

# Палеоландшафты Западной Сибири

в юре, мелу и палеогене



**АКАДЕМИЯ НАУК СССР**  
**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**  
**ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ**  
**МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР**  
**СИБИРСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ,**  
**ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ**

**ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR**  
**SIBERIAN BRANCH**  
**INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS**

**USSR MINISTRY OF GEOLOGY**  
**SIBERIAN RESEARCH INSTITUTE OF GEOLOGY, GEOPHYSICS**  
**AND MINERAL RESOURCES**



A. V. GOLBERT, L. G. MARKOVA, I. D. POLYAKOVA,  
V. N. SACHS, Yu. V. TESLENKO

# PALEOLANDSCAPES of WEST SIBERIA

in JURASSIC, CRETACEOUS,  
and PALEOGENE

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1968

А. В. ГОЛЬБЕРТ, Л. Г. МАРКОВА, И. Д. ПОЛЯКОВА,  
В. Н. САКС, Ю. В. ТЕСЛЕНКО

# ПАЛЕОЛАНДШАФТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В ЮРЕ, МЕЛУ И ПАЛЕОГЕНЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1968

**Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене.**

Гольберт А. В., Маркова Л. Г., Полякова И. Д., Сакс В. Н., Тесленко Ю. В., 1968 г.

В книге последовательно рассматриваются: формационный состав осадочного чехла Западно-Сибирской низменности, положенный в основу палеоландшафтных построений; история развития растительности Западной Сибири, являющейся неотъемлемой частью ландшафта и базой для палеоклиматических выводов; литологические, геохимические и палеонтологические критерии восстановления палеоклиматов и палеоландшафтов. В заключение приводится характеристика палеоландшафтов Западной Сибири от среднеюрской эпохи до раннего олигоцена. Книга иллюстрируется сериями карт распределения растительных комплексов, карт литологических индикаторов древних физико-географических условий и палеоландшафтных карт.

Книга является первым опытом реконструкции палеоландшафтов на обширной территории Западной Сибири, представляет интерес для широких кругов геологов, географов и биологов как теоретическое и методическое исследование и имеет большое значение для обеспечения правильного прогнозирования осадочных полезных ископаемых.

Табл. 1. Илл. 44. (рис. 32+Приложений 12). Библ. 214 назв.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

член-корр. АН СССР В. Н. САКС

EDITOR-IN-CHIEF

Corresponding member of the USSR Academy of Sciences

V. N. SACHS

В настоящее время палеогеографические методы исследования приобретают в геологии все большее значение. Знание палеогеографических обстановок прошлого позволяет правильное и более углубленно подойти к изучению древних осадочных толщ, их фациального и формационного состава, осветить все стороны геологической истории, в том числе тектоническое развитие рассматриваемой территории, вскрыть закономерности изменения во времени органического мира. Тем самым палеогеографические методы становятся одними из важнейших при прогнозировании осадочных полезных ископаемых. Роль палеогеографических исследований в этом отношении в нашей стране стала уже общепризнанной.

Академией наук и Министерством геологии СССР готовится к изданию Литолого-палеогеографический атлас СССР. Наличие такого атласа откроет перед палеогеографией возможности перейти на более высокий уровень анализа геологического прошлого. Если ранее палеогеографические реконструкции сводились к восстановлению границ суши и моря, фациального состава отлагавшихся осадков, глубин бассейнов и, в меньшей степени, высотного положения областей сноса, то сейчас появляются возможности рассмотреть все стороны истории развития земной поверхности взаимосвязанно, т. е. подойти к выявлению палеоландшафтов. В характеристике палеоландшафтов должны учитываться все факторы развития земной поверхности, от состава геологических формаций до растительного покрова и климата.

Западная Сибирь является одним из наиболее благоприятных объектов для такого рода исследований. Здесь располагается один из крупнейших по площади бассейнов осадконакопления на протяжении мезозойской и кайнозойской эр, который до недавнего прошлого оставался совершенно неисследованным, а к настоящему времени разбурен тысячами скважин и все более интенсивно осваивается. Западная Сибирь особенно остро нуждается в научно обоснованных прогнозах таких месторождений полезных ископаемых, связанных с осадочным чехлом, как нефть и газ, осадочные железные руды, бокситы, агроруды, россыпи ряда редких минералов. Изучение палеоландшафтов на территории Западной Сибири, включая низменность и ее горное обрамление, открывает широкие возможности для обеспечения более правильного прогнозирования этих полезных ископаемых.

Опыт восстановления палеоландшафтов на такой обширной территории проводится впервые и поэтому неизбежно потребует в дальнейшем ряда уточнений и дополнений. Мы склонны рассматривать наше исследование как первый шаг в изучении палеоландшафтов Западной Сибири и как опыт, который полезно учесть при изучении палеоландшафтов на других территориях.

В книге последовательно рассматриваются: формационный состав осадочного чехла Западно-Сибирской низменности, положенный в основу палеоландшафтных построений, история развития растительности Западной Сибири как неотъемлемая часть ландшафта и как база для палеоклиматических выводов, далее анализируются литологические, геохимические и палеонтологические критерии восстановления палеоклиматов и палеоландшафтов и в заключение дается характеристика денудационных и аккумулятивных палеоландшафтов на территории низменности и в ее обрамлении.

Большое значение в проведенном авторами анализе имеют картографические материалы. Раздельно, с точностью в большинстве случаев до яруса, даются карты распространения древних флор, карты литологических и других индикаторов древних физико-географических условий и, наконец, палеоландшафтные карты.

Исследование начинается со среднеюрской эпохи, поскольку по раннеюрской эпохе материала еще слишком мало, а заканчивается ранним олигоценом — временем, когда Западно-Сибирскую низменность покинул последний (чеганский) морской бассейн и началось интенсивное воздымание горного обрамления низменности, связанное с началом неотектонического этапа. Палеоландшафты среднего и позднего олигоцена и неогена требуют для своего рассмотрения существенно иных геоморфологических методов, так как связаны со становлением современного рельефа, и потому в настоящей книге не разбираются.

Изучение палеоландшафтов Западной Сибири было начато в 1963 г. в Сибирском научно-исследовательском институте геологии, геофизики и минерального сырья Министерства геологии СССР А. В. Гольбертом и И. Д. Поляковой, ими в первом варианте были составлены палеоландшафтные и вспомогательные карты. В дальнейшем эти работы были продолжены и дополнены новыми материалами А. В. Гольбертом, Л. Г. Марковой, В. Н. Саксом и Ю. В. Тесленко в названном институте и Институте геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР.

Карты «Индикаторы древних физико-географических условий различных фациальных зон Западно-Сибирской низменности» (рис. 5—17) и условные обозначения к ним (рис. 4) помещены в конце главы III; «Схематические карты палеоландшафтов Западной Сибири» (рис. 19—31) и условные обозначения к ним (рис. 18) — в конце главы IV; карты «Распространение и экологическая характеристика древней флоры Западно-Сибирской низменности» (интерпретация данных палинологических исследований) (Приложения 1—12) находятся в конце книги в конверте.

## ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Западно-Сибирская низменность представляет собой одну из крупнейших в мире аккумулятивных равнин. Площадь ее составляет около 3,4 млн. км<sup>2</sup>. С запада равнина ограничена меридионально вытянутой грядой Уральских гор, с юга — Казахским нагорьем и горными сооружениями Алтае-Саянской области, а с востока — Средне-Сибирским плоскогорьем (Сибирская платформа) и Енисейским кряжем. Эти древние складчатые системы образуют так называемое горное или складчатое обрамление низменности. На севере Западно-Сибирская равнина переходит в шельф Карского моря.

С поверхности равнина сложена горизонтально залегающими четвертичными и местами (в южной части) неогеновыми и палеогеновыми отложениями. Лишь по окраинам низменности в долинах рек изредка выходят на дневную поверхность меловые и юрские отложения.

В тектоническом отношении Западно-Сибирская низменность является огромной плитой и, как плиты вообще, имеет четкое двухъярусное строение. Нижний ее ярус — фундамент — сложен в основном сильно дислоцированными и метаморфизованными палеозойскими и докембрийскими образованиями, прорванными разнообразными по составу изверженными породами. В фундаменте плиты наблюдаются также депрессии и грабены, выполненные верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими осадочными и эффузивно-осадочными, местами угленосными отложениями. Метаморфизм и дислоцированность этих образований значительно слабее, чем пород, слагающих главную часть фундамента. Это так называемый второй структурный этаж фундамента.

Верхний ярус плиты — ее платформенный чехол или покров — сложен мезозойскими и кайнозойскими (от нижнеюрских до современных включительно) преимущественно терригенными отложениями. Эти отложения не метаморфизованы, залегают весьма полого, почти горизонтально. Лишь на крыльях локальных структур платформенного типа углы наклона пластов достигают 10—12°, редко более. Мощность платформенного чехла на севере Обь-Енисейского междуречья, по геофизическим данным, достигает 6 км.

Рассмотрим более подробно геологическое строение платформенного чехла, так как эти данные, обобщенные в плане формационного анализа (наряду с материалами о развитии древнего органического мира), положены в основу палеоландшафтных реконструкций и будут широко использоваться в дальнейшем изложении.

Уже при первом ознакомлении с разрезом чехла обращает на себя внимание тот факт, что в строении его естественно выделяется несколько крупных (отвечающих примерно отделам систем) литолого-генетических комплексов отложений, прослеживающихся на всей территории

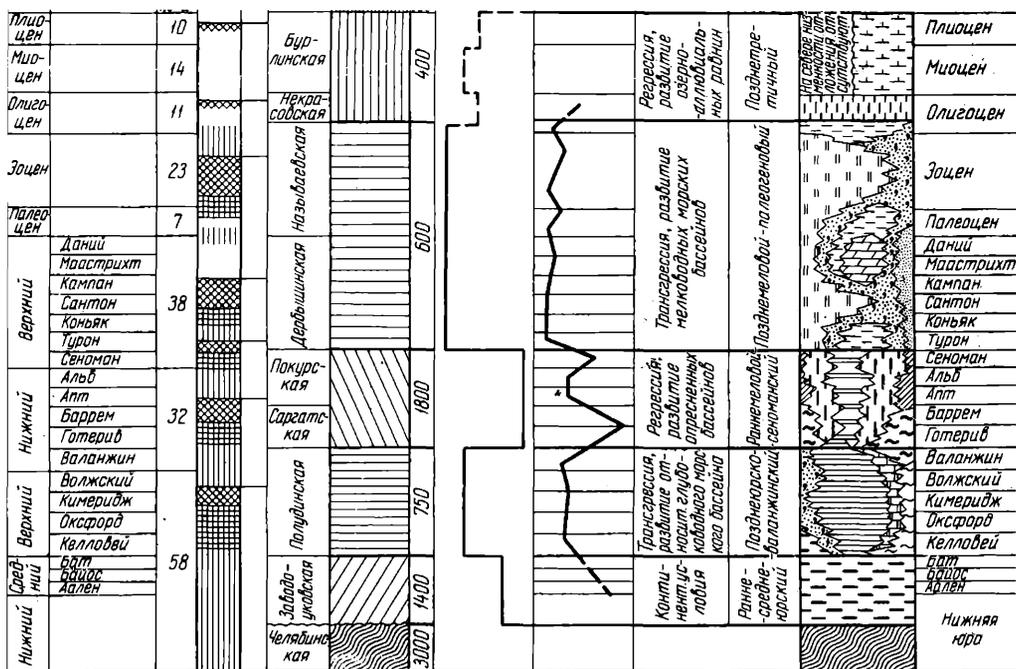


Рис. 1. Схема основных этапов геологического развития Западно-Сибирской низменности в мезозое и кайнозое, по А. В. Гольберту (1966)

Формации осадочных серий, по В. П. Казаринову (1958, 1962): 1 — терригенные; 2 — хемогенно-терригенные; 3 — существенно хемогенные. Второй структурный ярус фундамента: 4 — дислоцированные угленосные отложения рэт-лейаса. Тектоно-седиментационные комплексы платформенного чехла: 5 — нижне-среднеюрский; 6 — верхнеюрско-валанжинский; 7 — нижнемеловой-сенонманский; 8 — верхнемеловой-палеогеновый; 9 — верхнетретичный; 10 — четвертичный. Осадочные формации: 11 — терригенно-полимиктовая угленосная; 12 — формация черных битуминозных аргиллитов; 13 — терригенно-глауконитовая; 14 — терригенно-известковая: а — терригенно-известково-мезомиктовая субформация, б — терригенно-известково-олигомиктовая субформация; 15 — терригенно-полимиктовая пестроцветная; 16 — терригенно-мезомиктовая пестроцветная; 17 — пестроцветная бокситоносная; 18 — терригенно-мезомиктовая угленосная; 19 — терригенно-мезомиктовая; 20 — терригенно-олигомиктовая глинистая; 21 — кремнистая; 22 — терригенно-олигомиктовая каолиновая; 23 — карбонатно-глинистая; 24 — терригенно-мезомиктовая лигнитоносная; 25 — терригенно-полимиктовая пестроцветная гипсоносная; 26 — терригенно-полимиктовая; 27 — формация лёссовидных суглинков; 28 — терригенно-экстраполимиктовая

низменности. Образование этих комплексов было обусловлено наиболее существенными изменениями физико-географической обстановки, связанными в первую очередь с основными этапами тектонического развития Западно-Сибирской плиты в мезозое и кайнозое. Каждый комплекс отложений соответствует, следовательно, определенному этапу тектонического развития Западно-Сибирской плиты и может быть назван по этому тектоно-седиментационным (Гольберт, 1966).

Подобные комплексы отложений в мезо-кайнозое низменности впервые эмпирически были выделены Н. Н. Ростовцевым под названием серий свит и рассматривались как единицы региональной стратиграфической шкалы (Ростовцев, 1958). Границы тектоно-седиментационных комплексов и серий свит полностью совпадают, но в ряде случаев один тектоно-седиментационный комплекс может соответствовать не одной, а двум сериям свит Н. Н. Ростовцева (рис. 1). Это объясняется тем, что выделенные первоначально как литолого-генетические комплексы отложений некоторые серии свит впоследствии были разделены Н. Н. Ростовцевым по биостратиграфическому принципу.

На рис. 1 показано положение тектоно-седиментационных комплексов в стратиграфической шкале, которая построена в масштабе продолжительности геологических периодов и эпох в абсолютном летоисчислении<sup>1</sup>.

Чтобы показать связь тектоно-седиментационных комплексов с этапами тектонического развития, на рис. 1 приведены графики скорости осадконакопления (общего погружения плиты) и интенсивности колебательных структуроформирующих движений, а также основные черты палеогеографической обстановки, свойственные большей или практически всей территории низменности на том или ином этапе ее геологической истории<sup>2</sup>. Для сравнения на схеме указаны серии свит по Н. Н. Ростовцеву (1958, 1964), а также осадочные серии и основные группы формаций, выделяемые В. П. Казариновым (1958, 1960, 1962) по соотношению устойчивых и неустойчивых минералов в терригенных фракциях пород.

Схема эта иллюстрирует тот факт, что основным этапам тектонического развития Западно-Сибирской плиты в отложениях платформенного чехла соответствуют тектоно-седиментационные комплексы. Так, например, раннемеловому — сеноманскому этапу интенсивных колебательных движений, ознаменовавшемуся высокой скоростью накопления осадков и геократическим режимом, в отложениях платформенного чехла соответствует наиболее мощный нижнемеловой — сеноманский тектоно-седиментационный комплекс. Напротив, длительному позднемеловому — палеогеновому этапу относительно тектонического покоя и слабых колебательных движений с меньшей скоростью осадконакопления и развитием в низменности широкой морской трансгрессии отвечает сравнительно маломощный верхнемеловой — палеогеновый тектоно-седиментационный комплекс и т. д.

Как видно на рис. 1, границы тектоно-седиментационных комплексов не совпадают с границами осадочных серий В. П. Казаринова, что связано, видимо, с различным подходом к выделению тех и других.

---

<sup>1</sup> При разделении систем на отделы и ярусы учитывались данные по абсолютному возрасту опорных точек, приведенные в Объяснительной записке к геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении 1964 г. (Афанасьев, Рубинштейн, 1964) и в *The Phanerozoic Time-Scale* (1964).

<sup>2</sup> Кривая интенсивности колебательных движений была построена (Гольберт и др., 1965) посредством вариационного анализа мощностей отложений (метод стандартов мощностей, разработанный И. В. Дербиковым, 1960). Кривая отражает активность дифференцированных колебательных (структуроформирующих) движений Западно-Сибирской плиты и хорошо согласуется с представлениями других исследователей о ее тектоническом развитии.

