные отложения Подмосковского апта и альба. «Дельтовые и мелководно-морские отложения». М., изд-во АН СССР.
- Швецов М. С., Сарычева В. Г. 1927. Сопоставление нижнекаменноугольных слоев Тульской и Рязанской губерний и некоторые соображения о различии геологической истории обеих областей. БМОИП, отд. геол., т. 5, вып. I.
- Швецов М. С., Бирин Л. М. 1935. О петрографии и происхождении окских известняков районов Алексин-Михайлов. Тр. МГТ, вып. 10.
- Шевченко П. Г. 1963. История формирования рельефа Смоленской области. Уч. зап. Смоленск. пед. ин-та, вып. 12. Смоленск.
- Шик С. М. 1957. О самостоятельности московского оледенения. ДАН СССР, т. 116, № 2.
- Шик С. М. 1958а. Новые данные о микулинских (рисс-вюрмских) межледниковых отложениях Смоленской области. В сб. научных работ Смоленск. краевед. науч. ин-та, вып. 2. Смоленск.
- Шик С. М. 1958б. Стратиграфическая схема четвертичных отложений центральных районов Европейской части СССР. Мат. по геол. и пол. ископ. центр. районов Европ. части СССР, вып. 1.
- Шик С. М. 1959. О самостоятельности московского оледенения. Бюлл. ком. по изуч. четв. периода, № 23.
- Шик С. М. 1960а. Новые данные по геологии северной части Брянской области. Мат. по геол. и пол. ископ. центр. районов Европ. части СССР, вып. 3. Калуга.
- Шик С. М. 1960б. Погребенные доледниковые долины юго-западной части Подмосковского бассейна. Мат. по геол. и пол. иск. центр. районов Европ. части СССР, вып. 3. Калуга.
- Шик С. М. 1961а. Новые данные о среднеледниковых межледниковых отложениях Смоленской области. Мат. Всес. совещ. по изуч. четв. периода, т. II. М., изд-во АН СССР.
- Шик С. М. 1961б. Район московского оледенения. Стратиграфия четвертичных отложений. В кн. «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины». М., изд-во АН СССР.
- Широков А. З. 1947. Об угленакоплении в Подмосковном бассейне. «Сов. геология», № 22.
- Широков А. З. 1948. Нижневизейское угленакопление в центральной части Русской платформы. Науч. зап. Днепропетровск. ун-та, т. XXXI.
- Шишкин М. А. 1966. Брахиоподный лабиринтодонт из триаса Русской платформы. Палеонт. журнал, № 2.
- Шишкин М. А. 1967. Плагизавры в триасе СССР. Палеонт. журнал, № 1.
- Шишкин М. А., Очев В. Г. 1967. Фауна наземных позвоночных как основа стратификации континентальных триасовых отложений СССР. В сб. «Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений Азиатской части СССР». М., изд-во «Наука».

- Шлыкова Т. И. 1951. Фораминиферы визейского и намюрского ярусов нижнего карбона западного крыла Подмосковной котловины. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 56.
- Шнейдер Г. Ф. 1948. Фауна остракод верхнепермских отложений (татарский и казанский ярусы) нефтеносных районов СССР. Тр. ВНИГРИ, вып. 3.
- Шорыгина Л. Д. 1961. К вопросу о количестве и возрасте моренных горизонтов в окрестностях г. Владимира и условиях нахождения верхнепалеолитической стоянки Сунгирь. Тр. ком. по изуч. четв. периода, т. XVIII (вопросы стратиграфии и периодизации палеолита). М., изд-во АН СССР.
- Штукенберг А. А. 1882. Верхний ярус пестрых мергелей и его отношение к другим образованиям пермской системы Европейской России. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. XI, вып. 2.
- Шульга В. Ф. 1958. К вопросу о выделении генетических типов пород в отложениях яснополянского подъяруса центральной части южного крыла Подмосковского бассейна. Мат. по геол. и пол. иск. центр. районов Европ. части СССР, вып. 1.
- Шульга-Нестеренко М. И. 1951. Каменноугольные фенестеллиды Русской платформы. Тр. ПИН АН СССР, т. 32.
- Шульга-Нестеренко М. И. 1955. Каменноугольные мшанки Русской платформы. Тр. ПИН АН СССР.
- Шульга-Нестеренко М. И. 1960. Развитие каменноугольных мшанок Русской платформы. Сб. тр. по геол. и палеонт. фил. Коми АН СССР. Сыктывкар.
- Шульц С. С. 1958. О связи рельефа и новейшей тектоники со структурой северо-западной и западной частей Русской платформы. Тр. лаборатории аэрометодов, т. 6.
- Щукина Е. Н. 1933. Террасы Верхней Волги и их соотношение с ледниковыми отложениями Горьковско-Ивановского края. БМОИП, отд. геол., т. 9, вып. 3.
- Щуровский Г. Е. 1856. Эратические явления. «Русский вестн.», т. 5, кн. 1—2.
- Щуровский Г. Е. 1866а. История геологии Московского бассейна. Изв. ОЛЕАЭ, т. I, вып. 1—2.
- Щуровский Г. Е. 1866б. Геологические экскурсии по губерниям Московской и Ярославской. Изв. ОЛЕАЭ, т. III, вып. 1.
- Щуровский Г. Е. 1867. Геологические экскурсии по губерниям Московской, Калужской и Ярославской. Изв. МГУ, № 11.
- Щуровский Г. Е. 1870. Экскурсии по Рязанской губернии. Изв. ОЛЕАЭ, № 4.
- Эберзин А. Г., Кирсанов Н. В., Ушко К. А. 1968. Об итогах совещания по стратиграфии неогена восточных районов Европейской части СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Юшко Л. А. 1960а. Новые виды микроспор из черепетских отложений турнейского яруса Подмосковского бассейна. Мат. по геол. и пол. иск. центр. районов Европ. части СССР, вып. 3.
- Юшко Л. А. 1960б. Спорные комплексы верхнетурнейских отложений Подмосковского бассейна и Татарии. Мат. по геол. и пол. иск. центр. районов Европ. части СССР, вып. 3.
- Юшко Л. А., Недошивина М. А. 1957. Характеристика спорово-пыльцевых комплексов нижнего карбона Подмосковского бассейна по стратиграфическим горизонтам. Тр. II геол. совещ. по Подмоск. угол. басс. Углетехиздат.
- Яблоков В. С. 1929. К вопросу о строении московского яруса каменноугольной системы в южной части Подмосковского бассейна. БМОИП, отд. геол., т. VII, вып. 3.
- Яблоков В. С. 1941. Геологическое строение южного крыла Подмосковского угольного бассейна.
- Яблоков В. С. 1957. Об эпохах угленакопления в Подмосковном бассейне и некоторых задачах исследовательских и геологоразведочных работ. Тр. II геол. совещ. по Подмоск. угол. басс. Углетехиздат.
- Яблоков В. С. 1967. История изучения каменноугольных отложений и углей Подмосковского бассейна. М., изд-во «Недра».
- Яблоков В. С., Виноградов В. Г. 1955. Совещание по геологии Подмосковского угольного бассейна. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Яковлев Н. Н. 1916а. Возраст пестроцветной толщи Вологодской и Костромской губерний на основании изучения фауны позвоночных. Геол. вестн., т. II, № 5—6.
- Яковлев Н. Н. 1916б. Триасовая фауна позвоночных из пестроцветной толщи Вологодской и Костромской губерний. Геол. вестн., т. II, № 4.
- Яковлев С. А. 1956. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (Стратиграфия). Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 17. М., Госгеолтехиздат.
- Якубовская Т. А., Иосифова Ю. И. 1968. К миоценовой флоре Окско-Донской равнины. ДАН СССР, т. 179, № 6.
- Янишевский М. Э. 1935а. К вопросу о стратиграфии нижнего карбона Ленинградской области. Изв. ЛГГГТ, № 2—3 (7—8).