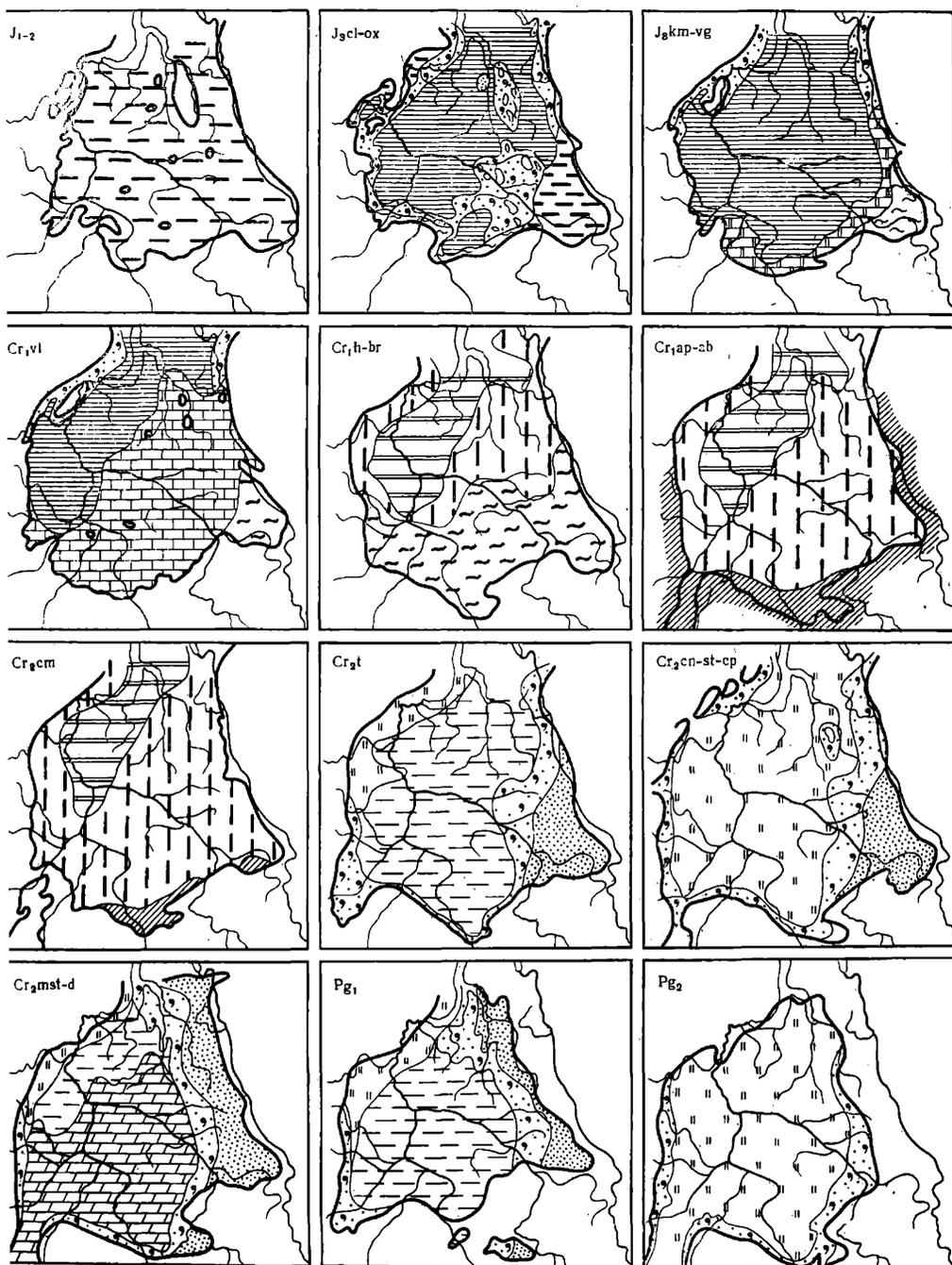


Рис. 2. Геологические формации и их размещение в мезозойских и палеогеновых отложениях Западно-Сибирской низменности, по А. В. Гольберту (1966)

Условные обозначения см. на рис. 1

В пределах тектоно-седиментационных комплексов выделяются в свою очередь ассоциации парагенетически тесно связанных между собой горных пород — осадочные формации (рис. 2, см. рис. 1). Последнее, как подчеркивают Н. С. Шатский (1945, 1954, 1960), В. Е. Хаин (1950), Н. П. Херасков (1952), Н. М. Страхов (1960) и ряд других исследователей, приурочены к определенным структурно-фациальным или ландшафтно-тектоническим зонам и представлены соответствующими комплексами отложений определенного вещественного состава как в отношении основных формациеобразующих компонентов — горных пород, так и в отношении связанных с ними полезных ископаемых. От смежных формаций данную формацию часто отделяют достаточно четкие, улавливаемые визуально границы, свидетельствующие о качественном изменении условий осадкообразования.

Тектоно-седиментационный комплекс, таким образом, представляет собой совокупность формаций, сменяющих друг друга (резко или постепенно) как в латеральном направлении, так и в стратиграфической последовательности. При этом осадочные формации в пределах комплекса могут находиться друг с другом в разной степени парагенетической близости. Наибольшее родство обычно наблюдается между смежными формациями, наименьшее — между крайними членами в латеральном ряду формаций. Таким образом, определенная общность условий седиментации, свойственная отложениям данного тектоно-седиментационного комплекса, предопределяла большую или меньшую парагенетическую близость между всеми членами комплекса — формациями. Тектоно-седиментационный комплекс в этом смысле является парагенетическим сообществом формаций.

Размещение формаций в разрезе платформенного чехла и на площади Западно-Сибирской низменности показано на рис. 1 и 2. Как видно на этих схемах, каждый тектоно-седиментационный комплекс представлен определенным, характерным именно для данного комплекса набором формаций, большей частью не повторяющихся во всем стратиграфическом разрезе. Однако некоторые формации (терригенно-глауконитовая, терригенная угленосная) все же закономерно повторяются в разрезе и в том или ином варианте присутствуют: первая — в каждом тектоно-седиментационном комплексе преимущественно морских отложений, а вторая — в комплексах континентальных отложений.

Ниже приведена краткая характеристика тектоно-седиментационных комплексов и формаций платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.

### **Нижне-среднеюрский тектоно-седиментационный комплекс**

В основании платформенного чехла на большей части территории Западно-Сибирской низменности залегает толща континентальных угленосных отложений нижней и средней юры (тогурская пачка, тюменская, макаровская, итатская свиты, обская серия и их аналоги)<sup>1</sup>. Это преимущественно светло-серые, зеленовато-серые, иногда черные или буровато-серые глины и аргиллиты с прослоями крупнозернистых плохо отсортированных полимиктовых или аркозовых песчаников, песков и гравелитов. В основании толщи иногда отмечаются скопления дресвы выветрелых палеозойских пород и других продуктов кор выветривания. Песчаный материал, как правило, не окатан и представлен обломками пород (кристаллических сланцев, гнейсов, эффузивов, кварцитов и др.), зернами полевых шпатов, кварца и других минералов. Основными компо-

<sup>1</sup> В Полярном и Приполярном Зауралье, а также в юго-восточных районах плиты угленосные отложения формировались и в начале поздней юры на протяжении келловей и раннего оксфорда (обская серия Зауралья, наунакская свита и нижняя сероцветная часть тяжинской свиты и их аналоги на юго-востоке).

нентами глин являются каолинит и гидрослюды. Характерно наличие в породах всех типов большого количества углефицированных растительных остатков, прослоев и пластов бурых углей, образующих иногда крупные месторождения. По окраинам низменности распространены конгломераты и гравелиты, что указывает на существование в обрамлении довольно высоких горных сооружений.

На северо-востоке низменности, в Усть-Енисейской впадине, нижне- и среднеюрские отложения, вскрытые буровыми скважинами на восточном борту впадины, формировались в основном в прибрежно-морских условиях. Но и здесь среди аргиллитов и алевролитов содержатся прослои песчаных пород полимиктового состава, гравелитов и конгломератов, а также бурых углей. Строение толщи отчетливо ритмичное.

Нижне-среднеюрская угленосная толща с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на дислоцированных угленосных отложениях рэт-лейаса или местами непосредственно на кристаллических докембрийских породах фундамента. В основании ее часто содержится базальный горизонт конгломератов мощностью до 20—25 м. Общая мощность угленосной толщи на юго-востоке 1100 м, а на севере плиты достигает 1400 м и более.

Отложения нижней-средней юры объединяет ряд общих признаков. Все это терригенные, преимущественно угленосные песчано-глинистые породы с прослоями гравелитов и конгломератов. Обломочный материал слабо окатан, плохо отсортирован, полимиктового состава. Среди минералов глин преобладают каолинит и гидрослюды. Отложения образовались в течение ранне-среднеюрского этапа тектонического развития Западно-Сибирской плиты, ознаменовавшегося весьма активными дифференцированными колебательными движениями и довольно высокой скоростью общего погружения плиты (см. рис. 1).

Повсеместное угленакопление свидетельствует о том, что климат на территории Западной Сибири был теплым и влажным. Это был длительный этап континентального развития плиты.

Отложения нижней и средней юры в Западной Сибири образуют, следовательно, крупный комплекс терригенных полимиктовых преимущественно континентальных угленосных осадков. Отложения эти изучены еще слабо, и в пределах этого комплекса выделяется пока только одна формация — терригенно-полимиктовая угленосная, включающая в себя и прибрежно-морские отложения Усть-Енисейской впадины (см. рис. 1, 2).

Представление о моноформационном составе нижне-среднеюрского тектоно-седиментационного комплекса, возможно, является следствием только слабой изученности этих отложений. Результаты геофизических работ последних лет, проведенных на севере низменности, свидетельствуют о существовании там огромных впадин в современной структуре плиты, глубина которых достигает 5—6 тыс. м. В то же время в разрезах буровых скважин, вскрывших отложения средней юры на восточном борту Усть-Енисейской впадины, появляются пачки черных и темно-серых морских аргиллитов и алевролитов полимиктового состава. Породы эти, возможно, являются формациеобразующими компонентами второй формации рассматриваемого тектоно-седиментационного комплекса. Судя по составу пород в прибортовых частях Усть-Енисейской впадины и тектоническому строению северной части плиты, формация эта, вероятнее всего, сложена аргиллитами и глинистыми алевролитами и отвечает типу терригенно-глинистых полимиктовых формаций.

## Верхнеюрско-валанжинский тектоно-седиментационный комплекс

На ниже-среднеюрских преимущественно континентальных угленосных отложениях или непосредственно на породах фундамента по окраинам низменности залегает мощный осадочный комплекс морских отложений верхней юры — валанжина<sup>1</sup>.

В строении этого крупного комплекса отложений преобладают характерные черные битуминозные аргиллиты, а по окраинам низменности с моноклинального типа структурами платформенного чехла и наиболее крупными поднятиями связаны толщи песчано-алеврито-глинистых отложений, обогащенных глауконитом. Песчано-алевритовые пачки распространены так же в отложениях валанжина (тарская свита), фиксируя собой начало регрессии и начало нового раннемелового этапа интенсивных колебательных движений, сменившего эпоху спокойных преимущественно отрицательных движений поздней юры — валанжина. В поперечном сечении тектоно-седиментационный комплекс морских отложений верхней юры — валанжина представляет собой огромную, выгнутую книзу линзу мощностью до 750 м. В кровле ее залегает мощная толща пестроцветных или сероцветных угленосных преимущественно лагуно-континентальных отложений нижнего мела — сеномана.

В пределах рассматриваемого комплекса выделяется несколько крупных парагенетических сообществ горных пород — геологических формаций: формация черных битуминозных аргиллитов, терригенно-глауконитовая, терригенно-известковая (терригенно-известково-мезомиктовая и терригенно-известково-олигомиктовая субформации) и, наконец, терригенно-полимиктовая пестроцветная формация (см. рис. 1).

Формация черных битуминозных аргиллитов (марьяновская, тебисская, абалакская, тутлеймская, алясовская свиты и их аналоги, низы фроловской и нижняя подсвита куломзинской свит) приурочена к крупным впадинам Западно-Сибирской плиты (Ханты-Мансийской, Усть-Енисейской, Надымской, Ляпинскому прогибу, центральной части Омской синеклизы и др.), где на протяжении поздней юры — валанжина существовал сравнительно глубоководный морской бассейн (см. рис. 2).

Строение и состав формации довольно однородны. Это преимущественно массивные или плитчатые черные или темно-серые битуминозные аргиллиты с прослоями темно-серых алевритов и известняков. На склонах поднятий в толще появляются прослои песчаников. В верхней части формации битуминозность пород снижается.

Аргиллиты обычно слюдястые, неравномерно известковистые и иногда кремнеземные. В южных районах они часто слабо доломитизированы. Минеральный состав аргиллитов гидрослюдистый. Песчано-алевритовый материал преимущественно олигомиктовый. Все породы обогащены битумами (в среднем 0,5%), содержат многочисленные мелкие стяжения пирита, местами в единичных зернах присутствует глауконит. Содержание растительного детрита незначительно.

Литолого-фациальный состав отложений рассматриваемой формации и заключенные в породах органические остатки (богатый и разнообразный комплекс аммонитов, белемнитов, остатки скелетов и чешуи рыб, водоросли, в том числе теплолюбивые кокколитофориды, иногда двустворки, фораминиферы и др.) свидетельствуют об образовании ее в относительно глубоководном и тепловодном морском бассейне с нормальными соленостью и газовым режимом. Слабая доломитизация и повышенная известковистость отложений в южной половине низменности связаны, видимо, с существованием на юге Западной Сибири жаркого

<sup>1</sup> В настоящей работе авторы вынуждены всюду рассматривать берриас в составе валанжина, поскольку их разделение в Западной Сибири по растительным ассоциациям, используемым для палеоландшафтных реконструкций, невозможно.

засушливого климата. На это же указывает и тот факт, что к югу и юго-востоку формация черных битуминозных аргиллитов переходит в терригенно-известковую, а затем в комплекс континентальных отложений, типичных для аридного пояса,—терригенно-полимиктовую пестроцветную формацию (см. рис. 2). Несколько иные состав пород и взаимоотношения рассматриваемой формации со смежными формациями в северных районах низменности. Здесь общая известковистость отложений ниже, породы содержат много пирита, местами — углефицированных растительных остатков, иногда прослойки бурых углей, а в прибрежных фациях формация черных битуминозных аргиллитов переходит в формации гумидного теплого климата: терригенно-глауконитовую и угленосную (Приполярное Зауралье). Следовательно, на севере Западной Сибири климат был влажным и теплым на протяжении всей поздней юры и валанжина.

Аридизация климата на юге Западной Сибири началась, по-видимому, в первой половине позднеюрской эпохи (терригенно-полимиктовая пестроцветная формация), но тогда она ощущалась еще сравнительно слабо. В связи с этим в южных и юго-западных районах низменности в келловее и оксфорде формировались отложения терригенно-глауконитовой формации, хотя и с «угнетенным» обликом (содержит сравнительно мало глауконита, сидерита, вовсе отсутствуют железистые хлориты оолитовые железные руды, прослой углей).

С формацией черных битуминозных аргиллитов связан ряд месторождений нефти и газа Западной Сибири. Накопление битумов в породах формации обусловлено разложением в восстановительной среде в осадках дна морского бассейна органического вещества, откладывавшегося здесь главным образом за счет фито- и зоопланктона.

В прибортовых районах низменности на склонах выступов и моноклиналей, а также в присводовых участках крупных поднятий в платформенном чехле (Северо-Сосьвинский свод, Щучьинский и Туринский выступы, Таз-Колпашевская и Хантейская антеклизы, Пакулихинская моноклинали, Медведевский вал и др.), расположенных подчас на значительном удалении от горного обрамления низменности, довольно широко распространены мелководно-морские осадки терригенно-глауконитовой формации (федоровская, лопсинская, харосоимская, васюганская свиты, вогулкинская, шаимская, барабинская пачки, прибрежно-морские отложения верхней юры и валанжина в Приенисейской части низменности и других пунктах, см. рис. 1, 2). В западных районах низменности терригенно-глауконитовая формация образует только сравнительно маломощный базальный горизонт верхней юры (вогулкинская и шаимская пачки).

Формация представлена зелеными и зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами с прослоями глин, песков и алевролитов. Породы содержат большое количество глауконита, вплоть до образования прослоев и линз глауконитов. Песчаники и алевролиты олигомиктовые, реже полимиктовые, плотные, с хлоритово-глинистым, реже сидеритовым или кальцитовым цементом, встречаются маломощные прослои известняков и сидеритов. Иногда песчаники и алевролиты пористы и обладают хорошими коллекторскими свойствами. В прослоях и линзах таких пород нередко накапливаются нефтяные и газовые залежи. Для данной формации характерно также наличие лептохлоритовых пород и своеобразных глауконит-лептохлорит-гидрогетитовых (иногда с примесью сидерита, фосфатов и кальцита) бобово-оолитовых железных руд (бассейн р. Северной Сосьвы, Туруханский район, Хатангская впадина). Состав глинистых минералов в основном монтмориллонитовый и гидрослюдастый с примесью каолинита и хлорита.

В Среднем Приобье в отложениях васюганской свиты (келловей-оксфорд) терригенно-глауконитовая формация приобретает своеобраз-

ный литологический состав. Песчаники здесь содержат сравнительно мало глауконита, но очень много пирита, который нередко выступает в качестве цементирующего вещества, и много растительного детрита. Породы, обогащенные глауконитом, наблюдаются в виде прослоев (барбинская пачка). Отложения содержат также прослой темно-серых аргиллитоподобных глин и замещаются ими по простиранию (во впадинах). Массовое накопление пирита связано, по-видимому, с редукцией железа в условиях избытка органического вещества. По направлению к югу породы постепенно обедняются глауконитом и пиритом (уменьшается содержание и растительных остатков).

В южных районах низменности терригенно-глауконитовая формация имеет «угнетенный» облик. Породы содержат очень мало глауконита, пирита и других минералов железа. Возрастает карбонатность отложений.

Массовое накопление аутигенных минералов железа (глауконита, железистых хлоритов, сидерита, пирита, гидрогетита) свидетельствует об образовании рассматриваемой формации в условиях теплого влажного климата (Страхов, 1940, 1947, 1960). На это же указывает и парагенез ее с угленосными отложениями (северные районы Зауралья, северо-восток низменности). На юге Западной Сибири условия образования формации были менее благоприятными, так как здесь уже в начале поздней юры климат был более засушливым (в направлении на юг терригенно-глауконитовая формация замещается формацией аридного типа — терригенно-полимиктовой пестроцветной).

На юго-востоке и юге плиты распространены мелководно-морские отложения терригенно-известково-мезомиктовой субформации, являющейся по сути дела климатическим аналогом терригенно-глауконитовой формации и располагающейся в адекватной с ней тектонической позиции (максимоярская свита, прибрежно-морские отложения верхней юры в бассейне р. Елогуй и в южных районах низменности, см. рис. 1, 2).

Субформация характеризуется иным, отличным от описанных выше формаций парагенезом основных ее компонентов. Это преимущественно серые и светло-серые известковистые песчано-алевритовые породы и глины с редкими прослоями мергелей, известняков (иногда доломитизированных) и доломитов, а также красно-серых глин. Песчаники и алевриты олигомиктовые или полимиктовые, причем полевые шпаты сравнительно слабо выветрелые (значительно слабее, чем в породах терригенно-глауконитовой формации и в нижележащих отложениях угленосной средней юры). Глауконит встречается в единичных зернах, а во многих разрезах отсутствует совершенно. Содержание его постепенно увеличивается к северу, и терригенно-известково-мезомиктовая субформация переходит в терригенно-глауконитовую формацию. В породах рассматриваемой субформации отсутствуют скопления растительных остатков, бурые угли, лептохлоритовые породы и руды, а также сидериты. Минералы глин представлены главным образом гидрослюдами с примесью монтмориллонита.

Особенности вещественного состава пород терригенно-известково-мезомиктовой субформации (отсутствие аутигенных минералов железа, несмотря на то что последняя, как и терригенно-глауконитовая формация, формировалась в мелководно-морских фациях, повышенная карбонатность осадков, присутствие доломитов и доломитизированных известняков) и ряд других признаков свидетельствуют об образовании ее в прибрежной зоне морского бассейна в обстановке жаркого засушливого климата, господствовавшего на юге Западной Сибири в позднерурское и валанжинское время. Химико-биогенными концентрациями рудных компонентов эта субформация бедна.

То же относится и к континентальным пестроцветным отложениям южных и юго-восточных районов низменности — терригенно-полимиктовой пестроцветной формации (татарская свита и верхняя пестроцветная часть тяжинской свиты).

Отложения эти начали формироваться в начале поздней юры, когда они были довольно широко распространены в южных, примыкающих к Казахскому нагорью районах низменности (татарская свита). С развитием позднеюрской трансгрессии область формирования пестроцветных континентальных отложений здесь резко сузилась, а в середине поздней юры переместилась в юго-восточную часть низменности (верхняя пестроцветная часть тяжинской свиты Чулымо-Енисейского района), где образование их продолжалось вплоть до валанжина (см. рис. 2).