- Янишевский М. Э. 1935б. Фауна серпуховских слоев района 43 листа карты Европейской части СССР. Уч. зап. ЛГУ, т. I, вып. 1.
- Янишевский М. Э. 1954. Фауна брахиопод нижнего карбона Ленинградской области. Изд-во ЛГУ.
- Яхимович В. Л., Немкова В. К. 1966. Кайнозой Башкирского Предуралья. М., изд-во «Недра».
- Auerbach J. 1844. Notiz über einige Pflanzen—Versteinerungen aus einem Sandsteine des Moscovischen Gouvernements.
- Auerbach J. 1865. Neues Kreidevorkommen bei Moskau. Bull. Soc. naturalistes de Moscou.
- Auerbach J., Frears H. 1846. Notice sur quelques passages de l'ouvrage de M. R. Murchison, E. de Verneuil et le comte A. de Keyserling: «Geologie de la Russie d'Europe et des montagnes de l'Oural». Bull. Soc. naturalistes de Moscou, N 1.
- Blasius J. 1844. Reise im Europaeischen Russland in der Jahren 1840 und 1841. Braunschweig.
- Buch L. 1840. Beiträge zur Bestimmung der Gebirgsformationen in Russland. Karsten's Archiv, 15.
- Buch L. 1844. Über einige neue Versteinerungen aus Moskau. Neues Jahrb. Miner., Geogn. und Palaeont.
- Catala V. 1847. Sur l'âge relatif des grès verts du gouvernement de Moscou. Bull. Soc. naturalistes de Moscou.
- Czapski H. 1850. Le calcaire jurassique du bassin de Moscou. Bull. Soc. naturalistes de Moscou.
- Eichwald E. 1862. Die Vorweltliche Fauna und Flora des Grünsandes der Umgebung von Moskau. Bull. Soc. naturalistes de Moscou.
- Eisenack A. 1958. Mikrofossilien aus dem Ordovizium des Baltinums. Senckenbergiana Biol., Bd. 39, № 5—6.
- Fahrenkohl A. 1844. Bemerkungen über einige Fossilien des Moskowischen und Kalugaischen Gouvernements. Bull. Soc. naturalistes de Moscou, № 4.
- Fischer G. 1809. Notice sur les fossiles du gouvernement de Moscou. I. Sur les coquilles fossiles dites Terebratules. Moscou.
- Fischer de Waldheim G. 1830—1837. Oryctographie du gouvernement de Moscou. Moscou.
- Fischer de Waldheim G. 1842. Revue des fossiles du gouvernement de Moscou. Bull. Soc. naturalistes de Moscou.
- Fischer de Waldheim G. 1843. Revue des fossiles du gouvernement de Moscou. Bull. Soc. naturalistes de Moscou, № 1.
- Ilovaisky D. 1903. L'oxfordien et le sequanien des gouvernements de Moscou et de Rjasan. Bull. Soc. naturalistes de Moscou.
- Ilovaisky D. 1924. Pavlovia, un nouveau genre d'Ammonites. Бюлл. МОИП, т. II (№ 4).
- Lahusen I. 1877. Über die jurassischen Bildungen im südwestlichen Theile des gouvernements Rjasan. Neues. Jahrb. Miner. etc.
- Magnusson N. 1965. Pre-Cambrian history of Sweden. Quart. J. Geol. Soc. of London, vol. 121.
- Marmo V. 1955. On the microcline of the granitic Rocks of central Sierra Leone. Schw. Min. Petr. Mitt. Bd 35, H. 1.
- Missuna A. 1909. Über die Glazialablagerungen des Gouvernements Twer. «Zeitschrift für Gletscherkunde». Bd 3, H. 3.
- Murchison R., Verneuil E., Keyserling A. 1845. The Geology of Russia in and Europa the Ural—Mountains, vol. 1, London.
- Murchison R., Verneuil E. et Keyserling A. 1845. Geologie de la Russie d'Europe, vol. II. London—Paris.
- Noumayr M. 1876. Die Ornamentone von Tschulkowa und die Stellung des russischen Jura. Beneck's geognost. n. palaent. Betr., 2.
- Nikitin S. N. 1881; 1885. Der Jura der Umgegend von Elatma. Nouv. mém. Soc. naturalistes de Moscou, XIV, Lief. 1; XV, Lief. 2.
- Nikitin S. N. 1897. Die Moscou à Koursk (via Podolsk, Toula, Aleksine, Orel). Guide des excurs. du VII Congr. géol. intern. St. Petersb.
- Nikitin S. N. 1897. Les environs de Moscou. Guide des excurs. du VII Congr. géol. intern. St. Petersb.
- Pavlow A. P. 1889. Etudes sur les couches jurassiques et cretacées de la Russie. Bull. Soc. naturalistes de Moscou.
- Pavlow A. P. 1890. Le néocomien des Montagnes de Worobiewo. Bull. Soc. naturalistes de Moscou.
- Pavlow A. P. 1896. On the classification of the Strata between the Kimmeridgian and Aptian. Quart. J. Geol. Soc. of London, vol. 52.
- Pavlow A. P. 1901. Le crétacé inférieur de la Russie et sa faune. Nouv. mém. Soc. naturalistes de Moscou, XVI.

- Pavlow A. P. 1907. Enchaînement des auelles et auellines du créacé russe. Nouv. mém. Soc. naturalistes de Moscou, t. XVII, livr. 1. M.
- Pavlow A. et Lamplugh G. 1892. Argiles de Speeton et leurs équivalents. Bull. Soc. naturalistes de Moscou, N 2—4 (1891).
- Romanovsky G. 1855. Geognostische Beschreibung des Ufers des Flusses Nara. Bull. Soc. naturalistes de Moscou.
- Rouillier C. 1844. Naturhistorische Notiz über die Umgegend von Moskau. Bull. Soc. naturalistes de Moscou.
- Rouillier C. 1846. Explication de la coupe géologique des environs de Moscou. Bull. Soc. naturalistes de Moscou.
- Rouillier C. 1847. Études paléontologiques sur les environs de Moscou. Jubilaum semiseclarem G. Fischer de Waldheim. Moscou.
- Stchirowsky W. A. 1894. Ueber Ammonites der Genera Oxynoticeras und Hoplites aus dem nord-sibirskischen Neocom. Bull. Soc. naturalistes de Moscou, № 4 (1893).
- Stremoukhow D. 1892. Note sur la zone à *Olcostephanus nodiger* près du village Milkowo du district de Podolsk, gouvernement de Moscou. Bull. Soc. naturalistes de Moscou, N 3.
- Teyseyre L. 1884. Ein Beitrag zur Kenntniss der Caphalopodenfauna der Ornathone im Gouvernement Rjasan. Sitzungsber. Acad. Wissensch., 88. Wien.
- Trautschold H. 1858. Recherches géologiques aux environs de Moscou. Le grès de Kotelniki. Bull. Soc. naturalistes de Moscou, № 4.
- Trautschold H. 1861. Der Moscauer Jura verglichen mit dem West-Europäischen. Zeitsch. Deutsch. geol. Gesellsch.
- Trautschold H. 1861. Recherches géologiques aux environs de Moscou. Couche jurassique de Mniovníki. Bull. Soc. naturalistes de Moscou, № 1.
- Trautschold H. 1862. Ueber die Kreide—Ablagerungen im Gouvernement Moskau. Bull. Soc. naturalistes de Moscou, № 4 (1861).
- Trautschold H. 1871. Der Klin'sche Sandstein. Nouv. mém. Soc. naturalistes de Moscou, № 13.
- Trautschold H. 1871. Der russische Jura. Neues Jahrb. Miner.
- Trautschold H. 1877. Ergänzung zur Fauna des russischen Jura.
- Trautschold H. 1880. Über die Terebrateln des moskauer Jura. Bull. Soc. naturalistes de Moscou, № 4.
- Vischniakoff N. P. 1882. Description des Planulati (*Perisphinctes*) jurassiques de Moscou. Moscou.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение. <i>С. Л. Бреслав</i>	7
<i>Глава I. История геологического изучения. М. И. Лопатников</i>	9
<i>Глава II. Физико-географическое описание и экономическая характеристика.</i> <i>Н. А. Молгачева</i>	27
<i>Глава III. Стратиграфия</i>	38
Архей, нижний и средний протерозой. <i>М. М. Веселовская</i>	38
Верхний протерозой. <i>Б. А. Яковлев, Н. И. Умнова, Е. М. Стриковская</i>	70
Кембрийская система. <i>Б. А. Яковлев, Н. И. Умнова, Е. М. Стриковская</i>	97
Ордовикская система. <i>Б. А. Яковлев, Н. И. Умнова, Е. М. Стриковская</i>	102
Девонская система	121
Нижний отдел. <i>Д. Н. Утехин</i>	127
Средний отдел. <i>Д. Н. Утехин</i>	127
Верхний отдел. <i>Д. Н. Утехин, Л. С. Сорская</i>	154
Каменноугольная система	188
Нижний отдел. <i>Л. М. Бирина, Л. С. Сорская, К. К. Рождественская,</i> <i>Е. В. Фомина</i>	194
Средний отдел. <i>Е. М. Шик</i>	258
Верхний отдел. <i>С. Я. Гоффеншефер</i>	291
Пермская система. <i>Т. Е. Горбаткина, Н. И. Строк</i>	314
Триасовая система. <i>Т. Е. Горбаткина, В. Р. Лозовский, Н. И. Строк</i>	348
Юрская система. <i>П. А. Герасимов</i>	373
Меловая система	416
Нижний отдел. <i>П. А. Герасимов</i>	425
Верхний отдел. <i>Г. В. Лаврова</i>	445
Палеогеновая и неогеновая системы. <i>Ю. И. Иосифова</i>	458
Четвертичная система. <i>С. Л. Бреслав</i>	489
<i>Глава IV. Тектоника</i> ,	637
Кристаллический фундамент. <i>К. Ю. Волков</i>	638
Осадочный чехол. <i>Ю. Т. Кузьменко</i>	643
<i>Глава V. Неотектоника.</i> <i>Ю. А. Мещеряков</i>	659
<i>Глава VI. Геоморфология.</i> <i>А. И. Спиридонов</i>	679
Литература	707
Приложения. Карта дочетвертичных отложений центра Европейской части СССР.	
Карта четвертичных отложений центра Европейской части СССР.	
Табл. 5, табл. 12 (на двух листах) и рис. 7, 72, 123, 125, 144.	

ГЕОЛОГИЯ СССР
Том IV
ЦЕНТР ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Редактор издательства *Стариков Л. М.*

Технические редакторы *Сычева Е. С., Агапонова Л. Д.*

Корректор *Соколова Н. А.*

Сдано в набор 17/XI-1970 г.
Подписано в печать 19/II-1971 г. Т-03772
Формат $70 \times 108^{1/16}$ Печ. л. 50,75 с прил.+2,00 л. цв.
карты=52,75 Усл. печ. л. 73,85 (с прил. и картами)
Уч.-изд. л. 74,80 (с прил. и картами) Бумага № 1
Индекс 3-4-1 Заказ № 861/11023-1 Тираж 1500 экз.
Цена 8 р. 05 к. (с прил. и карт.)

Издательство «Недра», Москва, К-12, Третьяковский
проезд, д. 1/19.
Ленинградская картфабрика ВАГТ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Главная редакция „Геология СССР“

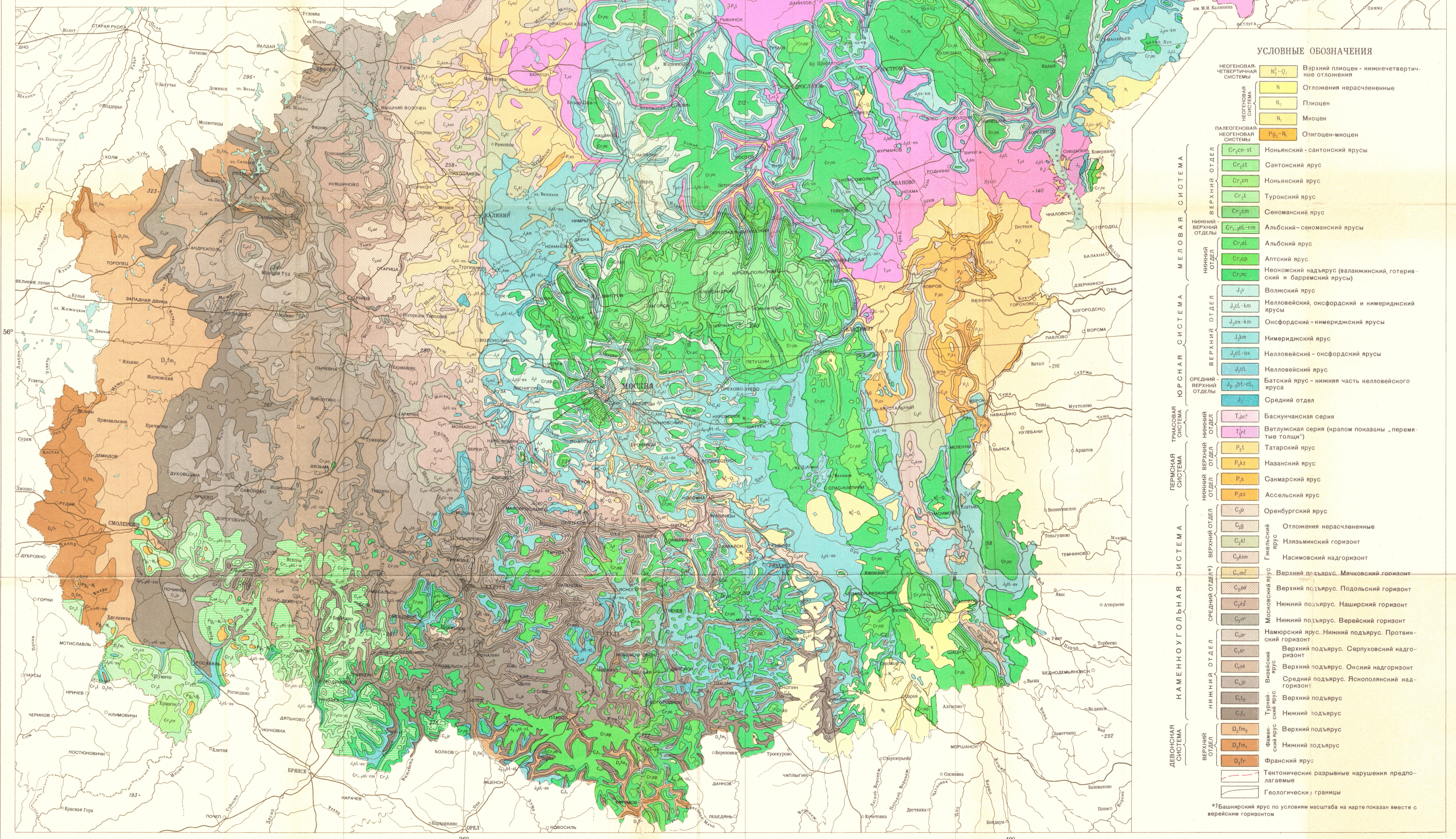
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Масштаб 1:1 500 000

Редактор тома И.Н. Леоненко, соредактор С.М. Шик
Составили С.Л. Бреслав и Л.В. Попова

Карта составлена по материалам Геологического управления Центральных районов, Второго гидрогеологического управления, Всесоюзного научно-исследовательского института гидрогеологии и инженерной геологии, Всесоюзного научно-исследовательского геологического института, Северо-Западного и Средневолжского территориальных геологических управлений

1968



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- | | | |
|---------------------------------|--|---|
| НЕОГЕНОВАЯ ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА | | Верхний плиоцен - нижнечетвертичные отложения |
| | | Отложения нерасчлененные |
| | | Плиоцен |
| | | Миоцен |
| ПАЛЕОГЕНОВАЯ НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА | | Олигоцен-миоцен |
| МЕЛОВАЯ СИСТЕМА | | Ноньянский - сантонский ярусы |
| | | Сантонский ярус |
| | | Ноньянский ярус |
| | | Туронский ярус |
| | | Сеноманский ярус |
| | | Альбский - сеноманский ярусы |
| | | Альбский ярус |
| | | Аптский ярус |
| | | Неомский надъярус (валанжинский, готервийский и барремский ярусы) |
| | | Волжский ярус |
| ЮРСНАЯ СИСТЕМА | | Нелловейский, оксфордский и нимеридский ярусы |
| | | Оксфордский - нимеридский ярусы |
| | | Нимеридский ярус |
| | | Нелловейский - оксфордский ярусы |
| | | Нелловейский ярус |
| | | Батский ярус - нижняя часть нелловейского яруса |
| | | Средний отдел |
| ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА | | Басинская серия |
| | | Ветлушская серия (крупом показаны «перемычные толщи») |
| ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА | | Татарский ярус |
| | | Назанский ярус |
| | | Самарский ярус |
| | | Ассельский ярус |
| КАРБОНОВАЯ СИСТЕМА | | Оренбургский ярус |
| | | Отложения нерасчлененные |
| | | Нязьминский горизонт |
| | | Насмовский надгоризонт |
| | | Верхний подъярус. Мячковский горизонт |
| | | Верхний подъярус. Подольский горизонт |
| | | Нижний подъярус. Нашерский горизонт |
| | | Нижний подъярус. Верейский горизонт |
| | | Намюрский ярус. Нижний подъярус. Протвинский горизонт |
| | | Верхний подъярус. Серпуховский надгоризонт |
| | | Верхний подъярус. Окский надгоризонт |
| | | Средний подъярус. Янополянский надгоризонт |
| | | Верхний подъярус |
| | | Нижний подъярус |
| ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА | | Верхний подъярус |
| | | Нижний подъярус |
| | | Франский ярус |

* Башкирский ярус по условиям масштаба на карте показан вместе с верейским горизонтом

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Главная редакция „Геология СССР“

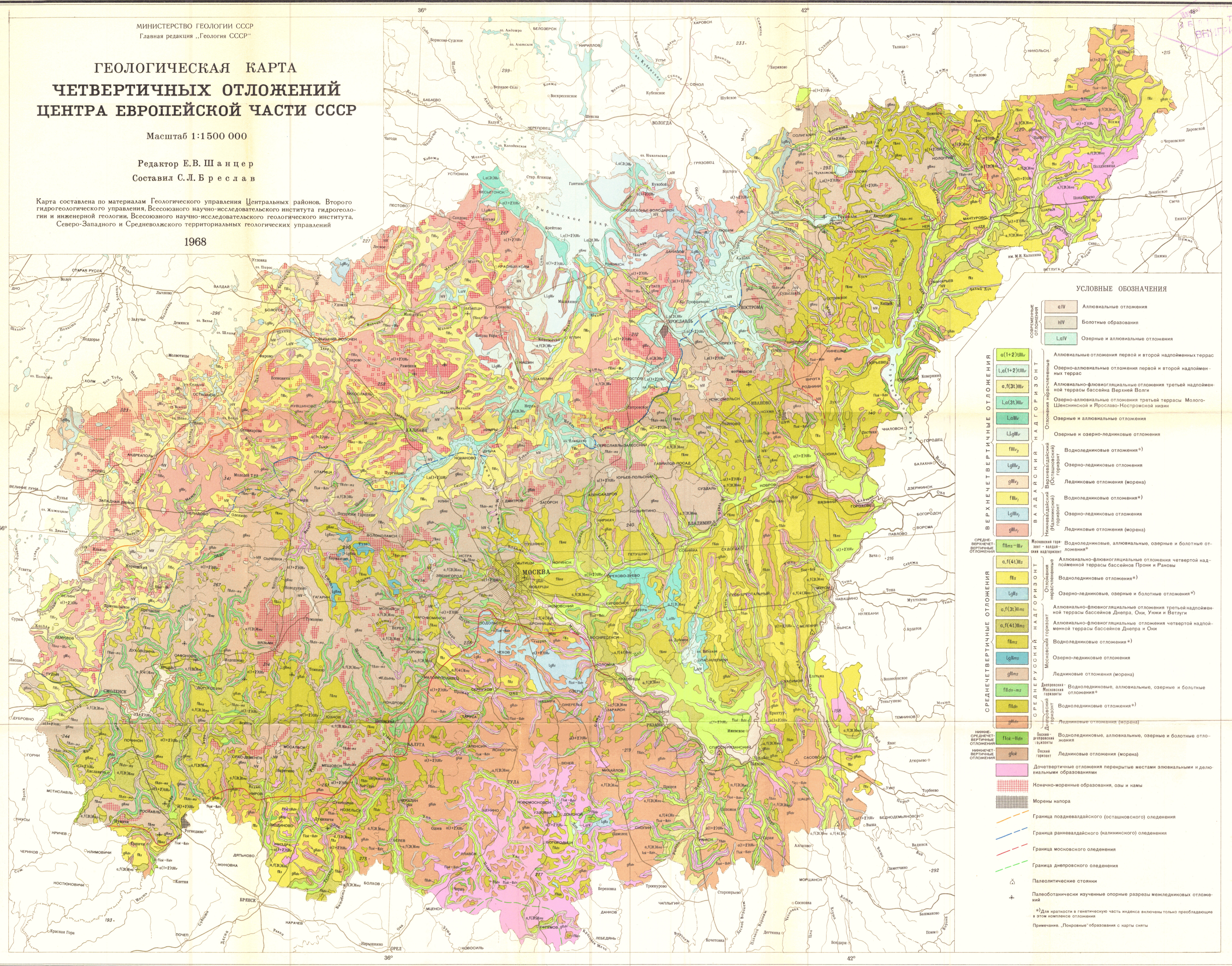
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Масштаб 1:1 500 000

Редактор Е. В. Ш ан ц е р
Составил С. Л. Б р е с л а в

Карта составлена по материалам Геологического управления Центральных районов, Второго гидрогеологического управления, Всесоюзного научно-исследовательского института гидрогеологии и инженерной геологии, Всесоюзного научно-исследовательского геологического института, Северо-Западного и Средневолжского территориальных геологических управлений