Формация представлена пестроокрашенными (красно-бурыми, лилово-коричневыми, зеленовато-серыми, пятнистыми) глинами (часто известковистыми), переслаивающимися с серыми, зеленовато-серыми или красновато-бурыми песчаниками и алевролитами с известковистым или глинистым цементом. Угли и скопления растительных остатков в этих отложениях отсутствуют, а терригенный материал большей частью полимиктовый. Среди глинистых минералов преобладают гидрослюда и монтмориллонит, реже встречается каолинит (татарская свита). Мощность формации в изученных разрезах достигает 150—200 м.

Большая часть отложений валанжина представлена отложениями мелкого моря: песчано-алевритовыми породами и глинами. Отложения эти выделяются в качестве терригенно-известково-олигомиктовой субформации (верхняя подсвита куломзинской свиты с ачимовской пачкой, тарская, мегионская свиты и их аналоги в Приенисейской части низменности и на Пур-Тазовском междуречье).

Субформация слагается серыми известковистыми песчаниками и алевролитами, а также темно-серыми плотными аргиллитоподобными глинами с частыми и тонкими прослойками алевролитов и глинистых известняков. Глины также обычно известковистые.

Песчаники обычно мелкозернистые, но встречаются и грубозернистые разности (разрезы Пудинской, Колпашевской, Нарымской, Ларьякской площадей). По составу песчаники и алевролиты кварцево-полевошпатовые или полевошпатово-кварцевые, изредка отмечаются полимиктовые разности (Пудинская площадь). Содержание полевых шпатов в песчано-алевритовых породах обычно возрастает на юге и юго-востоке плиты. Цемент в породах составляет 10—20% и представлен чаще всего кальцитом.

Глины распространены главным образом в нижней части формации и слагаются в основном гидрослюдами. На северо-востоке в значительных количествах присутствует каолинит. Содержание извести в глинах колеблется от 5 до 20%. Местами породы настолько обогащены карбонатами кальция, что переходят в глинистые мергели с содержанием извести до 30—40% (Колпашево, Александрово, Пудино). Прослой известняков распространены в Среднем Приобье, на востоке и юго-востоке.

Субформация распространена чрезвычайно широко, занимая на юге и востоке плиты более половины всей ее площади (см. рис. 2). Мощность субформации около 150 м.

Образование терригенно-известково-олигомиктовой субформации свидетельствует об обмелении восточной и южной частей позднеюрско-валанджинского морского бассейна, который, однако, оставался нормально соленым (фауна аммонитов, белемнитов, двустворок и др.) и, как и в поздней юре, занимал почти всю территорию плиты. Карбонатность отложений связана, видимо, с повышенной температурой вод бассейна, большая часть акватории которого располагалась в зоне жаркого засушливого климата.

Типы формаций верхнеюрско-валанжинского тектоно-седиментационного комплекса свидетельствуют о качественных изменениях условий седиментации в позднеюрско-валанжинское время по сравнению с предшествовавшим ранне-среднеюрским этапом.

Комплекс этот складывается преимущественно морскими формациями, образовавшимися при пониженном темпе осадконакопления, в обстановке сравнительно спокойных (умеренных) структуроформирующих дифференцированных движений, происходивших на фоне медленного общего погружения плиты (см. рис. 1). Терригенный материал в породах этих формаций в общем более дисперсный, прослой грубообломочных пород в прибрежно-морских и континентальных фациях встречаются весьма редко. Конгломераты отсутствуют даже в прибортовых районах низменности. По минеральному составу пород формации этого комплекса, по терминологии Н. М. Страхова (1960), могут быть отнесены к олигомиктовым (терригенно-глауконитовая, терригенно-известково-олигомиктовая, формация черных битуминозных аргиллитов) или мезомиктовым (терригенно-известково-мезомиктовая). И только пестроцветная формация аридной зоны, видимо, главным образом в силу климатических причин относится к полимиктовым, что сближает ее с отложениями ниже-среднеюрского тектоно-седиментационного комплекса.

Все это указывает на отсутствие горного рельефа в областях питания, т. е. в районах складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты. Позднеюрско-валанжинский этап был, видимо, эпохой относительно слабых или умеренных тектонических движений и выравнивания рельефа.

#### **Нижнемеловой-сеноманский тектоно-седиментационный комплекс**

Над комплексом морских отложений верхней юры — валанжина залегает мощная толща преимущественно лагунно-континентальных безугольных пестроцветных и сероцветных угленосных отложений готерив-сеномана, знаменующих собой новый длительный этап преимущественно континентального развития плиты. Эта эпоха ознаменовалась также широким развитием в пределах низменности опресненных бассейнов.

К концу валанжина в пределах седиментационной области Западно-Сибирской плиты, к этому времени уже значительно выровненной осадконакоплением, сложились три основные структурно-фациальные зоны, существование и развитие которых на протяжении раннего мела — сеномана определяли различия в условиях седиментации.

В северо-западной части низменности с валанжина существовал широкий меридиональный прогиб, в котором условия морской седиментации господствовали на протяжении всей рассматриваемой эпохи. Восточная часть низменности, по-видимому, представляла собой низкую, полого наклоненную к западу, в сторону прогиба, равнину, временами затоплявшуюся морем. Осадконакопление происходило здесь в основном в континентальных условиях, в обстановке опресненных или мелководно-морских бассейнов. На юге располагалась относительно приподнятая аккумулятивная равнина, где накопление осадков происходило в лагунно-континентальных (в готерив-барреме) и континентальных условиях.

С этими крупными структурно-фациальными зонами и было связано формирование соответствующих формаций.

В южной структурно-фациальной зоне чрезвычайно широко распространена терригенно-мезомиктовая пестроцветная формация (киялинская, илехская свиты). Это мощная (до 680 м) толща лагунно-континентальных осадков готерив-баррема (см. рис. 1, 2).

Формация представлена пестроцветными известковистыми глинами,

переслаивающимися с прослоями алевролитов, песчаников и галечников. По окраинам низменности распространены также конгломераты. В ряде разрезов Прииртышья толща имеет ритмичное строение, причем в основании каждого ритма располагается прослой конгломерата или галечника, выше — пески и алевроиты, а в конце ритма — глины.

Песчано-алевроитовый материал олигомиктовый или полимиктовый (содержатся обломки кварцитов, сланцев, песчаников, карбонатных пород и др.). Глины жирные, пластичные, часто комковатой или брекчиевидной структуры, обычно алевроитовые или песчаные. Сложены они в основном гидрослюдами и монтмориллонитом, в примеси нередко магнезиальные силикаты (палыгорскит, сепиолит) и каолинит. Породы плохо отсортированы, песчано-алевроитовый материал образует гнезда, линзочки и, как правило, не окатан. Часто глины содержат мергелистые «журавчики». На юго-востоке низменности в пестроцветной толще, формирование которой здесь началось еще в валанжине, наблюдаются прослой мергелей и доломитов. К северу красноцветность и известковистость пород формации уменьшается, появляются прослой сероцветных отложений с растительным детритом.

Вещественный состав и строение терригенно-мезомиктовой пестроцветной формации свидетельствуют об образовании ее в обстановке довольно быстрого погружения плиты и энергичных колебательных движений, обусловивших массовый размыв и переотложение красноземных кор выветривания, продуктами которых эти отложения в значительной мере и являются. По интенсивности тектонических движений готерив-барремская эпоха может быть сопоставлена, очевидно, только со среднеюрской и сеноманской (см. рис. 1). Об этом говорит, в частности, и тот факт, что только в отложениях этих возрастов в мезозое Западно-Сибирской низменности развиты конгломераты.

Особенности литологического состава рассматриваемой формации указывают также на образование ее в условиях жаркого засушливого климата (гидрослюдисто-монтмориллонитовый с примесью магнезиальных силикатов состав глин, их известковистость и окраска, наличие прослоев доломитов и другие признаки).

В западной структурно-фациальной зоне образовалась толща готерив-сеноманских преимущественно субаквальных (морских и солоноватоводных) отложений терригенно-мезомиктовой формации (фроловская, улансынская, кашайская, леушинская, ханты-мансийская, викуловская, уватская свиты) (см. рис. 2).

Это толща серых, темно-серых или зеленовато-серых плотных глин и глинистых алевроитов с прослоями известковистых алевролитов, мелкозернистых песчаников и плотных известняков. Часто породы тонко переслаиваются друг с другом. Глины обычно алевроитовые, слюдястые, нередко тонкослоистые с прослойками мелкозернистого песка. Алевролиты и песчаники слюдястые олигомиктовые или полимиктовые.

Минералы глин представлены в основном гидрослюдами с примесью монтмориллонита и каолинита. В породах содержится тонкий пиритизированный или гелефицированный растительный детрит, а в разрезах Полярного Зауралья встречаются аллофильные члены формации — маломощные прослой и линзы бурых углей. Характерной особенностью этих отложений является также присутствие конкреций сидерита.

К восточной структурно-фациальной зоне приурочены сероцветные отложения терригенно-мезомиктовой угленосной формации (вартовская, покурская, пировская, малохетская, яковлевская, долганская свиты). Отложения этой формации повсеместно распространены в центральных и восточных районах низменности и представляют собой мощную (свыше 1800 м) толщу сероцветных угленосных отложений, возраст которых охватывает готерив, баррем, апт, альб и сеноман (см. рис. 1, 2).

Сложена толща алевроитовыми слюдистыми глинами, переслаивающимися с глинистыми алевроитами и с преимущественно мелко- и среднезернистыми песками, олигомиктовыми или полимиктовыми. Изредка наблюдаются прослой известковистых песчаников и алевролитов, мергелей и известняков. В прибортовых районах нередко встречаются прослой конгломератов. В центральных районах низменности преобладают глины, но и здесь отмечаются прослой гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Окраска пород серая, зеленовато-серая, изредка темно-серая, почти черная. Пески иногда обогащены каолинитом, и окраска их становится светло-серой, почти белой. Среди пород формации развиты также желваки и линзы сидерита, прослой сидеритизированных глин. Часто в породах наблюдается тонкая горизонтальная или косая слоистость.

Для всех пород характерны скопления обугленного растительного детрита, маломощные прослой бурого угля, а в верхней части разреза встречаются кусочки янтаря. Глины преимущественно гидрослюдисто-каолиновые с примесью монтмориллонита.

В бассейне р. Турухан в верхней части угленосной формации (альбсеноман) среди алевролитов и песчаников содержатся прослой и линзы гравелистых грубозернистых песчаников с галькой сибирских траппов и многочисленными переотложенными бобовинами железистых континентальных бокситов.

На юге нижнемеловая угленосная формация в нижней части постепенно переходит в породы терригенно-мезомиктовой пестроцветной и бокситоносной формаций. В зоне сопряжения этих формаций часто наблюдается переслаивание пестроцветных и сероцветных пород, обогащенных растительными остатками.

На западе в угленосную формацию вклиниваются алевроито-глинистые преимущественно морские безугольные отложения терригенно-мезомиктовой формации.

Отложения угленосной формации распространены также в западной и юго-западной частях низменности, где по периферии морского бассейна фациальная обстановка была сходна с обстановкой в восточной структурно-фациальной зоне (мысовская, тыннинская, северососьвинская свиты). Отложения эти по своему литологическому составу весьма сходны с осадками центральных и восточных районов низменности.

Рассматриваемая формация бедна рудными полезными ископаемыми. Прослой углей в ней, как правило, малой мощности, угли высокозольные, низкого качества. Песчано-алевроитовые пачки, однако, обладают хорошими коллекторскими свойствами, и к ним местами приурочены залежи нефти и газа.

Несмотря на определенное сходство основных формациеобразующих компонентов терригенно-мезомиктовой угленосной формации с охарактеризованной выше терригенно-мезомиктовой, наблюдаются и существенные различия в их парагенезах, что позволяет рассматривать эти формации как самостоятельные. Для терригенно-мезомиктовой формации характерны плотные аргиллитоподобные глины, часто тонко переслаивающиеся с алевролитами, отсутствие грубообломочных пород, углей, развитие карбонатных цементов в алевролитах и песчаниках и другие особенности. Вместе с тем большая общность парагенезов этих формаций свидетельствует о принадлежности их к единому фациальному ряду формаций (Шатский, 1960).

Обе эти формации являются формациями гумидного типа, образовались они в условиях влажного, теплого климата и этим качественно отличаются от описанной выше терригенно-мезомиктовой пестроцветной формации.

Особое место в структуре Западно-Сибирской плиты занимает пестроцветная бокситоносная формация (синарская, талдыкская, алапаевская, кийская, леньковская свиты).

Формация, как правило, залегает в основании мезозойских отложений, непосредственно на породах фундамента, в пределах склонов крупных положительных структур по окраинам низменности и обрамляющих ее районов домезозойской складчатости (см. рис. 2). Залегает она в виде сравнительно маломощных линзообразных тел в неглубоких депрессиях или в виде плащеобразных делювиальных наносов на склонах поднятий и в смежных с ними впадинах. Часто бокситоносные осадки выполняют карстовые воронки на поверхности палеозойских известняков или эрозионно-карстовые депрессии.

На западной окраине Сибирской платформы отложения бокситоносной формации, видимо, полностью размыты. Но о широком ее распространении в прошлом свидетельствуют находки бокситовой гальки в меловых и четвертичных отложениях в ряде пунктов Приенисейской зоны низменности, вплоть до Полярного круга. Особенно широко распространены продукты переотложения бокситоносной формации в альб-сеноманских прибрежно-морских отложениях бассейна р. Турухан (терригенно-мезомиктовая угленосная формация).

Отложения бокситоносной формации представлены главным образом пестроцветными жирными каолинит-галлуазитовыми глинами, пачками кварцевых и полевошпатово-кварцевых песков, скоплениями дресвы выветрелых палеозойских пород и, наконец, бокситовыми глинами и железистыми бобовыми гидраргиллитовыми бокситами. В основании формации места содержатся прослой галечников.

Помимо бокситов с бокситоносной формацией связаны месторождения инфильтрационных бурых железняков и сидеритов (алапаевский тип), элювиальных природнолегированных железных руд (латеритная кора выветривания серпентинитов) и озерных бобовых глиноземистых железных руд (Серовское месторождение).

Пестроцветная бокситоносная формация качественно отличается от сходной с ней по внешнему виду терригенно-мезомиктовой пестроцветной формации парагенезом каолиновых глин с бокситами, остаточными железными рудами, отсутствием известковистости в глинах, их составом и рядом других признаков.

Образование бокситоносной формации свидетельствует об ослаблении тектонических движений в апт-альбское время, когда интенсивные процессы химического выветривания пород водосборных площадей привели к формированию латеритной коры выветривания и бокситов. Усиление колебательных движений во второй половине альба и особенно в сеномане вызвало интенсивный размыв и переотложение этой коры выветривания и связанных с ней первичных элювиальных и осадочных бокситов (см. рис. 1).

Рассмотренные выше формации слагают самый крупный в платформенном чехле Западно-Сибирской низменности тектоно-седиментационный комплекс терригенных преимущественно лагунно-континентальных сероцветных угленосных и безугольных пестроцветных отложений нижнего мела — сеномана. Мощность этого комплекса достигает 1800 м.

Слагающие комплекс формации по своему литологическому составу, строению и условиям залегания (в силу некоторой общности условий образования) характеризуются определенными чертами сходства и связаны между собой постепенными переходами. Так, совершенно очевидно сходство парагенезов пород, слагающих терригенно-мезомиктовую и терригенно-мезомиктовую угленосную формации, что позволяет рассматривать их как некоторое более крупное парагенетическое сообщество — терригенную мезомиктовую надформацию. Существуют парагенетические связи между угленосной и бокситоносной, бокситоносной и терригенно-мезомиктовой пестроцветной формациями. То же можно сказать и относительно формаций других тектоно-седиментационных

комплексов, что оправдывает определение всех их как парагенетических сообществ формаций.

Формации нижнемелового-сеноманского тектоно-седиментационного комплекса существенно отличаются от формаций верхнеюрско-валанжинского комплекса, что свидетельствует о качественных изменениях условий осадкообразования в пределах Западно-Сибирской плиты в готерив-сеноманское время по сравнению с предшествовавшим этапом.

Рассматриваемый комплекс складывается преимущественно континентальными отложениями, образовавшимися в обстановке резкого усиления колебательных структуроформирующих движений, энергичного опускания Западно-Сибирской плиты и компенсации движений осадконакоплением (см. рис. 1). Этим объясняются огромная мощность формаций и всего рассматриваемого тектоно-седиментационного комплекса, накопившихся за сравнительно короткий отрезок времени, высокая степень изменчивости мощности отложений и особенности их литологического состава.

В формациях данного комплекса, как и в отложениях нижней-средней юры, вновь появляются и приобретают довольно широкое развитие грубообломочные породы — конгломераты, гравийно-галечные отложения. По сравнению с отложениями предшествовавшего позднеюрско-валанжинского этапа возрастает полимиктовость пород (формации рассматриваемого комплекса мезомиктовые, тогда как в верхнеюрско-валанжинском комплексе наиболее широко были распространены олигомиктовые) и ухудшается их сортировка. Характерно, что в прибрежно-морских фациях, как и в ранне-среднеюрскую эпоху, не происходит сколь-либо заметного накопления хемогенного рудного компонента, не образуются формации типа терригенно-глауконитовой, как это имело место в поздней юре — валанжине.

Все это указывает на значительное омоложение рельефа в областях питания, который после позднеюрско-валанжинской эпохи выравнивания вновь стал достаточно расчлененным и, видимо, приблизился к рельефу ранне-среднеюрского этапа. В районах складчатого обрамления низменности, по-видимому, вновь возникли горные хребты, холмогорья, возвышенные плато. Энергичное разрушение этого рельефа и обусловило накопление мощных толщ нижнемеловых и сеноманских отложений в низменности. И только бокситоносная формация указывает на некоторое снижение темпов денудации в апт-альбское время, на развитие, видимо, на значительных площадях процессов выравнивания и интенсивного химического выветривания. Но уже в сеномане новые подвижки прерывают эти процессы и сформировавшаяся местами латеритная кора выветривания с ее элювиальными и осадочными образованиями — бокситами, остаточными и инфильтрационными железными рудами — энергично размывается и переотлагается на окраинах плиты.

Формации нижнемелового-сеноманского тектоно-седиментационного комплекса относятся в основном к формациям гумидного теплого климата. Только одна из них, а именно терригенно-мезомиктовая пестроцветная, свидетельствует о том, что на юге Западной Сибири в готериве и барреме продолжал еще существовать жаркий и засушливый климат предшествовавшей эпохи. В апт-альбе и особенно в сеномане на всей территории Западно-Сибирской низменности установился влажный теплый климат, на что указывает тот факт, что в это время сероцветные угленосные отложения (терригенно-мезомиктовая угленосная формация) формируются уже на всей площади континентального осадконакопления Западно-Сибирской плиты.