1968



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- | | | |
|--|--------------------------|---|
| СОВРЕМЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ | аIV | Аллювиальные отложения |
| | hIV | Болотные образования |
| | LaIV | Озерные и аллювиальные отложения |
| ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ | а(1+2)III | Аллювиальные отложения первой и второй надпойменных террас |
| | La(1+2)III | Озерно-аллювиальные отложения первой и второй надпойменных террас |
| | а(3I)III | Аллювиально-флювиогляциальные отложения третьей надпойменной террасы бассейна Верхней Волги |
| | La(3I)III | Озерно-аллювиальные отложения третьей террасы Мологи-Шекснинской и Ярославско-Нотостройской низины |
| | LaIII | Озерные и аллювиальные отложения |
| | LgIII | Озерные и озерно-ледниковые отложения |
| ВАЛДАЙСКИЙ НАДГОРИЗОНТ | flIII₂ | Водоледниковые отложения* |
| | LgIII₂ | Озерно-ледниковые отложения |
| | glIII₂ | Ледниковые отложения (морена) |
| | flIII₁ | Водоледниковые отложения* |
| | LgIII₁ | Озерно-ледниковые отложения |
| | glIII₁ | Ледниковые отложения (морена) |
| СРЕДНЕ-ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ | flms-III | Московская терраса - валдайско-ярославская водогораздот |
| | а(4I)II | Аллювиально-флювиогляциальные отложения четвертой надпойменной террасы бассейнов Прони и Раны |
| | flII | Водоледниковые отложения* |
| | LgII | Озерно-ледниковые, озерные и болотные отложения* |
| СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ | а(3I)II | Аллювиально-флювиогляциальные отложения третьей надпойменной террасы бассейнов Днепра, Оки, Унки и Волгуи |
| | а(4I)II | Аллювиально-флювиогляциальные отложения четвертой надпойменной террасы бассейнов Днепра и Оки |
| | flII | Водоледниковые отложения* |
| | LgII | Озерно-ледниковые отложения |
| | glII | Ледниковые отложения (морена) |
| СРЕДНЕ-НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ | flms-II | Днепровская терраса - московская водогораздот |
| | flII | Водоледниковые, аллювиальные, озерные и болотные отложения* |
| | flII | Водоледниковые отложения* |
| | glII | Ледниковые отложения (морена) |
| НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ | flI | Валдайско-ярославские водогораздоты |
| | glI | Валдайские ледниковые отложения (морена) |
| | glI | Дочетвертичные отложения перекрытые местами элювиальными и делювиальными образованиями |
| | flI | Конечно-моренные образования, осы и намы |
| | flI | Морены напора |
| | flI | Граница поздневалдайского (осташковского) оледенения |
| | flI | Граница ранневалдайского (калининского) оледенения |
| | flI | Граница московского оледенения |
| | flI | Граница днепровского оледенения |
| | flI | Палеолитические стоянки |
| | flI | Палеоботанически изученные опорные разрезы менделеевских отложений |

* Для краткости в генетическую часть индекса включены только преобладающие в этом комплексе отложения
Примечание: „Покровные“ образования с карты сняты

Сопоставление стратиграфических схем юрских отложений центральных областей Русской платформы

Таблица 12

К. Ф. Рулье (1845, 1846)	Г. А. Траутшольд (1838—1877)	Г. Е. Шуровский (1867)	С. Н. Никитин (1881—1886, 1897)	А. П. Павлов (1923)	А. Н. Рознов (1927)	Н. Т. Зонов (1937)	Н. Т. Сазонов (1953)	П. А. Герасимов (1955)	Унифицированная стратиграфическая схема (1952)*	Стратиграфическая схема, принятая в данной работе		
Юрская формация	Юра—мел (?)	Верхний (хорошевский) ярус	Зона <i>Hoplites gjasanensis</i> (1897)	Зона <i>Berriasella subjasanensis</i>	Рязанский горизонт: С ₁	Берриас (инфраваланжия) С ₁	Рязанский ярус (зона <i>Riasanites gjasanensis</i>)	Нижний мел (берриас)	Зона <i>Riasanites gjasanensis</i>	Зона <i>Riasanites gjasanensis</i> нижнего (берриасского) подъяруса валанжина С ₁	Берриасский ярус нижнего мела. Зона <i>Riasanites gjasanensis</i>	
	Портланд		Верхний (хорошевский) ярус	Зона <i>Olcostephanus nodiger</i> , <i>Oxynoticeras subclupeiforme</i> , <i>Belemnites lateralis</i>	Зона <i>Craspedites nodiger</i>	Зона <i>Craspedites nodiger</i>	Зона с <i>Garniericeras subclupeiforme</i> , <i>Craspedites nodiger</i> , <i>C. kaschpuricus</i>	Зона <i>Craspedites kaschpuricus</i> Зона <i>Garniericeras subclupeiforme</i> <i>Craspedites nodiger</i>	Верхний подъярус	Зона <i>Craspedites nodiger</i> (<i>Craspedites nodiger</i> Eichw., <i>C. kaschpuricus</i> Traut., <i>C. milkovensis</i> Strem., <i>Garniericeras subclupeiforme</i> Mil. и др.)	Зона <i>Craspedites kaschpuricus</i> и <i>Craspedites nodiger</i>	Подзона <i>Craspedites nodiger</i> J _{3V2} (nd) Подзона <i>Craspedites mosquensis</i> J _{3V2} (nd)
	Верхний (аулаколовый) ярус			Зона <i>Olcostephanus subditus</i> , <i>Oxynoticeras catenulatum</i> , <i>Belemnites russiensis</i>	Зона <i>Craspedites subditus</i>	Зона <i>Craspedites subditus</i>	Зона <i>Garniericeras catenulatum</i> , <i>Craspedites subditus</i>	Зона <i>Garniericeras catenulatum</i> <i>Craspedites subditus</i>	Средний подъярус	Зона <i>Garniericeras catenulatum</i> (<i>Craspedites subditus</i> Traut., <i>Garniericeras catenulatum</i> Fisch. и др.)	Зона <i>Craspedites subditus</i>	Зона <i>Craspedites subditus</i> J _{3V2} (sb)
	Кимеридж			Зона <i>Oxynoticeras fulgens</i> , <i>Olcostephanus fragilis</i> , <i>Belemnites russiensis</i>	Зона <i>Craspedites subditus</i>	Зона <i>Neumayria fulgens</i>	Зона с <i>Kachpurites fulgens</i> , <i>Craspedites fragilis</i> , <i>C. okensis</i>	Зона <i>Craspedites okensis</i> Зона <i>Kachpurites fulgens</i> , <i>Craspedites fragilis</i>	Нижний подъярус	Зона <i>Kachpurites fulgens</i> (<i>Kachpurites fulgens</i> Traut., <i>K. subfulgens</i> Nik., <i>Craspedites fragilis</i> Traut. и др.)	Зона <i>Kachpurites fulgens</i>	Зона <i>Kachpurites fulgens</i> J _{3V2} (f)
Кимеридж	Средний ярус	Средний (мневниковский) ярус	Зона с <i>Perisphinctes nikitini</i> , <i>P. tomonosovi</i>	Зона <i>Perisphinctes giganteus</i>	Зона <i>Perisphinctes nikitini</i>	Зона <i>Perisphinctes</i> (<i>Epirvirgates</i> , <i>Nikitinella</i>) <i>nikitini</i>	Зона <i>Nikitinella nikitini</i>	Верхний подъярус	Зона <i>Epirvirgates nikitini</i> (<i>Epirvirgates nikitini</i> Mich., <i>E. bipliciformis</i> Nik., <i>Laugates stschurovskii</i> Nik. и др.)	Зона <i>Epirvirgates nikitini</i>	Зона <i>Epirvirgates nikitini</i> J _{3V2} (nk)	
Средний ярус	Зона с <i>Perisphinctes virgatus</i>		Зона <i>Virgates virgatus</i>	Зона <i>Virgates virgatus</i>	Зона <i>Virgates</i> (<i>Epirvirgates</i>) <i>virgatus</i> , <i>V. pallasi</i>	Зона <i>Virgates virgatus</i>	Средний подъярус	Зона <i>Virgates virgatus</i> (<i>Virgates virgatus</i> Buch., <i>V. sovia</i> Visch., <i>V. pallasi</i> Orb. и др.)	Зона <i>Virgates rosanovi</i> и <i>Crendonites</i> sp. Зона <i>Virgates virgatus</i>	Подзона <i>Virgates rosanovi</i> J _{3V2} (v) Подзона <i>Virgates virgatus</i> J _{3V2} (v)		
Кимеридж	Нижний (мневниковский) ярус		Зона с <i>Perisphinctes virgatus</i>	Зона <i>Perisphinctes dorsoplanus</i>	Зона <i>Perisphinctes panderi</i> и <i>Virgates scythicus</i>	Зона <i>Virgates</i> (<i>Provirgates</i>) <i>scythicus</i> , <i>V. quenstedti</i> , <i>Perisphinctes</i> (<i>Pavlovica</i>) <i>panderi</i>	Зона <i>Pavlovica panderi</i> , <i>Provirgates scythicus</i>	Нижний подъярус	Зона <i>Dorsoplanites panderi</i> (<i>Dorsoplanites panderi</i> Orb., <i>D. dorsoplanus</i> Visch., <i>Zaraskites scythicus</i> Visch. и др.)	Зона <i>Dorsoplanites panderi</i> и <i>Zaraskites scythicus</i>	Зона <i>Dorsoplanites panderi</i> J _{3V2} (p)	
Юрская формация	Оксфорд	Нижний (галловский) ярус	Следы зоны <i>Hoplites eudoxus</i>	Зона <i>Hoplites pseudomutabilis</i> и <i>Aspidoceras acanthicum</i>	Зона <i>Aulacostephanus</i> (<i>Hoplites</i>) <i>pseudomutabilis</i> Lot., <i>A. undorae</i> Pavl.	Слон с <i>Aulacostephanus</i> и <i>Physodoceras</i>	Верхний кимеридж	Зона <i>Echogya virgula</i> Зона <i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i> Зона <i>Physodoceras acanthicum</i>	Верхний подъярус	Зона <i>Aulacostephanus eudoxus</i> (<i>Aulacostephanus eudoxus</i> Orb., <i>A. pseudomutabilis</i> Lot. и др.)	Зона <i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i>	Зона <i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i> J _{3K2} (ps)
	Секан		Зона с <i>Cardioceras alternans</i> , <i>Perisphinctes mniownikensis</i>	Слон с <i>Cardioceras alternans</i>	Зона <i>Cardioceras alternans</i> Buch., <i>Rasenia mniownikensis</i> Nik., <i>R. stephanoides</i> Orp.	Слон с <i>Cardioceras ex gr. alternans</i> и <i>Rasenia</i>	Нижний кимеридж	Зона <i>Rasenia</i> aff. <i>sumdoee</i> , <i>Desmosphinctes mniownikensis</i>	Нижний подъярус	Зона <i>Cardioceras</i> (<i>Amoeboceras</i>) <i>kitchini</i> (<i>Cardioceras</i> (<i>Amoeboceras</i>) <i>kitchini</i> Saff., <i>Rasenia stephanoides</i> Orp., <i>Desmosphinctes prairei</i> Favre и др.)	Зона <i>Ilovaiskiceras stephanoides</i> и <i>Amoeboceras kitchini</i>	Зона <i>Amoeboceras kitchini</i> J _{3K1} (k)
	Оксфорд		Зона с <i>Cardioceras cordatum</i> , <i>Perisphinctes plicatilis</i> , <i>Aspidoceras perarmatum</i>	Слон с <i>Cardioceras cordatum</i>	<i>Cardioceras zieteni</i> Rouil., <i>Perisphinctes martelli</i> Orp. <i>Cardioceras cordatum</i> Sow., <i>Aspidoceras perarmatum</i> Sow.	Слон с <i>Cardioceras ex gr. alternans</i>	Верхний оксфорд	Зона <i>Ringsteadia pseudo-vo.</i> , <i>Cardioceras novosselkense</i> Зона <i>Cardioceras serratum</i> Зона <i>Cardioceras alternans</i> Зона <i>Cardioceras ilovaiskii</i>	Верхний подъярус	Зона <i>Cardioceras</i> (<i>Amoeboceras</i>) <i>alternans</i> (<i>Cardioceras</i> (<i>Amoeboceras</i>) <i>alternans</i> Buch., <i>C. tuberculato-alternans</i> Nik. и др.)	Зона <i>Amoeboceras alternans</i>	Зона <i>Amoeboceras novosselkense</i> J _{3O2} (n) Зона <i>Amoeboceras alternans</i> J _{3O2} (z)
	Оксфорд		Зона с <i>Cardioceras cordatum</i> , <i>C. tenuicostatum</i> , <i>C. ruallieri</i>	Слон с <i>Cardioceras cordatum</i>	<i>Cardioceras cordatum</i> Sow., <i>Aspidoceras perarmatum</i> Sow.	Слон с <i>Cardioceras cordatum</i> , <i>C. tenuicostatum</i> , <i>C. ruallieri</i>	Средний оксфорд	Зона <i>Cardioceras ilovaiskii</i> Зона <i>Cardioceras zenaidae</i> , <i>Martelliceras martelli</i>	Средний подъярус	Зона <i>Cardioceras</i> (<i>Amoeboceras</i>) <i>cordatum</i> (<i>Cardioceras cordatum</i> Sow., <i>C. vertebrale</i> Sow., <i>C. aelatum</i> Pavl., <i>C. ilovaiskii</i> Sok. и др.)	Зона <i>Martelliceras martelli</i> и <i>Cardioceras zenaidae</i> Зона <i>Cardioceras cordatum</i> Зона <i>Cardioceras praecordatum</i>	Зона <i>Cardioceras zenaidae</i> J _{3O1} (a) Зона <i>Cardioceras cordatum</i> J _{3O1} (c) Зона (подзона ?) <i>Cardioceras praecordatum</i> J _{3O1} (pc)
Юрская формация	Келловей	Нижний (галловский) ярус	Зона с <i>Quenstedticeras lamberti</i> , <i>Cosmoceras ornatum</i> , <i>Peltoceras athleteoides</i>	Зона <i>Quenstedticeras lamberti</i>	<i>Cosmoceras ornatum</i> Schl. и <i>Quenstedticeras lamberti</i> Sow.	Слон с <i>Quenstedticeras lamberti</i>	Верхний келловей	Зона <i>Quenstedticeras lamberti</i> Зона <i>Quenstedticeras henrici</i>	Верхний подъярус	Зона <i>Quenstedticeras lamberti</i> (<i>Quenstedticeras lamberti</i> Sow., <i>Kosmoceras gemmatum</i> Phill. и др.)	Зона <i>Quenstedticeras lamberti</i> Зона <i>Peltoceras athleta</i> и <i>Quenstedticeras keyserlingi</i>	Подзона <i>Quenstedticeras lamberti</i> J _{3C3} (l) Подзона <i>Peltoceras athleta</i> J _{3C3} (l)
	Средний		Зона <i>Stephanoceras coronatum</i> , <i>Cosmoceras jason</i> , <i>Perisphinctes mosquensis</i>	Зона <i>Cosmoceras jason</i>	<i>Cosmoceras jason</i> Rein., <i>Stephanoceras coronatum</i> Brug., <i>Cadoceras milashevici</i> Nik.	Слон с <i>Cosmoceras ilovaiskii</i> , с <i>Cardioceras ex gr. alternans</i>	Средний оксфорд	Зона <i>Cosmoceras jason</i> Зона <i>Kepplerites enodatum</i> , <i>Cadoceras milashevici</i>	Средний подъярус	Зона <i>Kosmoceras jason</i> (<i>Kosmoceras jason</i> Rein., <i>Erymnoceras coronatum</i> Brug., <i>Pseudoperisphinctes mosquensis</i> Fisch. и др.)	Зона <i>Erymnoceras coronatum</i> Зона <i>Cadoceras milashevici</i> и <i>Kosmoceras jason</i>	Зона <i>Kosmoceras jason</i> J _{3C2} (j)
	Нижний		Зона с <i>Cadoceras elatmae</i>	Зона <i>Cadoceras elatmae</i>	<i>Cadoceras elatmae</i> Nik., <i>C. modiolare</i> Orb., <i>Chamousselia chatousseli</i> Orb.	Слон с <i>Cadoceras cordatum</i> , <i>C. tenuicostatum</i> , <i>C. ruallieri</i>	Нижний оксфорд	Зона <i>Cadoceras elatmae</i> sp. nov. (in coll.), Зона <i>Kepplerites calloviensis</i> Зона <i>Cadoceras elatmae</i> Зона <i>Macrocephalites</i> (<i>Arctioceras</i>) <i>ischmae</i>	Нижний подъярус	Зона <i>Kepplerites gowerianus</i> (<i>Kepplerites gowerianus</i> Sow., <i>Proplanulites koenigi</i> Scw. и др.) Зона <i>Cadoceras elatmae</i> (<i>Cadoceras elatmae</i> Nik., <i>C. modiolare</i> Luid. и др.)	Зона <i>Kepplerites gowerianus</i> Зона <i>Cadoceras elatmae</i> и <i>Macrocephalites macrocephalus</i>	Зона <i>Kepplerites gowerianus</i> J _{3C1} (gw) Зона <i>Cadoceras elatmae</i> J _{3C1} (el)
	Келловей		Зона с <i>Quenstedticeras lamberti</i> , <i>Cosmoceras ornatum</i> , <i>Peltoceras athleteoides</i>	Зона <i>Quenstedticeras lamberti</i>	<i>Cosmoceras ornatum</i> Schl. и <i>Quenstedticeras lamberti</i> Sow.	Слон с <i>Quenstedticeras lamberti</i>	Верхний келловей	Зона <i>Quenstedticeras lamberti</i> Зона <i>Quenstedticeras henrici</i>	Верхний подъярус	Зона <i>Quenstedticeras lamberti</i> (<i>Quenstedticeras lamberti</i> Sow., <i>Kosmoceras gemmatum</i> Phill. и др.)	Зона <i>Quenstedticeras lamberti</i> Зона <i>Peltoceras athleta</i> и <i>Quenstedticeras keyserlingi</i>	Подзона <i>Quenstedticeras lamberti</i> J _{3C3} (l) Подзона <i>Peltoceras athleta</i> J _{3C3} (l)

** Постановлением расширенного заседания бюро юрской комиссии Междомственного стратиграфического комитета 29 октября 1964 г. утверждены в пленумом МСК. рекомендовано рассматривать отложения поздней юры, ранее относившиеся к нижнему волжскому и верхнему волжскому ярусам, как единый волжский ярус, в составе девяти зон, объединяемых в три подъяруса: нижний подъярус волжского яруса в пределах рассматриваемого района отсутствует.