## Верхнемеловой-палеогеновый тектоно-седиментационный комплекс

Над отложениями нижнего мела — сеномана залегает комплекс преимущественно морских глинисто-кремнистых, глинистых, терригенно-глауконитовых и карбонатно-глинистых осадков верхнего мела и палеогена (турон — нижний олигоцен). Общая мощность комплекса около 600 м (см. рис. 1).

В рассматриваемый промежуток времени, в пределах Западно-Сибирской плиты сохранился в основном тот же структурный план, что оформился еще в раннемеловую эпоху. На западе продолжал развиваться широкий прогиб, вовлекая в погружение обширные соседние с ним площади, где на протяжении всего позднего мела и в раннем палеогене существовал эпиконтинентальный бассейн, открытый в сторону Арктики. Временами связь Западно-Сибирского бассейна с арктическим резко сокращалась (палеоцен), а в раннем олигоцене в связи с поднятием северной части плиты, видимо, вовсе утратилась. Через Тургайскую впадину бассейн временами сообщался также с тепловодными морями Тетиса (маастрихт, эоцен — ранний олигоцен). Связи с холодноводными и тепловодными бассейнами обусловили вторжение в Западно-Сибирское море холодных и теплых течений, что послужило причиной качественных различий в условиях формирования осадков.

Восточная структурно-фациальная зона оставалась более приподнятой и представляла собой широкую область морского мелководья и прибрежной равнины, где накапливались прибрежно-морские и континентальные осадки. В западной и южной частях низменности область распространения прибрежных фаций прослеживается лишь узкой полосой вдоль Урала и Казахского нагорья.

В раннем олигоцене в связи с началом нового этапа тектонических движений происходит общее поднятие всей Западно-Сибирской плиты (особенно ее северных и восточных частей) и палеогеновый морской бассейн покидает пределы низменности. С этого времени на плите устанавливается континентальный режим и начинает формироваться новый тектоно-седиментационный комплекс континентальных отложений среднего олигодена — плиодена (верхнетретичный).

В составе тектоно-седиментационного комплекса морских отложений верхнего мела — палеогена в соответствии с особенностями парагенезов слагающих их горных пород выделяются следующие формации: терригенно-глауконитовая, кремнистая, терригенно-олигомиктовая глинистая и карбонатно-глинистая. В восточных и юго-восточных районах низменности озерно-аллювиальные отложения турона — палеодена слагают терригенно-олигомиктовую каолиновую формацию (симоновская, сымская свиты).

Характерной особенностью морских формаций данного тектоно-седиментационного комплекса является широкое развитие в составе глинистых пород смешанно-слоистых генетических сростков глинистых минералов, ранее описываемых как бейделлит. Реже глины представлены гидрослюдами с примесью монтмориллонита и каолинита или их механическими смесями.

Терригенно-глауконитовая формация (ипатовская, парабельская, костровская, аятская, эгинсайская, мугайская, федюшинская, камышловская, рязвинская, усть-маньинская свиты), как и ее верхнеюрско-валанжинский аналог, формировалась на приподнятых участках ложа морского бассейна, приуроченных к склонам крупных выступов и моноклиналям платформенного чехла (Туринский выступ, Кустанайская седловина, Приказахстанская, Покулихинская моноклинали и др.), а также крупных поднятий (Парабельский, Верхне-Газовский своды и др.). Особенно развита терригенно-глауконитовая формация в восточных рай-

онах низменности (см. рис. 2). Здесь она образует широкую (от 100—150 до 250 км) полосу прибрежно-морских преимущественно песчано-алевритовых с глауконитом отложений с прослоями оолитовых железных руд (Западно-Сибирский железорудный бассейн). Мощность формации в этой полосе достигает 300 км (бассейн р. Турухан).

Терригенно-глауконитовая формация характеризуется довольно однообразным в качественном отношении парагенезом слагающих ее пород. Это главным образом зеленые или зеленовато-серые глауконито-кварцевые песчаники и алевролиты с прослоями и линзами глауконитов, оолитовых гидрогетит-лептохлорит-сидеритовых железных руд и гидрослюдисто-монтмориллонит-хлоритовых глин, обогащенных глауконитом. В разрезах Северного и Среднего Зауралья распространены кремнисто-глауконитовые породы (опоки, диатомовые глины). Песчаники и алевролиты преимущественно кварцевые или полевошпато-кварцевые с лептохлоритовым, сидеритовым или глинистым цементом. Реже встречаются разности с кальцитом или кремнистым цементом.

Оолитовые железные руды образуют крупные пластовые тела мощностью до 20—23 м и прослеживаются порой на десятки километров. Особенно крупные по размерам горизонты железных руд установлены в восточной полосе распространения формации, в Зауралье и Тургайской впадине. Здесь железные руды образуют огромные по запасам месторождения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях (Колпашевское, Бакчарское, Аятское, Мугайское, Туруханское и др.).

В северо-западной части Западно-Сибирского эпиконтинентального морского бассейна, куда в первую очередь проникали наиболее мощные струи сравнительно холодного северного течения, непрерывно начиная с турона вплоть до раннего олигоцена формировалась толща осадков кремнистой формации (березовская, леплинская, марсятская, люлинворская, серовская, ирбитская свиты, возрастные аналоги ганькинской и ивдельской свит на северо-западе низменности, см. рис. 1, 2).

Область ее распространения на протяжении рассматриваемой эпохи сильно варьировала по площади, то резко сужаясь, когда связь Западно-Сибирского моря с Арктическим бассейном ослабевала (турон, палеоцен) или когда усиливался приток с юга теплых вод Приаральского бассейна, оттеснявших холодное течение к северу и западу (маастрихт), то распространяясь почти на всю акваторию эпиконтинентального моря в периоды максимального усиления холодного течения и ослабления притока теплых вод (в связи с обмелением Тургайского пролива в сантон-кампане, эоцене). В раннем олигоцене, когда связь Западно-Сибирского бассейна с Арктическим полностью утрачивается, образование кремнистой формации прекращается повсеместно.

Парагенез пород кремнистой формации весьма однороден. Это в основном светло-серые легкие плотные или рыхлые опоки, опоковые глины, диатомиты, диатомовые глины, реже трепела. В Зауралье встречаются также прослой темно-серых очень плотных кремнистых пород, прослой кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников и алевролитов с опокowym или халцедоновым цементом. В кремнистых породах обычно присутствуют неравномерная примесь песчаных и алевритовых зерен, а также немногочисленные зерна глауконита и стяжения пирита. Характерно наличие в породах большого количества скелетов кремнистых организмов (радиолярий, диатомей, спикул губок), иногда почти нацело слагающих породу (диатомиты). Мощность кремнистой формации достигает 460 м.

В зоне сопряжения с терригенно-глауконитовой кремнистая формация обогащается глауконитом и песчано-алевритовым материалом. Переход между этими формациями совершенно постепенный. Так же постепенно кремнистая формация переходит в терригенно-олигомиктовую

глинистую или карбонатно-глинистую. В отдельных разрезах иногда наблюдается переслаивание кремнистых пород (опок) и мергелистых глин (маастрихт Среднего Зауралья).

В центральных и юго-западных районах низменности, а также в Тургайской впадине распространена карбонатно-глинистая формация (ганькинская, журавлевская свиты), время образования которой ограничивается маастрихтским и датским веками, когда с юга в Западно-Сибирское море произошло массовое вторжение теплых вод (см. рис. 2).

В большинстве разрезов формация представлена однородной толщей зеленовато-серых алевритовых известковистых глин, переслаивающихся с мергелями. Присутствуют также маломощные прослои мелкозернистых глинистых полевошпатово-кварцевых песчаников и алевролитов, а также известняков. Очень характерны обильные остатки разнообразной фауны пелеципод, гастропод, головоногих моллюсков и обломки игл ежей. В небольшом количестве, но постоянно в породах присутствуют пирит, глауконит и сидерит.

Известковистые глины преимущественно гидрослюдистого состава с примесью смешанно-слоистых генетических сростков, монтмориллонита и реже каолинита. Карбонатность их варьирует от 4 до 25%, в мергелях содержание извести поднимается до 75%. Максимальная мощность формации достигает 250 м.

В восточных районах формация постепенно обогащается алевритовым материалом, появляются более мощные прослои глинистых алевролитов и песчаников, карбонатность глин в отдельных пачках утрачивается. Зато возрастает содержание глауконита, и формация карбонатно-глинистая переходит в терригенно-глауконитовую. На северо-западе карбонатно-глинистая формация постепенно переходит в кремнистую, а в Тургайской впадине — в толщу преимущественно карбонатных пород (переслаивание известняков и мергелей).

Глинистые отложения в пределах рассматриваемого тектоно-седиментационного комплекса образуют три толщи, нижняя из которых имеет туронский возраст, средняя — маастрихт-палеоценовый, а верхняя — позднеэоценовый-раннеолигоценовый (чеганский горизонт). Все три толщи глин, по-видимому, разобщены в разрезе низменности горизонтами кремнистых пород, но представляют собой один формационный тип отложений — терригенно-олигомиктовую глинистую формацию (кузнецовская, талицкая, чеганская свиты и большая часть славгородской свиты (см. рис. 1, 2)<sup>1</sup>.

Формировались эти отложения внутри Западно-Сибирского эпиконтинентальной бассейна и представлены преимущественно глинами серыми и зеленовато-серыми, часто тонкослоистыми и листоватыми. Характерно наличие на плоскостях напластования присыпок мелкозернистого полевошпатово-кварцевого песка или алеврита, мелких стяжений пирита, иногда сидерита и тонкого пиритизированного растительного детрита. По мере приближения к окраинам низменности в глинах возрастает содержание песчаного и алевритового материала, появляются прослои песчано-алевоитовых пород с глауконитом, иногда слойки углей и бурых континентальных глин.

В условиях озерно-аллювиальной равнины на восточной окраине низменности формировалась верхнемеловая-палеоценовая терригенно-олигомиктовая каолиновая формация (см. рис. 2).

Это — толща светло-серых разнозернистых каолинизированных полевошпатово-кварцевых или кварцево-полевошпатовых песков и алевритов с прослоями беловато-серых каолиновых песчано-алевоитовых глин.

---

<sup>1</sup> Эта формация вместе с готерив-сеноманской терригенно-мезомиктовой может рассматриваться в качестве терригенно-глинистой надформации.

В нижней части толщи породы обычно переполнены растительным детритом, обломками древесины и содержат маломощные прослойки бурого угля. В отложениях распространена косая, косо-волнистая и горизонтальная слоистость. Мощность формации 170 м.

Описанные выше формации слагают один из самых интересных с точки зрения рудных полезных ископаемых тектоно-седиментационный комплекс. С ним связаны основные месторождения железных и марганцевых руд Западной Сибири (терригенно-глауконитовая формация), ильменит-цирконовые россыпи прибрежно-морского генезиса, проявления фосфатов и других полезных ископаемых.

Формации верхнемелового-палеогенового тектоно-седиментационного комплекса качественно отличны от формаций нижележащего нижнемелового-сеноманского комплекса. Во-первых, это преимущественно морские формации, среди которых широкое развитие приобретает химико-биогенные осадки (кремнистая, карбонатно-глинистая, терригенно-глауконитовая формации), а терригенные формации отличаются высокой дисперсностью обломочного материала, что сближает их с формациями верхнеюрско-валанжинского тектоно-седиментационного комплекса. Характерно также, что все формации рассматриваемого комплекса относятся к олигомиктовым, тогда как формации нижнемелового-сеноманского комплекса являются мезомиктовыми. Конгломераты в данном комплексе отсутствуют совершенно, а гравийно-галечные отложения встречаются чрезвычайно редко в виде прослоев и линз небольшой мощности среди литоральных песков у самых окраин низменности.

Сравнительно небольшая мощность отложений всего тектоно-седиментационного комплекса в целом (600 м) и слагающих его формаций, накопившихся за столь длительный отрезок времени (свыше 50 млн. лет), а также выдержанность мощности отложений на всей территории низменности свидетельствуют о небольшой скорости общего погружения плиты в течение позднего мела и большей части палеогена и о существенном снижении активности структуроформирующих движений (см. рис. 1).

Все это связано, по-видимому, с установлением в рассматриваемую эпоху относительного тектонического покоя и значительного выравнивания рельефа как в области седиментации Западно-Сибирской плиты, так и в прилегающих к ней районах складчатого обрамления.

Гумидный тип формаций данного комплекса и повсеместное распространение по окраинам низменности терригенно-глауконитовой формации с многочисленными месторождениями и проявлениями железных руд свидетельствуют о влажном теплом климате, господствовавшем на протяжении позднего мела и палеогена на всей рассматриваемой территории. На северо-западе низменности в связи с влиянием холодного течения, возможно, климат был более прохладным. В периоды усиления влияния холодного течения и распространения его вод на большую часть акватории Западно-Сибирского эпиконтинентального бассейна (коньяк — кампан, эоцен) климат, возможно, становился более прохладным на всей или на большей части территории Западной Сибири. И наоборот, существование теплого морского течения (маастрихт — даний) сказывалось на потеплении климата в зоне его влияния.

Верхнемеловая-палеогеновая терригенно-глауконитовая формация образовалась, видимо, в более благоприятной обстановке, чем ее верхнеюрско-валанжинский аналог. Она отличается расположением в латеральном ряду исключительно гумидных формаций, а степень ее рудоносности значительно превосходит таковую для ее более древнего аналога. Важным отличием верхнемеловой-палеогеновой терригенно-глауконитовой формации является также то, что в ней широкое развитие приобретают существенно мономинеральные кварцевые обломочные породы и совершенно отсутствуют полимиктовые и аркозовые.

Все это указывает, по-видимому, на более интенсивное химическое выветривание и более низкий выровненный рельеф в областях питания в позднемеловую-палеогеновую эпоху по сравнению с позднеюрско-валланжинской, а также на более благоприятный влажный и теплый климат не только на севере, но и на юге Западной Сибири.

Слабое развитие процессов рудообразования в отложениях верхнемеловой-палеогеновой терригенно-глауконитовой формации в приказахстанских районах низменности связано, видимо, исключительно с существованием на крайнем юге Западной Сибири несколько более сухого климата, поскольку допущение о существовании здесь расчлененного рельефа не подтверждается гранулометрическим составом и малой мощностью верхнемеловых и палеогеновых осадков.

### **Верхнетретичный тектоно-седиментационный комплекс**

В верхней части платформенного чехла залегает тектоно-седиментационный комплекс верхнетретичных преимущественно континентальных отложений (средний олигоцен—плиоцен). Максимальная мощность комплекса достигает 400 м.

Комплекс этот знаменует собой новый этап тектонических движений и эволюции климата на территории Западной Сибири.

В начале этапа в результате энергичных воздыманий всей Западно-Сибирской плиты море полностью покидает пределы низменности и повсеместно устанавливается континентальный режим. На месте обширного чеганского морского бассейна образуется низкая, сильно обводненная озерно-аллювиальная равнина. В позднем олигоцене происходит некоторое опускание южного края плиты и в южных районах низменности распространяется опресненный мелководный морской бассейн (Знаменское море).

В этих условиях в конце палеогена (средний-поздний олигоцен) в Западно-Сибирской низменности формируется толща песчано-алевритоглинистых лигнитоносных отложений озерно-аллювиальной равнины и солоноватоводного морского бассейна — терригенно-мезомиктовая лигнитоносная формация (атлымская, чиликтинская, кутан-булакская, новомихайловская, туртасская, знаменская свиты). Формация эта распространена на всей площади области седиментации Западно-Сибирской плиты.

Во второй половине этапа (неоген) палеоландшафтная обстановка в Западной Сибири существенно меняется. Энергичные движения конца палеогена—начала неогена (время формирования чаграйской и вараковской свит) сменяются более спокойными колебательными движениями. Северные и восточные районы низменности продолжают устойчиво подниматься и делаются преимущественно областями денудации, а южная половина плиты становится ареной накопления озерно-аллювиальных и элювиально-делювиальных лестроокрашенных известковистых и гипсоносных отложений терригенно-полимиктовой гипсоносной формации неогена.

Терригенно-мезомиктовая лигнитоносная формация представляет собой сложное полифациальное и многопородное образование. Для формации характерны частая смена литологических разновидностей пород, невыдержанность их по простирацию и пестрота минерального состава песчано-алевритового материала от мономинерального кварцевого до полимиктового. В тяжелых фракциях пород наблюдаются повышенные содержания рудных минералов (магнетит, ильменит, циркон). Отложения переполнены обуглившимися растительными остатками, содержат прослойки лигнитов и бурых углей, а также местами пачки железистых песчаников и оолитовых бурожелезняковых руд. Слоистость

тонкая, горизонтальная, реже волнистая или косая озерного и речного типов. Минералы глин представлены гидрослюдами с примесью монтмориллонита и редко каолинита.

В основании формации преобладают мелко- и среднезернистые кварцевые и полимиктовые пески с прослоями алевритов и глин. В приказахстанских районах низменности среди песков распространены линзообразные пласты рыхлых грубозернистых песков и гравия мощностью до 5—7 м. В Тургайской впадине это — косослоистые кварцевые пески, железистые песчаники и оолитовые бурожелезняковые руды, алевриты и алевролиты, глины, иногда прослой гравийно-галечных отложений.

Выше располагаются преимущественно озерно-болотные и речные сероцветные угленосные отложения: глины, полимиктовые и олигомиктовые пески и алевриты, переполненные растительными остатками с пластами лигнитов и бурых углей. В южных и центральных районах низменности распространены зеленовато-серые алевритовые глины, чередующиеся с тонкими прослойками алевритов и мелкозернистых песков с редкими прослойками лигнитов. Отложения эти содержат глауконит, спикулы губок, радиолярии и некоторыми исследователями рассматриваются как осадки Знаменского моря-озера (Даргевич и др., 1967; Евдокимов, 1961; Зальцман, 1965). В разрезах Южного и Среднего Зауралья и в Павлодарском Прииртышье распространены также пачки обохренных песков, железистых песчаников и алевролитов с прослоями оолитовых бурых железняков. На юге низменности они образуют крупный Прииртышский железорудный бассейн.

Общая мощность формации в изученных разрезах около 150 м.

С отложениями данной формации парагенетически связаны крупные концентрации рудных полезных ископаемых. Прежде всего это аллювиальные и дельтовые оолитовые бурожелезняковые руды так называемого арало-тургайского типа. Руды эти широко распространены в Павлодарском Прииртышье, Тургайском прогибе (Лисаковское, Шиелинское, Кировское месторождения), а также в континентальном олигоцене Зауралья. С аллювиальными и прибрежно-морскими фациями связан также ряд россыпных месторождений и проявлений ильменита и циркона.

Литологический состав отложений рассматриваемой формации, а также многочисленные находки в них отпечатков листьев, остатков древесины, плодов и спорово-пыльцевых комплексов древесных и травянистых растений умеренного пояса с примесью субтропических элементов свидетельствуют об установлении в Западной Сибири влажного умеренно-теплого климата.

Описанная формация перекрывается резко отличным парагенетическим сообществом горных пород — терригенно-полимиктовой пестроцветной гипсоносной формацией, повсеместно распространенной в южной половине низменности (чаграйская, аральская, таволжанская, павлодарская, вараковская свиты и их аналоги). В северной половине низменности отложения неогена не установлены.

Внизу это зеленовато-серые, светло-зеленые, реже черные и темно-коричневые обохренные гидрослюдистые глины с известковыми конкрециями. В глинах — прослой серых и желтовато-серых мелкозернистых слюдястых полимиктовых песков, алевритов и супесей. По южным окраинам низменности и в Тургайской впадине распространены зеленые плотные жирные глины с крупными друзами гипса и железо-марганцовистыми конкрециями. В Тургайской впадине глины известковистые и содержат прослой мергелей.

Выше располагается толща бурых, красновато-серых, желтовато-бурых и зеленовато-серых обохренных комковатых песчано-алевритовых глин и суглинков с прослоями серых мелкозернистых песков. В толще местами содержатся горизонты погребенных почв, друзы гипса и

железистые оолиты. В Тургайской впадине и Южном Зауралье глины и суглинки известковистые и содержат известковые журавчики.

В верхней части формации залегают известковистые глины и тяжелые суглинки грязно-бурой, зеленовато-бурой и зеленовато-серой окраски с прослоями уплотненных желто-бурых лёссовидных суглинков. В глинах местами отмечаются горизонты оглеения, связанные с формированием лугово-болотных почв, а также пачки карбонатизированных и гипсоносных пород. Глины и суглинки подстилаются горизонтом зеленовато-серых преимущественно мелкозернистых полимиктовых песков со скоплениями растительной трухи.

В основании терригенно-полимиктовой гипсоносной формации почти повсеместно прослеживаются горизонты грубозернистых обохренных песков и ожелезненных песчаников, гравелитов и галечников. В Чулым-Енисейском районе распространена мощная аллювиальная пачка косослоистых ожелезненных и омарганцованных грубозернистых песков и песчаников с прослоями гравелитов и галечников.

Мощность гипсоносной формации достигает 200—250 м. Рудными полезными ископаемыми данная формация бедна.

Литологический состав отложений гипсоносной формации и характер заключенных в них органических остатков (преобладание в спорово-пыльцевых комплексах травянистых сообществ, в том числе сухостойких полыней и маревых, а также мелколистных древесных пород лесов умеренного пояса) совершенно определено указывают на установление в неогене (по крайней мере в южной половине Западно-Сибирской низменности) сухого и еще более прохладного, чем в конце палеогена, видимо умеренного, климата.

Сравнительно большая мощность верхнетретичного тектоно-седиментационного комплекса, пестрая фациальная изменчивость отложений с широким распространением в них грубообломочных пород, а также мезомиктовый или полимиктовый характер формаций свидетельствуют о качественном изменении режима тектонических движений Западно-Сибирской плиты в позднем палеогене и неогене по сравнению с предшествовавшей эпохой. Этот этап ознаменовался достаточно резким усилением в конце палеогена колебательных движений, причем в это время устойчивое погружение плиты неоднократно прерывалось поднятиями. С конца палеогена начинает формироваться горный рельеф в ряде районов складчатого обрамления Западно-Сибирской низменности (Адаменко, 1967; Файнер, 1967).

### **Четвертичный тектоно-седиментационный комплекс**

Разрез мезо-кайнозойского платформенного чехла низменности венчает тектоно-седиментационный комплекс четвертичных озерно-аллювиальных, элювиально-делювиальных, морских и ледниковых отложений.

Комплекс этот образовался в обстановке резкого усиления тектонических движений, обусловивших образование современных горных сооружений по окраинам Западно-Сибирской низменности и крупную бореальную трансгрессию в северных ее районах. Одновременно произошли значительное похолодание климата и связанные с ним оледенения, охватившие как северную половину низменности, так и сопредельные районы Средней Сибири и Урала.

В этих условиях в Западной Сибири формируется чрезвычайно сложный полифациальный комплекс терригенных отложений, характеризующихся резко выраженным полимиктовым составом и повышенным содержанием неустойчивых при химическом выветривании минералов (полевых шпатов, пироксенов, оливинов, амфиболов, эпидотов).

В северных районах низменности распространены преимущественно ледниковые, морские и ледово-морские супесчано-суглинистые и глинистые отложения, обогащенные в той или иной мере неотсортированным грубым обломочным материалом — валунами, гальками, гравием. В центральной части низменности широко развиты осадки перигляциальной зоны — флювиогляциальные пески, озерные ленточные глины, а также аллювиальные, озерные и озерно-болотные отложения межледниковых, позднеледниковой и современной эпох.

На юге низменности, во внеледниковой зоне, преобладают аллювиальные и озерные пески, образующие иногда мощные косослоистые пачки, глины и суглинки. На водораздельных пространствах широкое распространение получили светло-бурые и палевые лёссовидные суглинки. Послеледниковые и современные отложения представлены песчано-галечными осадками речных террас, осадками озер и болот, в том числе ископаемыми и современными торфяниками, делювиальными накоплениями у подножий склонов и, наконец, горизонтом современных почв.

Общая мощность рассматриваемого комплекса колеблется от нескольких десятков метров на юге низменности до 350 м — на севере. Формирование его продолжается и в современную эпоху.

В составе этого комплекса отложений, по данным предварительного формационного анализа, выделяются следующие геологические формации: терригенно-экстраполимиктовая формация ледниковых, перигляциальных, морских и ледово-морских отложений, формация лёссовидных суглинков, терригенно-полимиктовая формация отложений озерно-аллювиальной равнины.

Для первой из них наиболее характерны сероцветные неслоистые, так называемые мореноподобные суглинки (трехкомпонентные песчано-алеврито-глинистые породы с рассеянным в них валунно-галечным и гравийным материалом) в парагенезе с неотсортированными песчано-гравийными и валунно-галечными отложениями, а также с пачками ленточных глин. Вторая сложена в основном палевыми и желто-бурыми неслоистыми лёссовидными суглинками и лёссами с прослоями и линзами песков, глин и неотсортированных делювиальных продуктов. Основными компонентами третьей формации являются пачки светло-серых или буровато-серых косослоистых разнозернистых песков с прослоями гравийно-галечных отложений, серых и бурых глин и суглинков.

Первые две формации чрезвычайно бедны химико-биогенными и терригенными накоплениями полезных ископаемых, тогда как для формации отложений озерно-аллювиальной равнины как будто вырисовывается своеобразная металлогеническая специализация. С ней связаны месторождения озерно-болотных бобовых бурых железняков, торфов, торфовивианитов, многочисленные проявления окислов марганца, аллювиальные россыпи золота и других металлов.

Особенности литологического состава и строения формаций четвертичного тектоно-седиментационного комплекса свидетельствуют о чрезвычайно резкой смене физико-географической обстановки в Западной Сибири по сравнению с неогеном. В это время происходят необыкновенно быстрое погружение и осадконакопление в северной половине низменности (см. рис. 1), поднятие, энергичное расчленение рельефа и формирование высоких горных сооружений в ее обрамлении. Четвертичный период ознаменовался также резким похолоданием климата и неоднократными оледенениями в северных районах Сибири, с чем было связано изменение типа литогенеза от гумидного к ледовому.

Все это оправдывает выделение четвертичных отложений в качестве самостоятельного тектоно-седиментационного комплекса, а отвечающего ему во времени этапа геологической истории — в самостоятельный этап геологического, в частности тектонического, развития Западно-Сибирской плиты.

Таково в общих чертах геологическое строение мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности.

Описанные выше тектоно-седиментационные комплексы и формации, выделяемые в платформенном чехле Западно-Сибирской эпигерцинской плиты, характеризуют собой основные этапы мезозойской и кайнозойской истории геологического и прежде всего тектонического развития этой крупной геотектонической структуры (тектоно-седиментационные комплексы), а также крупнейших ее структурных элементов или ландшафтно-тектонических зон (формации).

Выделение подобных комплексов отложений, т. е. формационный анализ мощных осадочных толщ, как видно уже из приведенных выше фактических данных и частных выводов, является чрезвычайно важным при решении ряда вопросов теоретической и прикладной геологии. Результаты этого анализа используются нами в деле изучения тектонических движений, истории развития рельефа, реконструкции палеоклимата и ландшафтных обстановок в мезозое и палеогене Западной Сибири.

РАЗВИТИЕ ФЛОРЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ  
В МЕЗОЗОЕ И ПАЛЕОГЕНЕ

Изучение остатков древних растений наряду с другими геологическими данными позволяет реконструировать важнейшие элементы палеоландшафтов: растительный покров и климат.

В развитии наземной флоры намечаются две категории факторов абиотической среды, влияющие на ход и темп ее эволюции. Первая категория имеет глобальные масштабы и определяет смену одних флор другими в довольно короткий отрезок геологического времени: антракофитной флоры — мезофитной, мезофитной флоры — кайнофитной. Причем не всегда удается проследить причинную связь резкого угнетения, а затем и вымирания одной флоры и развития из ее недр другой с какими-либо кардинальными изменениями физико-географической среды (климата, смены талассократических эпох геократическими и т. д.). Вместе с тем возникшая флора, являясь принципиально новой, стоящей на более высоком уровне морфологического развития, проявляет бурную экспансию и быстро расселяется по всей планете. Примером этого положения может служить появление из недр мезофитной флоры покрытосеменных растений, которые в очень небольшой отрезок геологического времени (поздний альб — турон) сумели стать доминирующей группой в растительном мире, хотя отчетливо видимых причин этой экспансии, а также угасания растений мезофита геологическая летопись Земли не сохранила.

Полученные недавно данные (Тесленко, 1967а) позволяют выдвигать в качестве фактора, обуславливающего эти великие перестройки во флоре планеты, скачкообразное уменьшение содержания углекислого газа в составе ее атмосферы. Оно произошло на границе палеозоя и мезозоя (по-видимому, в раннем триасе), а также на границе раннего и позднего мела. В эти критические моменты нарушается сложившееся равновесие между организацией растений, приспособленной для обеспечения процессов максимальной ассимиляции в существующих условиях, энергией фотосинтеза и парциальным давлением углекислоты. Растения, находящиеся на более низком уровне организации и не обладающие достаточной пластичностью, угнетаются, а затем и вымирают. Вместе с тем на жизненную арену бурно вступают те, незаметные ранее в общем составе исходной флоры растения, которые ходом эволюции были подготовлены всей своей организацией к совершенно новым условиям газового режима атмосферы и связанного с ним уровня инсоляции. А эти факторы решающим образом влияют на энергию фотосинтеза и процессы ассимиляции растений.

Таким рубежом в описываемом в настоящей работе отрезке геологического времени является граница раннего и позднего мела, когда на территории Западной Сибири появляются первые заметные количества

покрытосеменных. Формационный анализ не дает указаний на какие-либо решающие изменения в физико-географической среде, которые могли бы служить объяснением экспансии совершенно нового типа растений. Таким образом, здесь мы имеем дело с частным моментом общепланетарного процесса, не связанного с явлениями, происходящими непосредственно на земной поверхности.

Вторая категория факторов абиотической среды выступает в качестве постоянно действующих причин, обуславливающих непрерывающийся процесс миграции флор в пространстве и формирования все новых и новых растительных и флористических ассоциаций, но не приводящих к смене одной флоры другой, как это было показано в первом случае. К этим факторам мы относим, вслед за А. Н. Криштофовичем (1950), изменения температуры и влажности климата и свойства почв. Эти факторы связаны с геологической историей региона, в частности с развитием его рельефа.

Как явствует из определения понятия палеоландшафта, все эти категории являются составными частями конечной цели нашего исследования. Они не имели единых значений для планеты в целом. Напротив, для каждого отдельного участка земной поверхности они выступали в неповторимом сочетании, что и определяло состав и распределение здесь флоры как неотъемлемого элемента сложившихся ландшафтов. Потепление или похолодание, увлажнение или аридизация климата, повышение или нивелировка рельефа, трансгрессия или регрессия моря — все это служило причиной перестройки флор путем их горизонтальной миграции при крайне медленной эволюции их систематического состава во времени.

Рассматриваемая категория факторов абиотической среды обуславливала относительное однообразие в систематическом составе полихронных флор прошлого при их большой мобильности в пространстве, связанной с изменением указанных факторов на той или иной территории.

Предпринимаемое нами исследование предполагает изучение древних флор и их эволюции как функции именно факторов второй категории, так как этот путь наилучшим образом может привести к решению проблемы воссоздания палеоландшафтов.

Необходимо заметить, что реконструкция растительного покрова прошлого является в известной степени условной. В современном растительном мире часто нельзя найти аналогов, которые подтвердили бы правильность наших предположений о характере растительности юры, раннего или позднего мела, не говоря уже о более древних флорах. Так же трудно говорить и о характере климата мезозоя, так как многие растения, которые принимаются в качестве индикаторов сухого или влажного, холодного или теплого климата, могут принадлежать к одному роду, но по-разному реагировать на окружающую их внешнюю среду и представлять собой кустарники, травянистые формы и т. д. В связи с этим следует вспомнить указания А. Н. Криштофовича, который писал: «Виды одного рода и особенно роды одного семейства могут быть экологически совершенно различными. И особенно опасно в этом отношении опираться на свойства реликтов, оторванных от обстановки прошлого и вследствие своей пластичности вошедших в современную формацию из далекого прошлого... Для климатических выводов весьма важное значение имеют поправки, получаемые по данным литологии, угленосности или соленосности пород и других факторов, свидетельствующих об определенной обстановке» (Криштофович, 1955, стр. 831, 834).

Переходя к рассмотрению флоры мезофита Западной Сибири, кратко остановимся на тех общих закономерностях, которые определяли эволюцию растительного мира земного шара в этот отрезок геологического времени. В. А. Вахрамеев (1957а, б, 1966) отмечает, что развитие флор в течение позднего триаса, юры и раннего мела составляет один крупный цикл, разделяющийся на этапы. На первом этапе (поздний триас — сред-

няя юра) климатическая и ботанико-географическая зональность почти не выражена, а аридный пояс практически отсутствует. На втором этапе (поздняя юра — ранний мел) возникает пояс аридного климата, становится более заметной дифференциация флор, южные палеофлористические области расширяются на север.

Мезофит характеризуется существованием на территории Евразии двух палеофлористических областей: Индо-Европейской, охватывающей южную половину материка, и Сибирской, в которую входят внетропическая Азия и Северо-Восточная Европа (Вахрамеев, 1964). Территория юга Западной Сибири в различные этапы изучаемого времени то большей, то меньшей частью относилась к северным районам Индо-Европейской области. Северная часть Западной Сибири всегда принадлежала к Сибирской палеофлористической области. Как будет показано ниже, граница между этими двумя палеофлористическими областями проходила через Западную Сибирь. Климатические особенности того или иного века или эпохи определяли положение границы, причем во времени она смещалась то с юга на север, то в обратном направлении. Иногда она вовсе выходила за пределы Западной Сибири, и тогда весь регион принадлежал к Сибирской палеофлористической области.

### Ранняя и средняя юра

Из отложений нижней юры известны три спорово-пыльцевых комплекса — раннего, среднего и позднего лейаса. Во всех этих комплексах доминируют голосеменные, среди которых значительный процент составляет пыльца древних хвойных *Pseudowalchia*, *Walchiites*, *Protoconiferus*, *Protopodocarpus*, *Protopicea*. Много пыльцы *Ginkgoales*, а в прибортовых частях и на юге низменности — *Bennettitales* и в меньшей степени — *Cycadales*.

Среди спор, которых немного, отмечаются *Lycopodium* и *Selaginella*, *Marattiaceae*, *Dipteridaceae*, *Coniopteris*, *Cheiropleuria*, *Osmunda*. Многие формы определяются только по искусственной классификации и относятся к подгруппам *Leiotriletes*, *Chomotriletes*, *Camptotriletes* и некоторым другим, содержащим многие виды, являющиеся реликтами триаса и сохраняющиеся в течение всей юры и в начале раннего мела<sup>1</sup>.

Не останавливаясь более подробно на характеристике трех вышеуказанных комплексов, следует отметить, что по своему составу комплекс раннего лейаса отличается большим количеством реликтовых форм триаса, а комплексы позднего лейаса уже сходны по своему флористическому составу с ааленским.

В средней юре выделяются три комплекса. Впервые они были описаны З. А. Войцель, Е. А. Ивановой и С. А. Климко (1962, 1966). Первый — наиболее древний — мы относим с некоторым приближением к аалену (?). Второй — самый распространенный на территории Западной Сибири — характеризует отложения байос-бата. Третий является переходным к поздней юре и определяется как бат-келловейский.

Такое же трехчленное фитостратиграфическое деление средней юры Западной Сибири намечается и по отпечаткам листьев (Тесленко, 1967б).

Первый комплекс, наиболее древний, с определенной долей приближения может считаться ааленским. Он характеризуется присутствием на фоне обычного среднеюрского комплекса видов родов *Equisetites*, *Coniopteris*, *Cladophlebis*, *Raphaelia*, *Ginkgo*, *Sphenobaiera*, *Pityophyllum*, а также таких видов, как *Ferganiella urjancaica* Neub., *Anomozamites lindleyanus* Schimp.

<sup>1</sup> Здесь и в дальнейшем мы не приводим видовых названий для форм, определяемых по искусственной классификации, являющихся наиболее характерными для того или иного комплекса, так как мы не можем сделать экологических и генетических привязок этих форм.

Для второго, наиболее распространенного комплекса, присущего отложениям байос-бата, характерно развитие папоротников рода *Coniopteris*, а также отсутствие реликтовых или экзотических видов.

В третьем комплексе, возраст которого определяется как бат-келловейский, наряду с обычными для средней юры видами появляются некоторые теплолюбивые растения — *Sagenopteris*, *Nilssonia*, *Williamsoniella*, *Tyrmia*.

Остановимся кратко на характеристике трех среднеюрских спорово-пыльцевых комплексов.

Первый комплекс (аален?) встречается редко. В нем преобладает пыльца голосеменных. В споровой части комплекса довольно много спор рода *Coniopteris*, несколько меньше *Osmunda* и *Todites* и еще меньше плаунов (*Lycopodium* и *Selaginella*). Много *Leiotriletes*. Характерно присутствие триасовых и раннеюрских реликтов — спор *Cheiropleuria* spp., *Leiotriletes* spp., *Chomotriletes* и др.