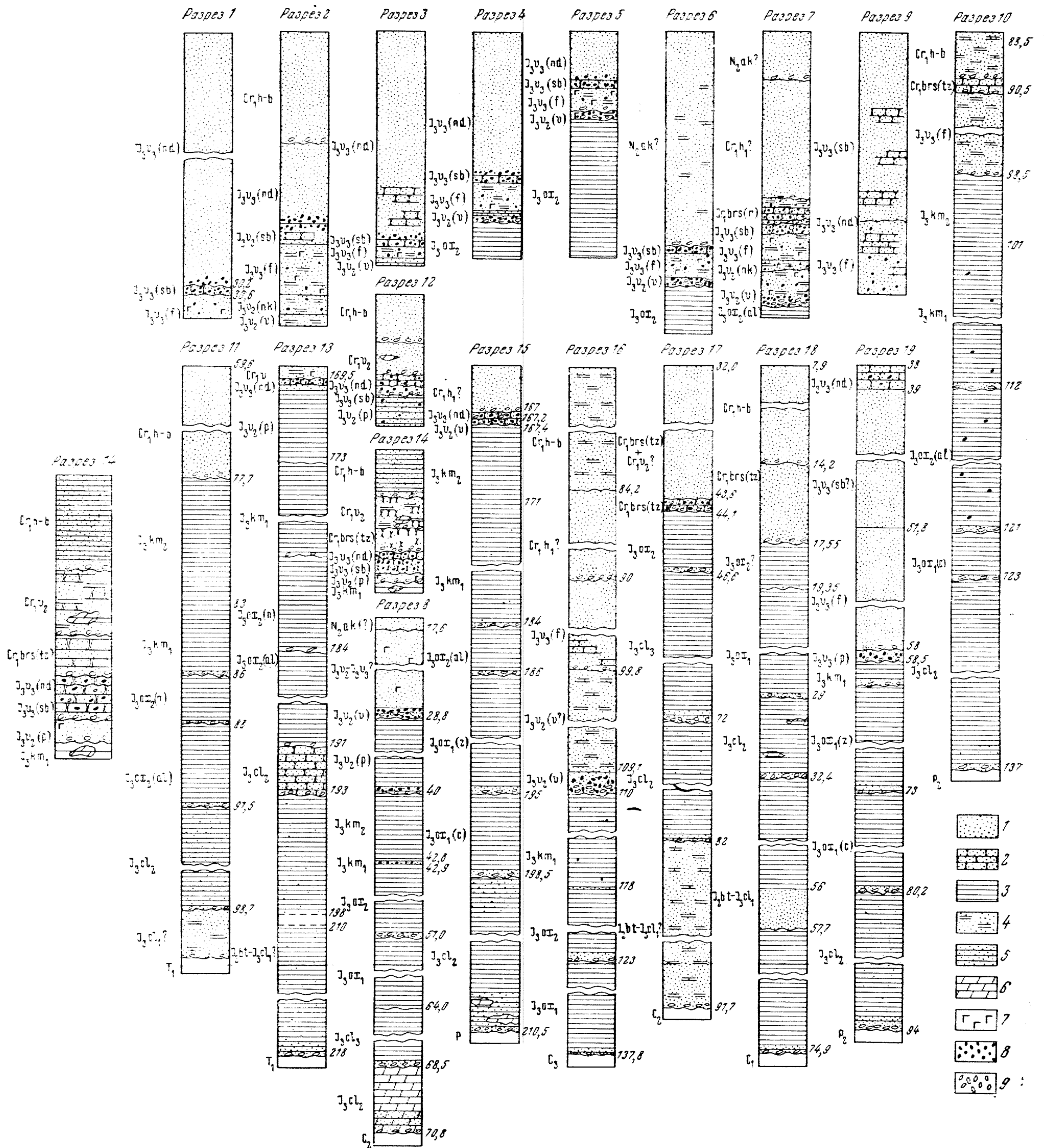


Рис. 72. Некоторые разрезы юрских отложений центральных областей Европейской части СССР. По наблюдениям П. А. Герасимова 1925—1968 гг.

1 — песок; 2 — песчаник; 3 — глина; 4 — глинистый песок и алевроит; 5 — песчаная глина; 6 — мергель; 7 — обилие глауконита; 8 — фосфоритовые конкреции; 9 — гальки
 Местоположение разрезов (см. рис. 67). Московская область: 1 — скважина в урочище Волкуша близ г. Лыткарино Люберецкого района, 2 — Москва, овраг около Кунцевского городища, 3 — правый берег р. Шмидлевки близ д. Мамоново Ленинского района, 4 — овраг между деревнями Богдановка и Прудичи Ленинского района, 5 — левый берег р. Битцы около д. Сапроново Ленинского района, 6 — правый берег р. Пахры у с. Зеленая Слобода Раменского района, 7 — фосфоритные разработки между селами Осташицево, Лопатино и Хорлово Воскресенского района, 8 — с. Нефедово Наро-Фоминского района; Ярославская область: 9 — левый берег Волги у с. Каменник Рыбинского района, 10 — скважина в 40 км к северо-западу от г. Переславля-Залесского (у д. Ворошилово). 11 — буровая скважина у д. Бол. Марьино Даниловского района; Костромская область: 12 — овраг у с. Усть-Нея на правобережье р. Унжи, 13 — скважина в 30 км к северо-западу от г. Галича (у д. Бушнево); Ивановская область: 14 — правый берег р. Унжи между деревнями Ефимово и Огарково Юржевского района; Владимирская область: 15 — скважина в 30 км к северо-востоку от Загорска (у д. Неумойка), 16 — скважина близ д. Жари Коробановского района; Рязанская область: 17 — скважина около с. Остроухово Захаровского района, 18 — скважина у с. Малинки Михайловского района; Калининская область: 19 — скважина в 15 км восточнее г. Калятина (у д. Ульяново)

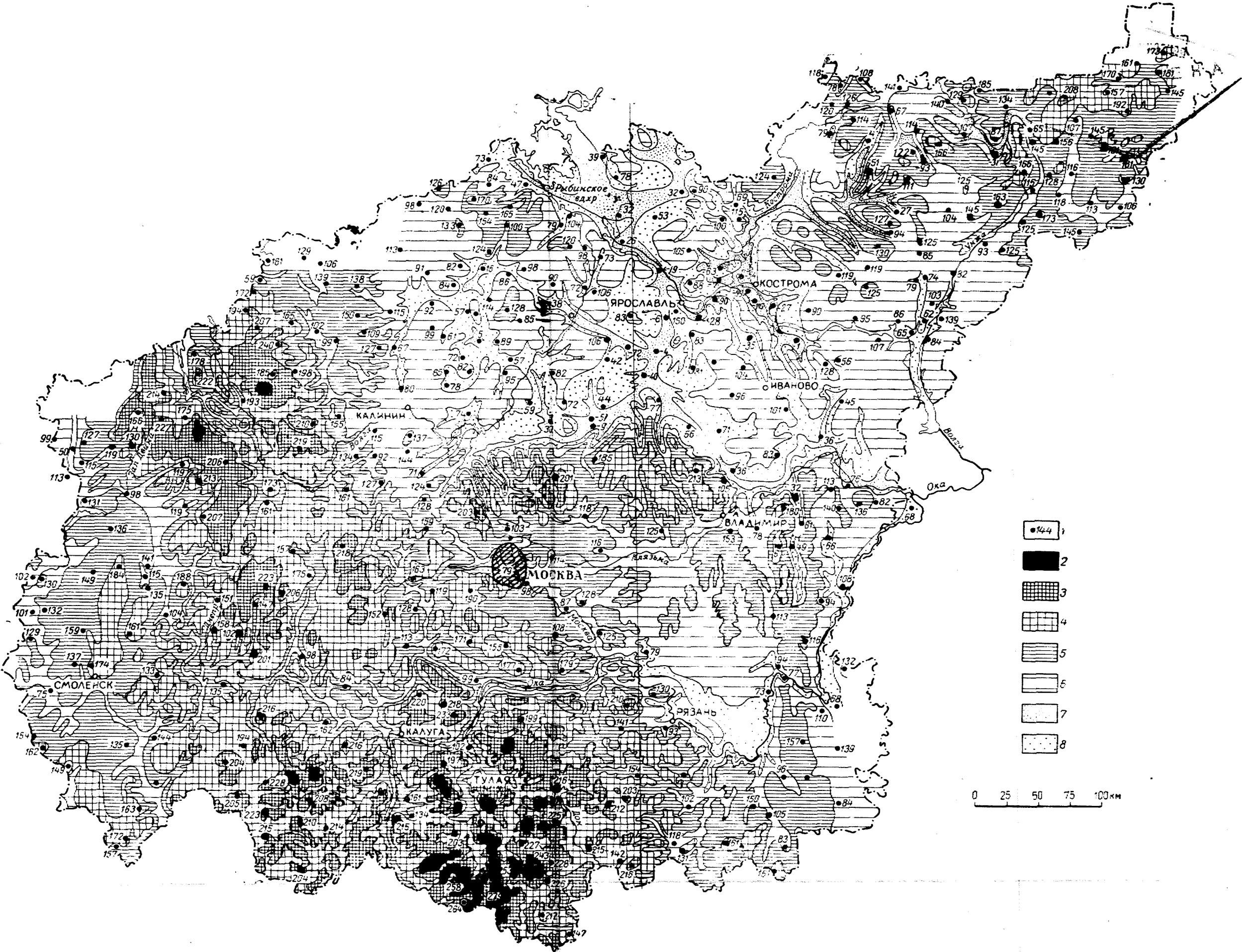


Рис. 123. Схематическая гипсометрическая карта ложа четвертичных отложений

1 — местоположение скважины и абсолютная отметка ложа четвертичных отложений. Шкала высот в метрах: 2 — абсолютная высота выше 240; 3 — от 240 до 200; 4 — от 200 до 160; 5 — от 160 до 120; 6 — от 120 до 80; 7 — от 80 до 40; 8 — ниже 40; 9 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе «Геологии СССР»

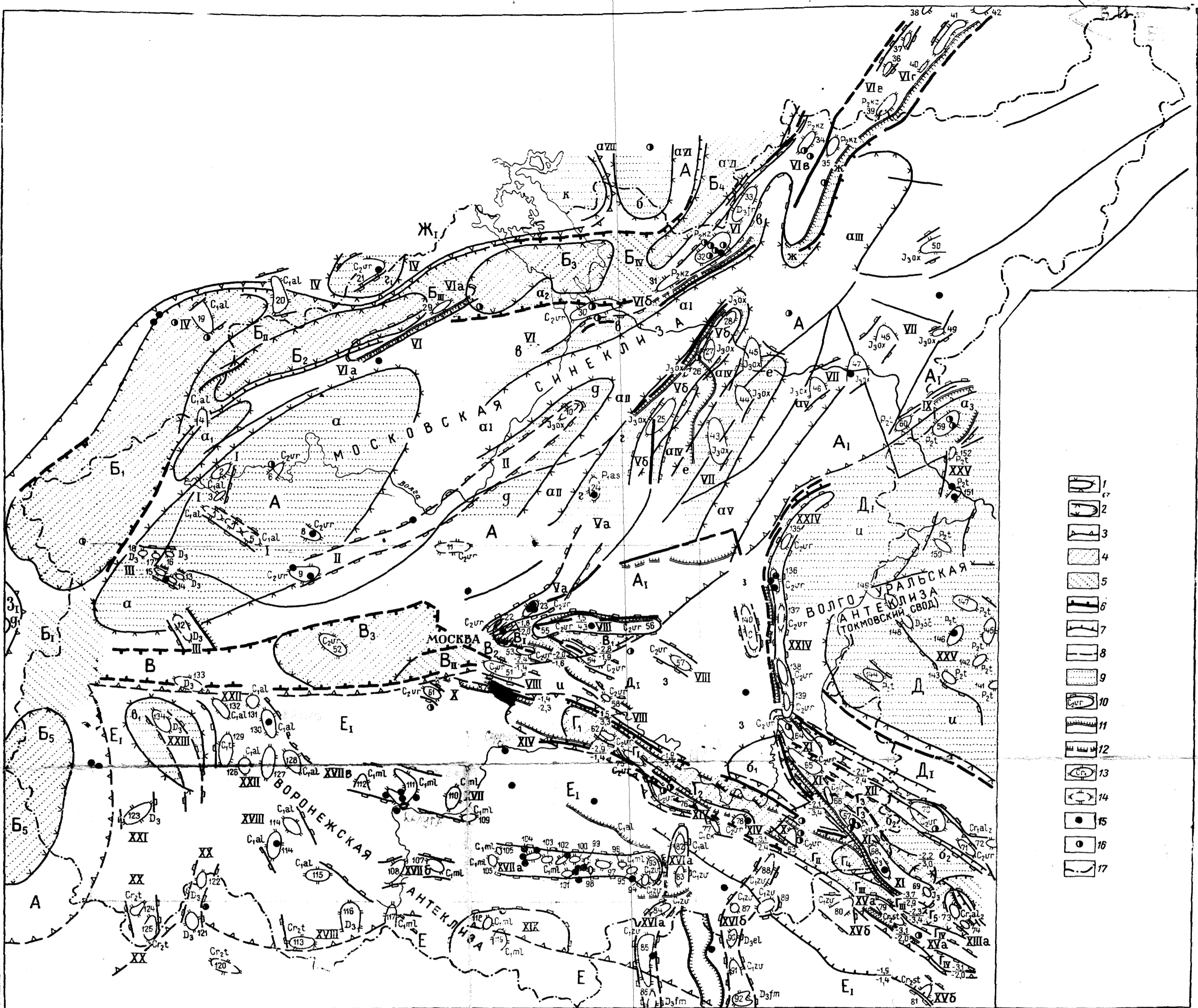


Рис. 125. Схематическая тектоническая карта центра Европейской части СССР Составил Ю. Т. Кузьменко (по материалам ГУЦР, ВНИГНИ, трестов «Спецгеофизика» и «Геофизнефтегеология»), 1968 г.

Кристаллический фундамент: 1 — границы выступов, поднятий; 2 — границы прогибов, впадин; 3 — границы структур высшего порядка (свод, склоны); 4 — грабени в авлакогенах; 5 — горстобразные выступы в авлакогенах. Разломы (направление штриха указывает опущенное крыло, цифры — абсолютные высоты опущенных и приподнятых блоков); 6 — установленные по геолого-геофизическим данным; 7 — установленные по геофизическим данным; 8 — предполагаемые; 9 — выступы фундамента в пределах впадин и массивов. Осадочный чехол: 10 — структуры II порядка и возраст опорного горизонта; 11 — флексуры, установленные в осадочном чехле (штрих указывает опущенное крыло); 12 — то же, предполагаемые; 13 — локальные поднятия, установленные по геологическим данным и возраст опорного горизонта; 14 — то же, предполагаемые по геологическим данным; 15 — скважины, добуренные до кристаллического фундамента; 17 — граница территории, рассматриваемой в настоящем томе Структуры кристаллического фундамента (см. Литерные обозначения на карте)

А — Московская впадина, А₁ — склоны впадин, В — Валдайско-Солгаличский авлакоген, грабени: В₁ — Валдайский, В₂ — Коложский, В₃ — Пошехонский, В₄ — Солгаличский; горстобразные выступы: В₁ — Велижский, В₂ — Выпоздовский, В₃ — Молоковский, В₄ — Арфинский, В₅ — Оршанский грабен. Тектонические элементы впадин между авлакогенами. Выступы: а — Нелидово-Торжокский, б — Вологодский.

Поднятия: а₁ — Осташковское, а₂ — Брейтовское, а₃ — Городецко-Ковернинское. Валлообразные зоны (выступы): в — Рыбинско-Любимская, г — Ростовско-Костромская, д — Кимрско-Ярославская, е — Петухово-Красненская, ж — Чухломская. Прогобы и впадины: а₁ — Угличско-Сусанинский, а₂ — Дмитровско-Ярославский, а₃ — Галичская, а₄ — Кольчугино-Костромской, а₅ — Владимирско-Кинешемский, а₆ — Харовская, а₇ — Путиловский, в — Подмосковный авлакоген, грабени: В₁ — Павловопосадский, В₂ — Телостанский, В₃ — Рузско-Гжатский; горстобразные выступы: В₁ — Люберский, В₂ — Звенигородский, Г — Пачелмский авлакоген; грабени: Г₁ — Коломенский, Г₂ — Рязано-Мосоловский, Г₃ — Сасовский, Г₄ — Новососфинский, Г₅ — Беллинско-Земетчинский; горстобразные выступы: Г₁ — Зарайский, Г₂ — Можарово-Шацкий, Г₃ — Морсовский, Г₄ — Багмаковский.

Д — Волго-Уральский массив, Д₁ — склоны массива; з — Тумско-Шатурский выступ; б₁ — Чувшское поднятие; в — Токмовский свод; б₂ — Зубово-Подольское поднятие. Е — Воронежский массив, Е₁ — склоны массива, е₁ — Язевское поднятие. ж — Балтийский шит, ж₁ — склоны шита; к — Черепетский выступ, к₁ — Пестовское поднятие. з₁ — склоны Белорусского массива, г₁ — Езеринское поднятие.

Структуры осадочного чехла (см. цифры на карте) Западная часть Московской синеклизы. I — Волго-Мстинская зона поднятий. Поднятия: 1 — Сельское, 2 — Новопольское, 3 — Седяжаровское, 4 — Новосельское, 5 — Новоалексеевское, 6 — Кузнецкое, 7 — Ананьинское, 11 — Зубово-Кимрская валообразная зона. Поднятия: 8 — Стариковское, 9 — Зубовское, 10 — Ильинское, 11 — Клиноско-Торжокское; 111 — Нелидовская зона поднятий. Поднятия: 12 — Обшинское, 13 — Двориковское, 14 — Семиковское, 15 — Лутенско-Кривозовское, 16 — Рублевское, 17 — Мурачевское, 18 — Тафидовское.

Северо-западная часть синеклизы. IV — Варовско-Сандовская зона поднятий. Поднятия: 19 — Борисовское, 20 — Тельбовское, 21 — Пестовское.

Центральная часть синеклизы. V — Ростовско-Костромская зона поднятий. Vа — Шелково-Бережневская полоса поднятий. Поднятия: 22 — Московское, 23 — Шелковское, 24 — Переславль-Залесское; Vб — Ростовско-Костромская полоса поднятий. Поднятия: 25 — Гаврилог-Амское, 26 — Бурмакино, 27 — Большепольское, 28 — Костромское; V1 — Рыбинско-Сусловская зона поднятий; V1а — Молоковская зона поднятий, V1б — Молоковское поднятие; V1в — Рыбинско-Любимская зона поднятий. Поднятия: 30 — Рыбинское, 31 — Даниловское, 32 — Любимское, 33 — Дьяковское; V1в — Солгаличская полоса поднятий. Поднятия: 34 — Солгаличское, 35 — Бурлаковское, 36 — Тервинское, 37 — Александровское, 38 — Тереховское; V1г — Кривоко-Кимрская (Рослятинская полоса поднятий). Поднятия: 39 — Якутское, 40 — Белевское, 41 — Рослятинское, 42 — Зеленовское; V1г — Приволжская зона поднятий. Поднятия: 43 — Тейковское, 44 — Арменковское, 45 — Южнокостромское, 46 — Вичугское, 47 — Решиминское, 48 — Дементьевское, 49 — Побединское, 50 — Кондобиное.

Юго-восточная часть синеклизы. VIII — Подмосковная зона поднятий. Поднятия: 51 — Подольское, 52 — Гжатское, 53 — Лыткарино (Люберецкое), 54 — Егорьевское, 55 — Кудинское, 56 — Губинское (Орехово-Зуевское), 57 — Туголеское (Шатурское), 58 — Песковское; IX — Городецко-Ковернинская зона поднятий (дислокаций). Поднятия: 59 — Городецко-Воротыновское, 60 — Пучежско-Шадринское.

Северо-восточный борт Пачелмского прогиба. X — Коломенско-Шацкая зона поднятий. Поднятия: 61 — Вережское (Ступинское), 62 — Колотеевское, 63 — Сомовское; XI — Окско-Днипровская зона поднятий. Поднятия: 64 — Малеево-Ташинское (Касимов-

ское), 65 — Увязско-Нестеровское, 66 — Гремячевское, 67 — Азовское, 68 — Затонно-Львовское, 69 — Вяземское; XII — Ерафурно-Зубово-Подольская зона поднятий. Поднятия: 70 — Зубово-Подольское, 71 — Белодоньянское, 72 — Шутинское; XIII — Керенско-Чембарская зона поднятий; XIIIа — Вязинско-Чембарская зона поднятий. Поднятия: 73 — Ольшанское, 74 — Черкасское.