Среди голосеменных встречается пыльца цикадофитов, гинкго, древних хвойных (*Protoconiferus*, *Paleoconiferus*, *Pseudowalchia*). Немногочисленна, но разнообразна пыльца рода *Podocarpus*. Фиксируются формы, напоминающие современные сосновые и относимые к родам *Protopicea*, *Pseudopicea*, реже *Pseudopinus*.

Второй комплекс (байос-бат) встречается наиболее часто во всех районах Западно-Сибирской низменности. В отличие от первого комплекса, в нем почти всегда преобладают споры, очень разнообразные по своему составу. Много спор плаунов с типичными для комплекса видами. Особенно характерно очень высокое содержание спор рода *Coniopteris*. Значительно присутствие спор родов *Osmunda* и *Todites* с большим количеством юрских видов. Обязательными компонентами комплекса являются *Cibotium*, *Cheiropleuria*, *Hausmannia*, *Phlebopteris*, *Dictyophyllidites*, *Clathropteris*.

Много спор искусственных групп и подгрупп: *Leiotriletes*, *Chomotriletes*, *Camptotriletes*, *Hymenozonotriletes*, *Tripartina* и др. Состав пыльцы голосеменных примерно тот же, что и в первом комплексе, но по количеству ее значительно меньше. В виде единичных находок отмечаются *Caytonia* и формы, напоминающие род *Pinus*. В небольшом количестве, но довольно устойчиво появляется пыльца *Classopollis* (продуцируемая растениями *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum*). Сохраняются реликты триаса, но количество их уменьшается.

Третий комплекс (бат-келловей) является переходным от средней к поздней юре. Он содержит все те же формы, что и второй комплекс, но соотношения их уже несколько иные. Кроме того, фиксируются новые виды, получившие дальнейшее развитие в поздней юре. В комплексах чаще доминирует пыльца голосеменных, реже — споры.

Среди спор основной фон составляют *Coniopteris*, но их, так же как и всех остальных форм, значительно меньше, чем в байос-бате. Единичными зернами и не повсеместно отмечаются споры *Gleichenia*. Среди голосеменных фиксируется пыльца *Podozamites*, увеличивается содержание *Classopollis*, *Ginkgoales* и появляются молодые виды *Picea*, *Pinus* и пыльца, напоминающая Taxodiaceae.

Каждый из приведенных выше спорово-пыльцевых комплексов может несколько варьировать в своем составе в зависимости от его принадлежности к тому или иному структурно-фациальному району.

Сравнение спорово-пыльцевых комплексов из отложений нижней и средней юры, полученных из различных частей Западно-Сибирской низменности, показывает, что все они одинаковы по своему флористическому составу и сходны по соотношению основных компонентов. Та же закономерность наблюдается при сопоставлении этих комплексов с их аналогами, описанными из отложений нижней и средней юры смежных территорий (Вилуйская впадина, Болховитина, 1956; Иркутский угленосный

бассейн, Гутова, 1963, Одинцова, 1963; Сангарский район Ленского бассейна, Павлов, 1965; юго-восточная часть Ленского бассейна, Вербицкая, 1963; Усть-Енисейская и Хатангская впадины, Кара-Мурза, 1958, 1960; Канский бассейн, Саханова, 1957). Некоторые отличия в составе вышеуказанных комплексов и их аналогов в Западной Сибири несомненно есть, но более значительным является их сходство, которое говорит об однотипности всех этих флор и их принадлежности к одной и той же Сибирской палеофлористической области.

Юрская растительность характеризуется еще почти полным отсутствием родов, образующих современную флору (Вульф, 1936). В раннеюрскую эпоху были развиты гинкгово-хвойные леса, покрывавшие водоразделы. В них преобладали древние хвойные с примесью ксерофитных хвойных типа *Lebachia* и *Walchiites*. Появляются ногоплодниковые и первые прототипы сосновых (*Protopicea*, *Pseudopicea*, *Pseudopinus*). Подлесок составляли саговниковые, беннеттиты, *Podozamites* и немногочисленные папоротники. Последние занимают также и более увлажненные пространства, не имевшие еще широкого распространения в раннеюрскую эпоху. В ранней юре местами сохранялись птеридоспермы.

В среднеюрскую эпоху сократилась площадь водоразделов, и во флоре резко уменьшилось количество и разнообразие древних хвойных. Их место заняли папоротники и хвощи, которые росли на озерно-аллювиальных равнинах с сильно увлажненными почвами. Основной фон создавали папоротники рода *Coniopteris*, встречались *Cibotium*, *Hausmannia*, *Dictyophyllum*. Нижний ярус составляли многочисленные *Osmunda*, плауны и хвощовые.

Гинкгово-хвойные леса, в которых главную роль играли древние хвойные, продолжали покрывать водоразделы. Они особенно широко были распространены на севере Западной Сибири. Среди хвойных увеличилось количество представителей ногоплодниковых, древних сосновых, изредка встречались единичные араукариевые. В подлеске произрастали папоротники, цикадофиты, вероятно, некоторые гинкговые, подозамиты.

### Поздняя юра

Спорово-пыльцевые комплексы поздней юры уже заметно отличаются от среднеюрских. В них доминирует пыльца голосеменных, количество спор рода *Coniopteris* заметно уменьшается, как и спор рода *Osmunda*. Реже встречаются и менее разнообразны плауновые, особенно *Lycopodium*. Реликтовые формы триаса и некоторые раннеюрские виды фиксируются только в виде единичных находок. Местами появляются споры *Schizaeaceae* (роды *Lygodium*, *Pelletieria*) и *Gleicheniaceae* (*Gleichenia*).

В начале позднеюрской эпохи (келловей-оксфорд) еще только наметилась тенденция к широкому развитию хвойных, в том числе на юге — ксерофитных хвойных. В спорово-пыльцевых спектрах келловей-оксфорда северных районов низменности, как и в средней юре, господствуют споры папоротников. В кимеридж-волжское время повсеместно отмечается резкое преобладание ксерофитных и других хвойных.

Пыльца голосеменных представлена главным образом хвойными, среди которых наряду с древними формами, сохранившимися с ранней юры, присутствуют *Podocarpaceae* и *Pinaceae*. Особенно заметно увеличение содержания *Pinaceae* с древними родами *Protopicea*, *Pseudopicea*, *Pseudopinus* и молодыми формами, относимыми к *Picea* и *Pinus*. Кроме того, в спорово-пыльцевых комплексах из южной, центральной, западной и восточной частей низменности среди пыльцы голосеменных начинает преобладать пыльца *Classopollis*, принадлежащая родам *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum*.

Эта пыльца в изобилии встречается еще в комплексах средней юры Северного Кавказа (Ярошенко, 1965), Средней Азии (Кузичкина, 1962),

Казахстана (Фаддеева, 1963), достигая и там своего максимума в поздней юре.

На северо-востоке и севере низменности в комплексах доминируют хвойные. В центральной части и западных районах встречаются спорово-пыльцевые комплексы с большим количеством водорослей, относящихся к *Dinoflagellateae* и *Huyschiosphaeridae*, они обычно характеризуют отложения верхней части верхней юры.

Все вышеописанные изменения позднеюрской флоры связаны с появлением, а затем и расширением засушливого пояса на юге Ангарского материка. «Существование этого пояса и его очертания хорошо устанавливаются на основании прекращения в его пределах угленакопления и появления карбонатных, красноцветных, а местами и гипсоносных отложений» (Вахрамеев, 1964, стр. 198). Возникновение этого аридного пояса вызвало потепление климата и изменило условия существования влаголюбивой растительности, оставшейся от средней и ранней юры. Состав флоры становится очень обедненным. В этот период изменяется положение границы между Индо-Европейской и Сибирской палеофлористическими областями. Она отодвигается к северу и северо-востоку, и большая часть территории Западно-Сибирской низменности попадает в позднеюрскую эпоху в Индо-Европейскую палеофлористическую область. В. А. Вахрамеев (1964) проводит для Западной Сибири эту границу ориентировочно по широтному отрезку р. Оби, руководствуясь палинологическими данными (Войцель и др., 1961), на основании резкого уменьшения содержания пыльцы *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum* к северу от этой линии.

Таким образом, древняя растительность южной, юго-восточной и западной частей низменности, которые стали принадлежать Индо-Европейской области, была представлена древними ксерофитными хвойными *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum*, мигрировавшими из Средней Азии. Они покрывали склоны возвышенностей и росли на пустынных пространствах по побережью юрского моря. И сейчас известны случаи существования областей с засушливым климатом на океанических побережьях. Такое, например, пустыня Атакама на территории Северного Чили, западное побережье Перу, пустыни Намиб и Дамара в Африке. «Вся внутренняя часть Австралии представляет собой пустыню, в северо-западной части пустыня эта тянется вплоть до самого моря. Растительность представлена здесь зарослями карликовых кустарников и сообществами суккулентов... Другие значительные пространства с очень низким стоянием грунтовых вод, несмотря на это, одеты густой, достигающей человеческого роста чаще кустарников с резко ксерофильным обликом» (Дильс, 1916, стр. 85).

В качестве примеси здесь произрастали *Ginkgo*, подозамиты и араукариевые. В подлеске встречались цикадофиты, кое-где в низинах сохранились папоротники и плауны. Климат был жарким и засушливым.

В это время в Сибирской палеофлористической области, куда вошли северная и северо-восточная части Западно-Сибирской низменности и сопредельные районы Урала и Сибирской платформы, по-прежнему господствовали хвойно-гинкговые леса. Основной лесообразующей породой являлись древние хвойные, среди которых также произрастали *Araucariaceae*, *Podocarpus*, *Podozamites*, *Ginkgo*. Становится больше представителей семейства *Pinaceae*. В подлеске встречались цикадофиты. Пониженные формы рельефа были заняты папоротниками из семейств *Dicksoniaceae* (главным образом, *Coniopteris*), *Syatheaceae*, начинают появляться *Gleichenia*. Травяной покров составляли *Osmundaceae*, плауны и др. В прибрежно-морской полосе флора была представлена водорослями семейств *Dinoflagellateae*, *Huyschiosphaeridae*. Все это указывает на господство в северной части низменности теплого и влажного климата.

Флора неокома Западно-Сибирской низменности до недавнего времени была почти неизвестна. Сейчас ее характеристика дается на основании многочисленных палинологических данных (Зауер и Мчедлишвили, 1954; Иванова и др., 1957; Ровина, 1961; Войцель и др., 1961; Тесленко, Маркова, 1962; Маркова, Скуратенко, 1960; Иванова, Маркова, 1961а; Покровская, 1964а; Кручинина, 1966; Кара-Мурза, 1957, 1958; Короткевич, 1957; и др.) Спорово-пыльцевые комплексы, описанные из отложений валанжина, нерасчлененного готерив-баррема и — для севера низменности — раздельно готерива и баррема, в ряде случаев подтверждаются фаунистическими находками и поэтому являются эталонными.

В комплексах неокома содержится еще большое количество юрских форм — как спор папоротников, так и пыльца голосеменных, но наряду с этим с валанжина появляются типичные раннемеловые элементы, которые получили свое дальнейшее развитие в готерив-барреме и аптальбе.

Обширная морская трансгрессия, начавшаяся с севера в позднеюрскую эпоху, продолжалась и в валанжине. Значительная часть Западно-Сибирской низменности оставалась покрытой морем. С другой стороны, важным фактором физико-географической обстановки неокома является сохранение пояса аридного климата. Как и в поздней юре, он распространялся на Казахстан и южную часть Западной Сибири. В неокоме граница между двумя палеофлористическими областями оставалась неизменной.

Раннемеловая флора является преемницей позднеюрской, а обе они составляют второй этап развития мезофитной флоры. Изменения в составе валанжинской флоры происходили постепенно, без резких колебаний. В основе этой флоры лежит еще юрское ядро — древние хвойные, цикадофиты, юрские папоротники, плауновые, но их роль в процессе дальнейшей эволюции становилась все менее значительной. К концу неокома состав флоры заметно омолодился.

В валанжине состав и соотношение компонентов спорово-пыльцевых комплексов выдерживаются на всей изученной территории достаточно четко, но имеются и различия, связанные с намечающейся палеоботанической зональностью.

В большинстве случаев в комплексах валанжина преобладающим элементом является пыльца голосеменных, которая очень разнообразна и составляет более половины комплекса. И только в арктических районах доминирующими являются споры. Присутствуют плауны, среди которых чаще отмечается род *Selaginella*. Папоротники семейства Dicksoniaceae (род *Coniopteris*) утрачивают свое значение, хотя количество их еще довольно значительно. Встречаются также другие представители этого же семейства — *Cibotium* и *Alsophila*. Повышается содержание спор *Gleichenia*, особенно в комплексах из западных районов низменности. Устойчиво появляются споры семейства Schizaeaceae, характерные для раннего мела. Представлены они спорами рода *Lygodium*, реже — *Pelletieria* и *Anemia* и очень редко — *Schizaea*. Постоянно фиксируются споры папоротников *Osmunda*, представленных еще юрскими видами, но в меньших количествах. Из триасовых и юрских реликтов отмечаются многочисленные споры, определяемые по искусственной классификации: *Leiotriletes*, *Chomotriletes*, *Hymenozonotriletes*, *Tripartina* и др.

Очень разнообразна пыльца голосеменных. Почти везде присутствует *Caytonia*, отмечаются Ginkgoaceae и единичные Cycadaceae и *Bennettites*. Пыльца древних хвойных (*Protoconiferus*) составляет еще значительный процент в комплексе. Пыльца *Classopollis* фиксируется реже, но в южной части низменности содержание ее остается по-прежнему

высоким. Довольно разнообразна, хотя и немногочисленна, пыльца *Podocarpaceae*. Увеличивается количество *Podozamitaceae* (род *Podozamites*), отмечаются пыльцевые зерна семейства *Araucariaceae* (*Araucaria*, *Agathis*). Более обширно, чем в юре, представлено семейство *Pinaceae* с древними родами *Protopicea*, *Pseudopicea*, *Pseudopinus* и молодыми представителями *Picea* и *Pinus*, устойчиво появляющимися в комплексах валанжина. Единичными находками отмечаются пыльцевые зерна *Cedrus*.

Как уже указывалось выше, соотношение основных компонентов комплексов несколько меняется в зависимости от их местонахождения. На территории Западно-Сибирской низменности намечаются пять комплексов валанжина.

Первый комплекс из арктических районов Западной Сибири. Для него характерно преобладание спор, среди которых главную роль играют споры семейства *Schizaeaceae* с родом *Lygodium*, фиксируется большое количество спор *Coniopteris* и полное отсутствие пыльцы *Classopollis*.

Второй комплекс выделен из отложений северо-восточной и восточной частей низменности. В нем преобладают хвойные. Пыльцы *Classopollis* мало, спор семейства *Schizaeaceae* (*Lygodium* и *Pelletieria*) немного, несколько больше спор рода *Gleichenia*.

Третий комплекс характерен для отложений центральной и южной частей низменности. В нем тоже преобладают хвойные. Пыльцы *Classopollis* много. Споры *Schizaeaceae* и *Gleichenia* встречаются в небольшом количестве.

Четвертый комплекс встречен в западной части низменности. В отличие от третьего комплекса, в нем больше спор *Schizaeaceae* (роды *Pelletieria*, *Lygodium*) и *Gleichenia*, меньше пыльцы *Classopollis*.

Пятый комплекс характерен для северо-западной части низменности. В нем доминирует пыльца хвойных, но *Classopollis* мало. Среди спор много *Gleichenia*, меньше *Schizaeaceae*, много проблематичной пыльцы *Psophosphaera* (крупные и мелкие формы) и пиропитовых водорослей.

Поздняя юра и ранний мел относятся В. А. Вахрамеевым (1966) ко второй фазе мезофитной ступени развития растительности. В это время в связи с аридизацией климата становятся более выраженными дифференциация флор и ботанико-географическая зональность. На основании имеющихся материалов можно говорить о том, что позднеюрская и раннемеловая флоры представляли действительно единый этап развития, причем переход от юры к раннему мелу произошел без каких-либо резких изменений. Об этом свидетельствует то, что в составе валанжинских спорово-пыльцевых комплексов мы видим, с одной стороны, еще большое количество юрских видов (*Coniopteris*, *Cibotium*, *Coniferales*, *Classopollis* и др.), а с другой — присутствие типичных элементов меловой флоры, в первую очередь — спор семейства *Schizaeaceae* и рода *Gleichenia*. Часто этот переход настолько постепенен, что границу между отложениями верхней юры и валанжина по данным палинологического анализа практически провести нельзя. В это время пояс аридного климата и граница между Индо-Европейской и Сибирской областями остаются почти неизменными.

Растительность была представлена хвойными лесами с примесью гинкговых, где наряду с древними формами устойчиво появляются аналоги современных сосновых (сосны, ели), ногоплодниковые. В подлеске произрастали цикадофиты (саговниковые) некоторые подозамитовые, а также папоротники — *Coniopteris*, *Alsophilla*, *Lygodium*, *Gleichenia*. Травянистый покров был представлен плаунами, хвощами, папоротниками, *Osmunda*, немногочисленными *Polypodiaceae*. Такие леса произрастали на восточных берегах позднеюрского и валанжинского бассейна, т. е. на западной окраине Сибирской платформы, где мы выделяем Приенисейский палеофлористический район. На его территории из прибрежно-

морских отложений валанжина выделен и изучен второй спорово-пыльцевой комплекс.

Очень сходной была растительность и юго-западной окраины плиты, но, в отличие от растительности восточного побережья валанжинского моря, здесь фиксируется большое количество тропических папоротников — лиан из рода *Gleichenia*. Они могли образовывать подлесок в в хвойно-гинкговых лесах, занимавших водоразделы, либо поселяться сплошными зарослями на открытых солнечных лучам местах. Это своеобразно отличает их от других тропических влаго- и тенелюбивых папоротников (Кузнецов, 1920).

На западе низменности нами выделяется Тоболо-Иртышский район, где описан упомянутый выше четвертый спорово-пыльцевой комплекс.

В северо-западной части низменности, где в прибрежно-морских осадках валанжина выделен пятый спорово-пыльцевой комплекс, обособляется Березовский палеофлористический район. Он примыкает к берегу валанжинского моря, о чем говорит большое количество пиропитовых водорослей, которые, вероятно, составляли флору прибрежной зоны моря. Здесь также очень много *Gleichenia*, которая могла произрастать в таких же сообществах, как описано выше. На возвышенностях кое-где росли *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum*, но количество их в валанжине по сравнению с поздней юрой значительно уменьшилось.

Почти тождественна позднеюрской валанжинская растительность Приказахстанского района<sup>1</sup>, характеризуемого третьим комплексом. Здесь сохранилось большое количество *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum*. Влияние аридного пояса наиболее значительно выражено в этом районе. Заросли *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum*, вероятно, были развиты по берегам моря и покрывали склоны возвышенностей.

Кроме того, водоразделы были покрыты хвойно-гинкговыми зарослями с подлеском из папоротников. Климат продолжал оставаться жарким, как и в поздней юре в той части Западно-Сибирской низменности, которая относится к Индо-Европейской палеофлористической области. На остальных площадях (северные, северо-восточные районы низменности), принадлежащие Сибирской палеофлористической области, климат был довольно теплым и влажным. Об этом свидетельствует развитие во флоре тропических папоротников и цикадофитов и отсутствие ксерофитных хвойных (первый комплекс).

Состав готерив-барремской флоры по сравнению с валанжинской заметно изменился, и в спорово-пыльцевых комплексах фиксируются споры и пыльца новых растений, неизвестных или почти неизвестных во флорах юры и валанжина.

Чаще всего в спорово-пыльцевых комплексах большей части территории преобладают споры, и только на севере — пыльца хвойных. Главную роль играют характерные для раннего мела Schizaeaceae (роды *Lygodium*, *Mohria*, *Pelletieria*, *Anemia*) и род *Gleichenia*.

Реликты юрской флоры — *Coniopteris*, *Cibotium*, *Osmunda* встречаются в небольшом количестве. Появляются споры *Sphagnum* и становится больше Polypodiaceae (*Adiantum*, *Cheiropleuria*, однолучевые споры бобовидной формы). Среди Schizaeaceae отличается необыкновенным разнообразием род *Lygodium*, насчитывающий свыше 20 видов.

Для комплексов юга Западно-Сибирской низменности особенно характерны споры с ворсинчатой скульптурой экзины (подрод *Pilosispinulata* E. Iv.). Они отмечаются только в пределах Индо-Европейской флористической области и отсутствуют в северной части низменности в Сибирской палеофлористической области.

Пыльца голосеменных по систематическому составу напоминает пыльцу комплекса валанжина, но соотношения компонентов становятся совсем

<sup>1</sup> Ранее этот район назывался Обь-Иртышским (Маркова, 1966).

инными. Древние хвойные *Protoconiferus*, *Quadraeculina*, *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum* встречаются не повсеместно и чаще в небольшом количестве. Почти исчезают цикадофиты, сокращается число *Ginkgo*. Среди Ринасеае древние *Paleopicea*, *Protopicea* и *Pseudopinus* сменяются молодыми формами *Picea* и *Pinus*, относимыми с достаточной уверенностью к подродам *Diploxylon* и *Haploxylon*. Отмечаются *Cedrus*, редко *Abies*. Фиксируются пыльца Таходиаеае и Сипрессаеае, а также много форм, определяемых по искусственной классификации, генетическая принадлежность которых остается совершенно неясной. Среди спорово-пыльцевых комплексов готерив-баррема представляется возможным выделить три типа комплексов.

Первый комплекс, наиболее распространенный, встречается в центральной, южной, западной и восточной частях низменности. Он характеризуется преобладанием спор семейства Schizaeaceae, в первую очередь рода *Lygodium* и в меньшей степени *Pelletieria* и *Anemia*. Спор *Gleichenia* мало. Пыльца *Classopollis* присутствует повсеместно, но в меньших количествах, чем в валанжине. Среди голосеменных доминирует пыльца семейства Ринасеае. Появляется пыльца Таходиаеае.

Второй комплекс описан из отложений северо-западной части низменности. Главная роль в нем принадлежит роду *Gleichenia*. Спор Schizaeaceae меньше, они представлены родом *Pelletieria*, споры *Lygodium* занимают второе место. Так же, как и в первом комплексе, встречается пыльца *Classopollis*. Отмечено большое количество пиропитовых водорослей и пыльцы *Psophosphaera*.

Третий комплекс известен в арктических районах Сибири, причем описан он отдельно для готерива и баррема (Кара-Мурза, 1957). В комплексе готерива преобладает пыльца хвойных, но по сравнению с валанжином резко уменьшается количество спор Schizaeaceae (становится меньше *Lygodium* и больше — *Pelletieria* и *Anemia*). Спор *Gleichenia* немного. Сохраняются споры *Coniopteris*, *Osmunda*, плауновых. Среди хвойных еще много *Protoconiferus*. Пыльца *Classopollis* отсутствует или представлена единичными находками. Много представителей семейства Ринасеае с родами *Picea* и *Pinus*.

Комплекс баррема сходен с готеривским, но в нем преобладают споры.

Таким образом, растительность готерив-баррема на большей части Западно-Сибирской низменности заметно изменила свой облик по сравнению с растительностью валанжинского века.

После отступления валанжинского моря освободились обширные пространства, которые заняли леса из древовидных тропических папоротников — *Dicksonia*, *Alsophila*, подлесок составляли различные *Hausmannia*, *Anemia*, *Coniopteris*, *Todites*, лианы — *Lygodium* и *Gleichenia*. Некоторые виды из семейства Polypodiaceae и рода *Lycopodium* поселялись на древостое в качестве эпифитов. Сырые почвы покрывались сплошным ковром из различных видов *Selaginella* и некоторых *Hepaticae*. Участки с *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum* оставались главным образом в южной части низменности, где еще было заметным влияние аридного пояса. На остальной части территории они сохранились только как реликты.

В лесах на более возвышенных частях рельефа господствовали хвойные. Среди них присутствуют представители рода *Podocarpus*. Особенно многочисленными становятся различные *Pinus*, чаще встречаются *Cedrus*, довольно много *Picea*. В подлеске таких лесов произрастали в качестве реликтов Ginkgoaceae и цикадофиты.

Такая растительность характерна почти для всей Западно-Сибирской низменности. Западную, центральную и южную части низменности мы относим к Обь-Иртышскому палеофлористическому району, а восточную часть — к Туруханскому. В них распространен первый спорово-пыльцевой комплекс.

На северо-западе, по берегам сохранявшегося здесь морского бассейна, растительность в общем сходна с таковой Обь-Иртышского района. Отличием служит большое количество спор *Gleichenia*, которые вероятно не только росли в субтропических папоротниковых лесах, но и образовывали самостоятельные заросли. Здесь же зафиксировано большое количество пиропитовых водорослей, которыми была представлена прибрежно-водная растительность. Эта часть выделена нами в самостоятельный Нижне-Обский палеофлористический район, характеризующийся вторым комплексом.

Южные и центральные районы относятся еще к Индо-Европейской палеофлористической области, о чем свидетельствует наличие субтропической растительности, произраставшей в условиях некоторого увлажнения климата.

На севере Сибири выделяется Таймырский палеофлористический район, где распространен третий спорово-пыльцевой комплекс. Здесь сохраняется более древняя флора с большим количеством древних хвойных и другими юрскими реликтами. Среди Ринасеае меньше современных форм, чем на остальной территории низменности. Отсутствуют ксерофитные формы, указывающие на какую-либо аридизацию климата. Здесь, по-видимому, произрастала более умеренная флора, присущая районам с гумидным теплым климатом.

Растительность была представлена хвойно-гинкговыми лесами с подлеском из папоротников; в пониженных формах рельефа произрастали заросли папоротников, главным образом семейства схизейных (*Pelletiera*, *Anemia*), меньше *Coniopteris*, *Osmunda*, *Gleichenia*.

Сравнение спорово-пыльцевых комплексов неокома Западной Сибири с комплексами из одновозрастных отложений сопредельных районов: Вилюйской впадины (Болховитина, 1956), Ленского угленосного бассейна (Василевская, Павлов, 1963), северной части Лено-Оленекского междуречья (Короткевич, 1965), Забайкалья (Котова, 1961) указывает, с одной стороны, на общность основных компонентов, входящих в спорово-пыльцевые комплексы, с другой — на их различные соотношения, специфичные для каждого отдельного района. Все это указывает на характер растительности, которая начинает различаться не только в пределах ботанико-географических областей, но и в пределах провинций, чего не было заметно на первой фазе развития мезофитной флоры.

### Апт-альб

В апт-альбское время начинается отступление северной границы засушливого пояса из Западной Сибири в Южный Казахстан (Вахрамеев, 1964). С этого момента наступает переходный этап от полихронной флоры мезофита к флоре кайнофита. Этот этап В. А. Вахрамеев (1966) датирует апт-сеноманом.

На большей части территории Западно-Сибирской низменности флора апт-альба известна только по спорово-пыльцевым комплексам, которые выделены и описаны главным образом для нерасчлененных отложений апт-альба. Только вдоль складчатого обрамления в западных и восточных районах удалось описать отдельно комплексы апта и альба (Иванова, Маркова, 1961б). Подробная характеристика комплексов апт-альба имеется в работах тех же авторов, которые указывались выше при описании комплексов неокома.

По сравнению с комплексами неокома в апт-альбе значительно изменяется состав основных компонентов и на смену юрским и раннемеловым формам приходят более молодые виды. В отличие от готерив-баррема почти во всех комплексах отмечается присутствие спор *Sphagnum*. По-прежнему присутствуют плауны, чаще всего род *Selaginella*. Довольно часто фиксируются споры *Dicksonia*, *Alsophila*. Содержание спор *Cibo-*

*tium* и *Coniopteris* заметно уменьшается, но все же эти юрские реликты еще сохраняются в достаточно большом количестве, особенно *Coniopteris*. Заметную роль начинают играть споры Polypodiaceae, среди которых уже часто встречаются однолучевые споры бобовидной формы. Также присутствуют *Adiantum*, *Leptolepia*, *Pteridium*.

Характерными для комплексов апт-альба являются разнообразные *Gleichenia*. Они могут составлять до 30% в составе комплекса.

Очень обширно и разнообразно представлено семейство Schizaeaceae. Споры рода *Lygodium*, среди которых появляются новые формы, очень многообразны по скульптуре своей экзины, но количественно их меньше, чем в готерив-барреме. Становится больше спор родов *Pelletieria* и *Anemia*. Род *Pelletieria* выделяется главным образом по массовому появлению его спор. Что же касается спор рода *Anemia*, то здесь есть характерные для апт-альба виды. Кроме того, продолжают свое существование и все виды этого рода, известные в комплексах неокома. В виде единичных находок (начиная уже с готерив-баррема) встречается *Mohria caffrorites* Mark. Споры рода *Schizaea* встречаются редко. Почти во всех комплексах отмечаются споры семейства Ophioglossaceae и немногочисленные *Osmunda*. Много спор, определяемых по искусственной классификации, среди них есть формы, которые можно считать руководящими для комплексов апт-альба.

Пыльцевая часть комплекса разнообразна. Цикадофиты присутствуют почти везде, но их немного. Пыльца *Ginkgo*, как и пыльца представителей древних хвойных, более многочисленна, но по сравнению с неокомом количество тех и других заметно уменьшается.

Пыльца семейства Pinaceae начинает занимать главенствующее место и может составлять более половины комплекса. Самое высокое содержание принадлежит пыльце рода *Pinus*, второе место принадлежит пыльцевым зернам рода *Picea* и третье — пыльце рода *Cedrus*. Последний в комплексах апт-альба встречается уже в заметном количестве, и состав его довольно разнообразен. Среди пыльцы *Pinus* много зерен, относимых к подроду *Haploxylon*, несколько меньше — подроду *Diploxylon*, есть и ряд других видов, напоминающих современные.

Очень устойчиво присутствует пыльца семейства Podocarpaceae, представленная родами *Podocarpus* и *Dacrydiiumites*. Несколько увеличивается содержание пыльцы *Podozamites*, особенно в комплексах из южной части низменности. Постоянно фиксируется пыльца Taxodiaceae и группа Taxodiaceae + Cupressaceae. Два последних компонента характерны для комплексов апт-альба.

В отложениях апт-альба, чаще в верхних горизонтах, появляется пыльца *Angiospermae*. Количество ее невелико (до 2,5, редко 4%), и флористический состав беден. Обычно это маленькие светлые зерна, трехбороздные, трехпоровые или трехпоровые-трехбороздные, не имеющие точного систематического положения. Иногда их определяют как *Salix*, *Quercites*, *Leguminosae* и др. Но определения эти далеко не всегда убедительны. Несомненно только то, что эта пыльца принадлежит покрытосеменным.

Сравнивая многочисленные спорово-пыльцевые комплексы, описанные из разных частей низменности, отмечаем их значительное сходство на большей части изученной территории. Это, вероятно, связано с почти полным исчезновением влияния аридного пояса и с тем, что почти до конца апта на значительной части территории Западной Сибири устанавливается континентальный режим и только в конце апта — начале альба вновь появляется морской бассейн (Наливкин, 1962).

В составе спорово-пыльцевых комплексов заметны только некоторые изменения, главным образом в количественном содержании спор рода *Gleichenia*. В комплексах из южных частей низменности они составляют до 30%, в центральной части — до 10% (редко больше). В за-

падных районах они также представлены в большом количестве. Но там, где удастся выделить спорово-пыльцевые комплексы отдельно для апта и альба, наиболее высокое содержание спор *Gleichenia* фиксируется в апте, а в альбе их становится меньше. Такое же соотношение наблюдается в комплексах из отложений апта восточного склона Урала (Бойцова, 1964), Южного Казахстана (Фаддеева, 1961), Тургайского прогиба (Болховитина, 1953; Аграновская и др., 1957; Бойцова, Овечкин, 1957; Бойцова, 1964; и др.), Приаралья (Болховитина, 1953, 1958).

В комплексах из нерасчлененных отложений апт-альба центральной части низменности количество спор *Gleichenia* становится меньше, чем в южных и западных районах. По разрезу содержание этих спор обычно бывает примерно одинаковым, что не дает возможности разделить по этому признаку комплексы на аптский и альбский.

В восточной части низменности картина меняется и большое количество спор *Gleichenia* фиксируется в комплексах альба, тогда как в апте их значительно меньше. Именно на основании этого в ряде пунктов Л. Г. Марковой были описаны отдельно комплексы апта и альба. В спорово-пыльцевых комплексах из северных районов Сибири сохраняется эта же закономерность: в апте спор *Gleichenia* мало, в альбе их становится больше.

Увеличение количества *Gleichenia* в спорово-пыльцевых комплексах южной части низменности отмечалось и раньше (Войцель и др., 1961). Эта же закономерность подчеркивается В. А. Вахрамеевым (1964) при характеристике раннемеловых флор Евразии. Он отмечает, что в северной части Западно-Сибирской низменности число спор *Gleichenia* заметно сокращается, особенно ясно это устанавливается для аптского времени.

Распространение рода *Gleichenia* на территории Западной Сибири шло в направлении с запада на восток. Этим и объясняется то, что в западных районах низменности была так широко распространена *Gleichenia* уже с неокома, в южных районах ее становится много в апте, в центральной, восточной и северо-восточной частях наибольшее количество спор *Gleichenia* фиксируется в альбе и, как мы увидим дальше, — в сеномане. Центральная часть низменности представляет, возможно, именно ту часть Сибирской палеофлористической области, где флора носила еще промежуточный характер, соединяя в себе черты более умеренной флоры Сибирской области и флоры Индо-Европейской области. Это хорошо прослеживается и по отпечаткам апт-альбских растений. Как показали проведенные исследования (Тесленко, Маркова, 1962; Киричкова, Тесленко, 1962; Могучева, 1963), в составе флористических ассоциаций, наряду с обычными для Сибирской области *Coniopteris onychioides* Vassil. et K.-M., *Podozamites eichwaldii* Schimp., *P. reinii* Geyl., *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath. и др., отмечаются такие элементы, как *Gleichenia rotula* Heer, *Sagenopteris* и т. д. В северных районах, где длительное время сохранялся теплый влажный климат, флора носила более древний облик.

В распределении покрытосеменных какой-либо закономерности не наблюдается, отмечено, что количество находок этой пыльцы больше в южных и западных районах, меньше в центральной и восточной частях низменности, и она вовсе не фиксируется в арктических районах. Растительность центральной и восточной частей низменности была представлена хвойными лесами (семейства Pinaceae и Podocarpaceae) с подлеском из *Ginkgo*, *Podozamites*, Cupressaceae и немногочисленных Cuscutaceae. Основными лесообразующими породами являлись сосны, ели, кедры. В травяном покрове произрастали различные плауны, папоротники семейств Ophioglossaceae, Osmundaceae, Polypodiaceae. Эти леса занимали обширные прибрежные равнины. В более увлажненных местах встречались заросли папоротников, где росли древовидные тропические

*Alsophila*, *Dicksonia* и изредка реликт юрской флоры — *Coniopteris*. Подлесок составляли папоротники семейства Schizaeaceae и *Gleichenia*. В травяном покрове кроме папоротников встречается мох *Sphagnum*. Около водоемов появились Taxodiaceae (род *Taxodium*), им сопутствуют многочисленные *Gleichenia*, которые могли образовывать чистые заросли на открытых солнечных местах.

Растительность северных районов имела, как указывалось выше, более древний облик. Там росло больше древних хвойных, представительей рода *Ginkgo*, папоротников *Coniopteris*, *Osmunda* и *Todites*.

На юге и в западной части низменности хвойные леса были распространены меньше. Там отмечается больше тропических папоротников, которые представлены родом *Gleichenia* и семейством схизейных. В остальной растительность носила тот же характер, что и на остальной территории Западной Сибири.

### Сеноман

В многочисленных и богатых сеноманских спорово-пыльцевых комплексах чаще преобладает пыльца голосеменных. Споры еще многочисленны и разнообразны, но многие из них принадлежат уже новым видам растений, которые появляются только с сеноманского времени. Устойчиво фиксируются споры сфагнового мха, наибольшее количество которых найдено в комплексах из северных, северо-восточных и северо-западных районов.

Единично встречаются *Lycopodium* и *Selaginella*, еще довольно разнообразные. По сравнению с комплексами апт-альба увеличивается количество спор семейств Ophioglossaceae, Polypodiaceae; последних особенно много в северных и восточных районах низменности. Высокий процент составляют разнообразные *Gleichenia*, их много в северных, северо-западных и восточных районах. Схизейных становится меньше, и представлены они преимущественно новыми видами, среди которых особым разнообразием отличаются споры *Anemia* и в меньшей степени *Pelletieria* и *Lygodium*. Спор последнего рода становится мало. Немногочисленные находки юрских реликтов *Coniopteris*, *Cibotium*, *Osmunda* и некоторых других обычно приурочены к комплексам из северных районов, в южных районах они почти отсутствуют. Единичны споры *Dicksonia*, *Alsophila*. Много спор, определенных по искусственной классификации, среди них есть характерные только для комплексов сеномана. Особенно многочисленна подгруппа *Leiotriletes*.