Юго-западный борт Пачелмского прогиба. XIV — Зарайско-Старожилдовская зона поднятий. Поднятия: 75 — Зарайское, 76 — Рязанское, 77 — Старожилдовское, 78 — Заресское; XV — Сердобско-Славянская зона поднятий; XVа — Сердобско-Славянская полоса поднятий; XVб — Славянское поднятие; XVв — Морчанско-Ртищевская полоса поднятий. Поднятия: 79 — Кузнецкое, 80 — Кузнецкое, 81 — Переславинское.

Воронежская антеклиза и ее склоны. XVI — Скопинско-Липецкая зона поднятий. XVIа — Лебедяньско-Данковская полоса поднятий. Поднятия: 82 — Юмашевское, 83 — Вослебовское, 84 — Озерско-Арцибашевское, 85 — Данковское, 86 — Лебедяньское; XVIб — Гразе-Чаплыгинская полоса поднятий. Поднятия: 87 — Александровское, 88 — Саволожское, 89 — Ольшанское, 90 — Зимаровское, 91 — Алексеевское, 92 — Ивановское; XVIв — Тулеско-Калужская зона поднятий; XVIг — Труфаново-Павелецкая полоса поднятий. Поднятия: 93 — Кузнецкое, 81 — Переславинское, 94 — Жмуровское, 87 — Зубовское, 98 — Каменское, 99 — Донское, 100 — Новососское, 101 — Смородиновское, 102 — Узловское, 103 — Южноболоховское, 104 — Тульско-Болоховское, 105 — Непрейское, 106 — Труфановское, 107 — Черепетское; XVIв — Черепетская зона поднятий. Поднятия: 107 — Черепетское, 108 — Козельское; XVIв — Калужско-Дунайская зона поднятий. Поднятия: 109 — Дунайское, 110 — Ферзиковское, 111 — Калужское, 112 — Озерское; XVIв — Барятинско-Ульяновская зона поднятий. Поднятия: 113 — Касьяново-Повитинское; XVIв — Чепельская зона поднятий. Поднятия: 118 — Горбачевское, 119 — Жаломское; XX — Клетнянско-Сейнинское (Сейнинское). Поднятия: 120 — Вичужское, 121 — Южнорусское (Сейнинское), 122 — Русановское; XXI — Починковско-Рославльская зона поднятий. Поднятия: 123 — Починковское, 124 — Кривоевское, 125 — Глухарское; XXII — Добровско-Бельская зона поднятий. Поднятия: 126 — Мытищинское, 127 — Русановское, 128 — Добровское, 129 — Бушуковское, 130 — Вяземское, 131 — Богородицкое, 132 — Акжель-Глушковское, 133 — Игорьевское; 134 — Вяземское, 135 — Богородицкое, 136 — Акжель-Глушковское, 137 — Игорьевское; 138 — Лавинское, 139 — Клетинское, 140 — Дубенское; XXV — Алатырско-Горьковская зона поднятий. Поднятия: 141 — Озерское, 142 — Шаатовское, 143 — Ардатское, 144 — Выксунское, 145 — Арзамаское, 146 — Балахонинское, 147 — Серезинское, 148 — Бобровское, 149 — Сосново-Васское, 150 — Убейкинское, 151 — Балахонинское, 152 — Узловское.

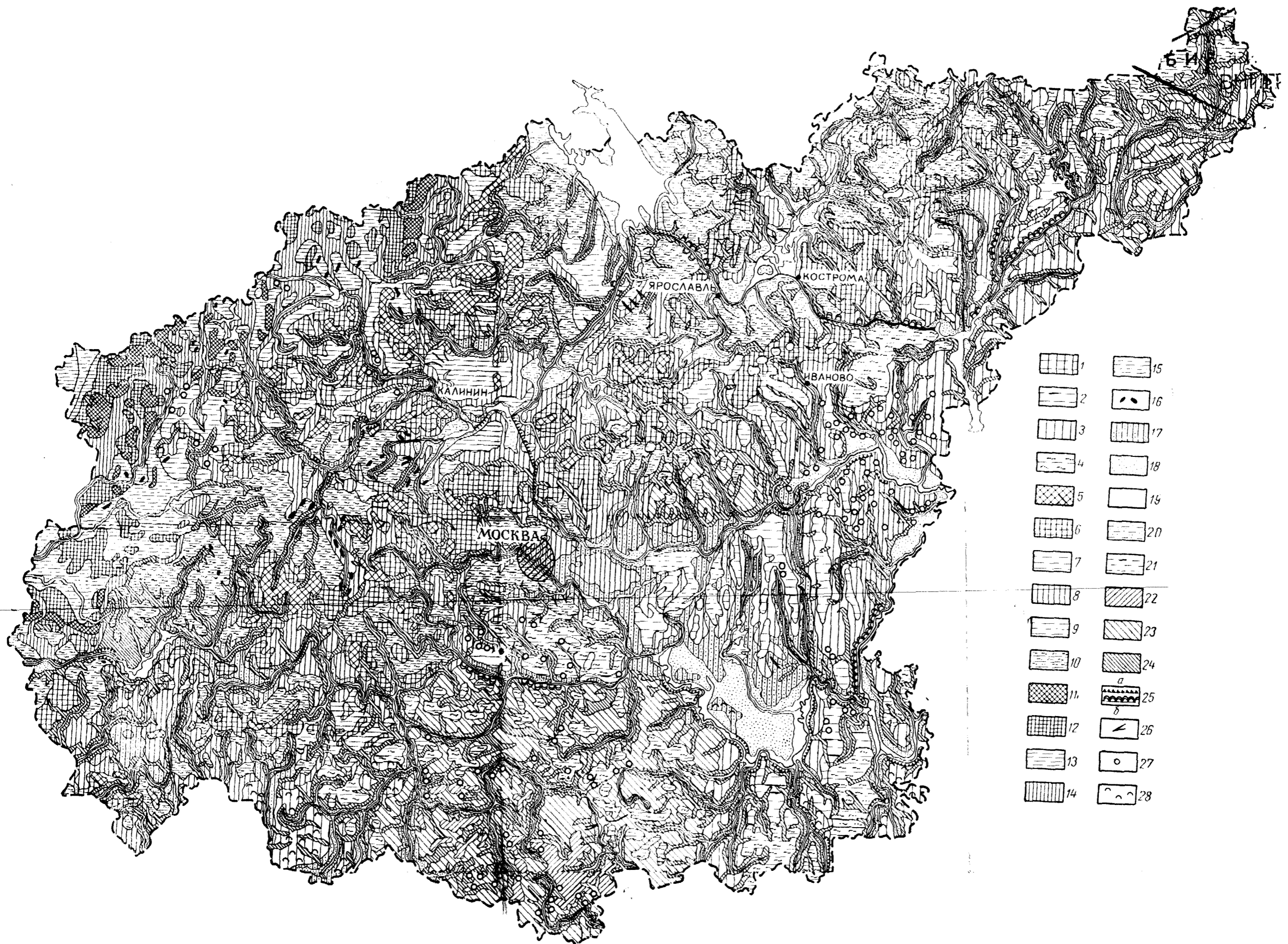


Рис. 144. Геоморфологическая карта центра Европейской части СССР. Составил А. И. Спиридонов, 1969 г.

Ледниковый и водноледниковый рельеф: а) времени диспринского оледенения, сильно переработанный последующими эрозионно-денудационными процессами: 1 — моренно-камовый холмистый; 2 — моренный плоскоравнинный и плоскохолмистый; 3 — зандровый плосковолнистый и плоскохолмистый; 4 — моренно-водноледниковый с покровом полигенетических (водноледниковых и др.) безвалунных лёссовидных суглинков, алевролитов, тонкозернистых песков; б) времени московского (и калининского?) оледенения, переработанный последующими эрозионно-денудационными процессами: 5 — моренно-камовый крупный холмисто-грядовый; 6 — моренно-камовый холмистый; 7 — моренный плоскоравнинный и плоскохолмистый; 8 — зандровый плосковолнистый и плоскохолмистый; ложбины стока талых вод; 9 — лимногляциальный плоскоравнинный; 10 — моренно-водноледниковый плоскоравнинный и плоскохолмистый с покровом полигенетических (водноледниковых, золовых, склоновых) покровных суглинков; в) времени валдайского (осташковского) оледенения слабо переработанный последующими эрозионно-денудационными процессами: 11 — моренно-камовый, крупный, холмисто-грядовый; 12 — моренно-камовый, холмистый; 13 — моренный, плоскоравнинный и плоскохолмистый; 14 — зандровый, плосковолнистый и плоскохолмистый; ложбины стока талых вод; 15 — лимногляциальный, плоскоравнинный; 16 — оз., камы.

Флювиальный рельеф: 17 — нижняя среднечетвертичная и верхняя позднечетвертичная террасы и долинные зандры московского и калининского (?) оледенения; 18 — средняя и нижняя позднечетвертичные террасы и долинные зандры валдайского (осташковского) оледенения; 19 — пойма. **Флювиально-озерный и озерный рельеф:** 20 — озерно-аллювиальный, плоскоравнинный, среднечетвертичный и позднечетвертичный; 21 — плоские днища спущенных и заросших озер позднечетвертичных и голоценовых. **Эрозионно-денудационный рельеф:** 22 — плоские и плосковыпуклые водораздельные поверхности плоскостного смыва неогеновые, преобразованные последующим плоскостным смывом; 23 — склоны криосолифлюкции и плоскостного смыва средне- и позднечетвертичные, преобразованные последующим плоскостным смывом; 24 — склоны гравитации и плоскостного смыва и долинобалочные врезы позднечетвертичные и голоценовые; 25 — крупные обвальоосыпные (а) и оползневые (б) склоны голоценовые и современные; 26 — овраги. **Карстовый рельеф:** 27 — карстовые воронки. **Эоловый рельеф:** 28 — песчаный бугристо-грядовый

1914

ST. LOUIS

MO.

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914

1914