Господствующими в комплексе являются хвойные, представленные главным образом семейством Pinaceae. Среди родов этого семейства первое место занимают *Pinus* с многочисленными видами, второе — *Cedrus*. Видовое разнообразие и количественное содержание *Cedrus* по сравнению с комплексами апт-альба заметно возрастает. Сравнительно немного пыльцы *Picea*, в единичных зернах отмечаются *Abies* и *Keteleeria*. Среди пыльцы Podocarpaceae, которая присутствует повсеместно, наряду с пыльцой рода *Podocarpus* начинает занимать заметное место и пыльца рода *Dacrydiiumites*. Много пыльцы Taxodiaceae в северных и восточных районах, меньше в центральном и мало в южных районах низменности. Отмечается пыльца семейства Cupressaceae и группы Taxodiaceae + Cupressaceae.

В качестве реликтов юрской флоры остаются редкие Cycadaceae, Ginkgoaceae и *Classopollis*. Особое место в комплексах сеномана занимает пыльца *Angiospermae*, которая появляется, хотя и в небольшом количестве (в среднем 6%), во всех комплексах. Она не играет еще существенной роли в растительных сообществах, но является предвестницей новой кайнофитной флоры, которая стала господствовать со второй половины позднего мела.

По своему составу пыльца покрытосеменных в сеноманских комплексах еще мало разнообразна. Чаще всего это систематически не определенные трехпоровые и трехбороздные пыльцевые зерна. Единично встречается пыльца, отнесенная к Salicaceae, Fagaceae (*Castanea*, *Quercites*), Hamamelidaceae, Menispermaceae, Caprifoliaceae (*Viburnum*), и некоторые другие. Все эти определения, конечно, сделаны с некоторой долей условности. При сравнении количества пыльцы покрытосеменных, которое имеется в комплексах из различных частей низменности, отмечаются следующие закономерности. Бóльшее содержание пыльцы *Angiospermae* фиксируется в комплексах Зауралья, западной, восточной, южной и юго-восточной частей низменности. Меньше покрытосеменных в центральной части и на севере Западной Сибири (Мчедlishvili, 1961a; Бондаренко, 1957; и др.).

Таким образом, совершенно отчетливо проявляется связь древнейших покрытосеменных с повышенными формами рельефа складчатого образования Западно-Сибирской низменности (Тесленко и др., 1966).

Сравнение сеноманских спорово-пыльцевых комплексов между собой свидетельствует об их значительном единообразии. Имеются только некоторые различия в соотношении основных компонентов и количественном содержании пыльцы покрытосеменных в разных частях низменности.

Как отмечалось в начале настоящей главы, причины примерно одновременного распространения в растительном покрове земного шара покрытосеменных растений связываются с изменением газового режима планеты. На примере Западно-Сибирской низменности отчетливо видно, как на фоне мезофитной флоры несколько неожиданно, без каких-либо предпосылок в виде резкого изменения физико-географической среды распространяются древнейшие покрытосеменные. Как показывают расчеты, количество углекислого газа в атмосфере уменьшилось при переходе от раннего к позднему мелу более чем в три раза (Тесленко, 1967a). Это обстоятельство и послужило толчком к бурному распространению высокоорганизованных покрытосеменных растений на месте угасающей флоры мезофита, не приспособившейся к новым условиям.

Итак, с сеномана начинается первая ступень развития кайнофитной полихронной флоры, отличительной особенностью которой является появление *Angiospermae*. В это время аридная зона северного полушария еще больше сокращается, «продолжая протягиваться неширокой полосой через всю Евразию и северную часть Африки» (Вахрамеев, 1966, стр. 14). Вся Западно-Сибирская низменность располагалась в зоне субтропического влажного климата. Влияние аридного пояса уже не ощущалось.

Н. И. Кузнецов (1920) отмечает, что в течение мелового периода сильно развивается современная группа хвойных — сосновые. Причем в особенно большом количестве встречаются сосны, весьма похожие на современные, такие, как *Strobus*, *Pinaster*, и другие, которые появились только в юрском периоде, а развивались в течение всего мелового периода. Палинологические данные полностью подтверждают это положение, отмечая в сеномане расцвет этих групп. Затем они постепенно начнут уступать свое место новому, эволюционно более совершенному типу покрытосеменных растений.

Господствующее положение в сеноманской флоре хвойных растений хорошо прослеживается и по отпечаткам растений. В сеноманском флористическом комплексе, наряду с отпечатками таких реликтовых для позднего мела растений, как *Ginkgo cf. digitata* (Brongn.) Heer, *Sphenobaiera longifolia* (Pom.) Florin, отмечается обилие остатков нескольких видов рода *Sequoia* (в том числе и шишек), *Glyptostrobus groenlandicus* Heer, *Cephalotaxopsis heterophylla* Hollick, *Thuja cretaceae* (Heer) Newb., рода *Pinus*. На этом фоне встречаются отдельные отпечатки листьев покрытосеменных растений родов *Platanus*, *Aralia* (?) и некоторых других.

В сеномане территорию Западной Сибири занимали обширные хвойные леса, где в большом количестве были распространены *Podocarpus*, *Abies*, *Picea*, *Pinus* и *Cedrus*. В подлеске произрастали Cupressaceae, *Dacrydiumites* и редкие Cusadaceae и *Ginkgo*. В сеноманских лесах они составляли значительную часть флоры, что свидетельствует о теплом и влажном климате. В подлеске произрастали древовидные папоротники главным образом семейства Schizaeaceae, хотя количество их заметно сократилось по сравнению с растительностью апт-альба. Появились и первые покрытосеменные. Они, вероятно, занимали более открытые солнечные места. По берегам рек встречались таксодиевые леса и заросли папоротника *Gleichenia*. Травяной покров составляли папоротники семейства Polypodiaceae, плауны и сфагновый мох.

## Турон

Обширные палинологические материалы (Широкова, 1960; Мчедлишвили, 1961б; Кара-Мурза, 1958; Бондаренко, 1957; Скуратенко, 1966) дают возможность охарактеризовать флору и растительность этого века и рассмотреть ее в эволюционном развитии, в сравнении с более древними флорами. В отличие от комплексов сеномана, в туроне уже более широко представлена пыльца покрытосеменных и состав ее более разнообразен. В этом главное отличие этих комплексов.

По составу и процентным соотношениям основных компонентов А. В. Скуратенко (1966) выделяет на территории Западно-Сибирской низменности три спорово-пыльцевых комплекса.

Первый из них приурочен к центральной части низменности. Он характеризуется преобладанием пыльцы голосеменных растений, среди которых большое место занимают Taxodiaceae и Pinaceae. В состав последних входят *Picea*, *Pinus*, *Cedrus*. Семейство Podocarpaceae (роды *Podocarpus* и *Dacrydiumites*) очень немногочисленно. Споры представлены семейством Schizaeaceae, *Gleichenia* и в большей степени Polypodiaceae. Встречается *Cyathea*. Еще довольно часто фиксируется *Coniopteris*. Немного плаунов и *Sphagnum*. Из спор, определенных по искусственной классификации, в комплексе есть характерные для турона формы подгруппы *Stenozonotriletes* и формального рода *Cingulatisporites*.

Пыльца покрытосеменных может составлять до  $\frac{1}{3}$  комплекса. Среди этих пыльцевых зерен определены Salicaceae, Juglandaceae (*Juglans*), Betulaceae (*Carpinus*), Aceraceae, Rosaceae, Myricaceae, Fagaceae (*Castanea*, *Quercites*), Menispermaceae (*Menispermum*). Единично отмечаются Laranthaceae (*Elytranthe striatus* Couper) и *Azonia fabacea* Sam. Пыльца, генетически не определяемая, присутствует в небольшом количестве (*Gothanipollis*).

Второй комплекс описан из восточной части Западно-Сибирской низменности. В нем высоко процентное содержание разнообразных спор Schizaeaceae, особенно родов *Anemia* и в меньшей степени *Pelletieria* и *Lygodium*<sup>1</sup>. Споры Polypodiaceae, Gleicheniaceae и Ophioglossaceae отмечаются примерно в равных количествах. Устойчиво фиксируются споры *Cyathea*. Еще много спор реликтов юрской флоры *Coniopteris*, меньше — *Dicksonia*, *Cibotium*, *Osmunda*. Много спор *Chomotriletes*, *Stenozonotriletes*, *Cingulatisporites*. Состав голосеменных и покрытосеменных таков же, как и в первом комплексе, но по количеству тех и других меньше.

Третий комплекс выделен на северо-востоке низменности. Он отличается самым малым количеством пыльцы покрытосеменных. Основной фон составляют голосеменные, главным образом хвойные. Среди спор в этом комплексе по сравнению с вышеописанными больше *Sphagnum*, Polypodiaceae, *Gleichenia*. Присутствуют крупные споры *Balmeisporites*,

<sup>1</sup> Многие виды *Anemia* встречаются только в этих комплексах.

принадлежащие, вероятно, водным папоротникам, а также водоросли семейства Dinoflagellatae (*Leiosphaera scrobiculata* Cook et Dett.). Здесь определены хвойные того же состава, что и в первом комплексе, но отмечено несколько меньше количество пыльцы Taxodiaceae и больше *Dacrydioidites*. Среди покрытосеменных, кроме форм, отмеченных выше, фиксируются, хотя и в виде единичных находок, пыльцевые зерна *Beauveraeidites*, группа *Triprojectacites* (*Aquilapollenites*, *Mancicorpus*), *Azonia jabacea* Sam., *Wodehouseia vera* Sam. Количество *Gothanipollis* здесь больше.

Во всех трех комплексах отмечается характерная для турона и сенона так называемая *Schizaea dorogensis* (R. Pot.) Chlon. В. А. Вахрамеев (1966) отмечает, что такое определение было ошибочным и по ряду общих черт эта форма, вероятно, принадлежит к какому-то вымершему роду из семейства Ephemeraeae и свойственна засушливым районам, так как в изобилии фиксируется в комплексах из верхнемеловых отложений Средней Азии и примыкающей части Казахстана. В западно-сибирских комплексах она тяготеет к восточной и южной частям низменности.

Кроме того, комплексы турона, отличные от вышеописанных, известны из туронских отложений Урала (Аграновская и др., 1957; Мчедлишвили, 1961б; Покровская, 1966). Для них характерно высокое содержание пыльцы покрытосеменных и, что особенно важно, пыльцы стеммы *Normapollis* (*Extratripopollenites*). В комплексе много пыльцы Pinaceae рода *Cedrus*. В северных районах низменности (Бондаренко, 1957) отмечается значительное количество спор *Gleichenia* и пыльцы Taxodiaceae. Покрытосеменных меньше, чем во всех других комплексах, их систематический состав сходен с таковым из второго комплекса, описанного А. В. Скуратенко (1966).

Комплексы из южной части низменности описаны Э. А. Копытовой и др. (1960). Там несколько иной состав пыльцы покрытосеменных как в количественном, так и в качественном отношении. В споровом спектре главное значение имеют споры *Gleichenia*, Schizaeaceae, довольно много Polypodiaceae. Хвойных немного, они представлены семействами Pinaceae (*Pinus*, *Cedrus* и др.) и в меньшем количестве — Taxodiaceae (*Taxodium*, *Sequoia*). Очень много покрытосеменных. Среди пыльцевых зерен отмечаются в виде единичных находок тропические Palmae, *Magnolia*, Myrtaceae, Oleaceae, Moraceae; субтропические — Myricaceae, *Rhus*, *Ilex*, *Liquidambar* и др. Много пыльцы *Castanea* и *Castaneites*, появляется пыльца стеммы *Normapollis*.

В туроне Западно-Сибирская низменность, как и в сеномане, по-прежнему располагалась в зоне субтропического влажного климата.

И. М. Покровская (1966) предлагает выделить для позднемеловой эпохи (турон-сенон) в северном полушарии три палеофлористические области: Еврамерийскую, Сибирскую и Тихоокеанскую.

В состав Еврамерийской области включены восточная половина Северной Америки, вся Европа, Урал, западная половина Западно-Сибирской низменности (примерно до 80—82° в. д., меридиан долины р. Таз) и западная половина Тургайского прогиба. К Сибирской палеофлористической области принадлежат Приенисейская часть Западно-Сибирской низменности, Средняя и Восточная Сибирь. Тихоокеанская палеофлористическая область простирается на весь Северо-Восток СССР, Дальний Восток СССР и Притихоокеанские районы Северной Америки.

Следует отметить, что граница Еврамерийской и Сибирской областей, которая проходит меридионально на территории низменности, вероятно, является только чисто флористической, отражая растительные ассоциации, не связанные, по-видимому, с климатической зональностью. Может быть, обе эти флористические области правильнее рассматривать в качестве провинций одной палеофлористической Евро-Азиатской области,

в понимании Е. Д. Заклинской (1963). Эта область располагалась во внетропической зоне северного полушария.

На основании имеющихся в нашем распоряжении данных мы считаем, что в туроне к Еврамерийской области нужно относить западную часть Западно-Сибирской низменности, ограниченную с востока не меридианом р. Таз, а примерно меридиональным отрезком р. Оби (65° в. д.) и далее по р. Иртышу (около 70° в. д.). Такой четкой границы в сеномане еще не наблюдается. Изучение же состава туронских спорово-пыльцевых комплексов указывает на возможность подобного палеофлористического районирования.

В западной части низменности, которая относится к Еврамерийской области, наряду с хвойными лесами из сосны, кедра, кетеелерии, пихты и ногоплодниковых, начинали появляться леса смешанного типа. В них произрастали платаны, дубы, каштаны и некоторые субтропические деревья и кустарники. Много неопределенных растений, продуцирующих пыльцу типа *Extratropipollenites*.

В центральной части низменности еще много хвойных лесов, в которых кроме *Pinus* росли кедры, ногоплодниковые (*Podocarpus* и *Dacrydiu-mites*). Появились смешанные широколиственно-хвойные леса. В них, наряду с хвойными, достигали пышного развития дубы, каштаны, клены, мирики, обычный спутник широколиственных лесов — граб. Отмечаются единичные тропические протейные, которые, вероятно, росли ближе к морскому бассейну. Там же произрастали многочисленные таксодиевые. Кое-где в увлажненных пониженных местах оставались отдельные заросли реликтовых юрских и меловых папоротников, но количество их заметно сократилось.

Флора более древнего облика сохранялась в северных и северо-восточных районах низменности. Растительность здесь была представлена хвойными лесами, в которых главное место занимали представители рода *Pinus* (*Pinus* subgen. *Haploxyylon*, *P.* subgen. *Diploxyylon*, *P.* sect. *Strobus*, *P. aralica* Volch. и др.). Роды *Cedrus* и *Picea* встречались в меньших количествах, как и *Podocarpus*. В подлеске произрастали *Dacrydiu-mites*, многочисленные *Cupressaceae*, *Ginkgo*, папоротники — *Coniopteris*, *Dicksonia* и др.

Сильно увлажненные прибрежные пространства занимали *Taxodiaceae* и заросли папоротника *Gleichenia*. Покрытосеменные выступали только в виде примеси на опушках лесов, на более открытых местах. Это первые дубы, клены, каштаны, грабы и др. В восточной части низменности сохранялись еще леса из тропических папоротников, среди которых много *Schizaeaceae* (особенно роды *Anemia* и *Pelletieria*), встречались *Gleichenia*, еще многочислен реликт юрской флоры *Coniopteris*. Древостой составляли древовидные *Dicksonia*, *Cyathea*, *Cibotium*, *Matoniaceae*. Много представителей семейства *Polypodiaceae*, некоторые из них не только образовывали травяной покров, но поселялись на деревьях и свисали оттуда в виде своеобразных эпифитов.

Хвойные леса имели тот же состав, что и на северо-востоке низменности. Покрытосеменные чаще встречались в виде примеси в хвойных лесах. Кое-где, возможно, начинали появляться хвойно-лиственные леса. На это указывают исследования, проведенные по отпечаткам листьев. Как считает Т. Н. Байковская (1956), наибольшего развития в туронских хвойно-широколиственных лесах достиг род *Platanus*. Вместе с ним произрастали и другие широколиственные растения: *Trochodendroides elliptica* Newb., *Acer arcticum* Heer, *Aralia tschulymensis* Heer и т. д.

На юго-западе низменности, относящемся к Еврамерийской палеофлористической области, растительность была представлена смешанными и широколиственными лесами, где в качестве лесообразующих пород росли ореховые, каштаны, дубы, платаны, встречались вечнозеленые тропические магнолии, средиземноморские ниссы, ликвидамбары, падубы,

мелколистные грабы, ольха. На этой части территории растительность была совершенно отличной от той, которая произрастала на всей остальной части Западно-Сибирской низменности.

### Сенон (коньяк, сантон, кампан)

Спорово-пыльцевые комплексы, характеризующие отложения сенона, описаны из разных частей низменности. Они довольно значительно отличаются друг от друга в зависимости от их местоположения и условий осадконакопления (Самойлович, 1961а). Во всех комплексах преобладает пыльца хвойных или покрытосеменных. Папоротниковидные растения, спор которых по количеству немного, представлены теми же родами, что и в туроне. Но в процессе эволюции и становления новой кайнофитной флоры они постепенно утрачивают свое значение и остаются только как единичные реликты юрской и раннемеловой флор. Значительно содержание спор более молодых представителей *Sphagnum*, *Orphoglossaceae*, *Polypodiaceae*. Довольно много *Gleichenia* и спор, определенных по искусственной классификации. Хвойные представлены пыльцой *Pinaceae*, среди которой, как и в туроне, следует отметить род *Cedrus*. Много пыльцы *Pinus* как подрода *Haploxyton*, так и *Diploxyton*. Становится меньше пыльцы рода *Podocarpus*, но увеличивается содержание *Dacrydiumites*. К последнему относятся пыльцевые зерна, похожие на пыльцу современных родов *Dacrydium* и *Phyllocladus*. Среди многочисленной пыльцы *Taxodiaceae* отмечаются *Taxodium* и очень редко *Sequoia*. Пыльца *Cupressaceae* фиксируется в значительном количестве. Очень характерно присутствие проблематичной формы *Schizaea dorogensis* (R. Pot.) Chlop. О ней уже было сказано выше.

Разнообразны и многочисленные покрытосеменные, особенно в южной части низменности. Среди них устойчиво развиты представители широколиственной теплолюбивой флоры семейств *Juglandaceae*, *Fagaceae*, *Ulmaceae*, *Asteraceae*; тропические — *Lauraceae*, *Proteaceae*, *Santalaceae*, *Myrtales*; субтропические и средиземноморские *Myricaceae*, *Namamelidaceae*, *Nyssaceae*, *Aquifoliaceae*, *Anacardiaceae*, *Agaliaceae* и некоторые другие. Среди них есть представители вечнозеленой флоры, есть деревья и кустарники. Много проблематичной пыльцы, относящейся к искусственным группам *Extratropipollenites*, *Mancicarpus*, *Aquilapollenites* и др.

Граница Сибирской и Евразийской областей, намеченная в туроне, вероятно, изменений не претерпела, но при характеристике растительности в пределах Сибирской области мы отмечаем некоторые различия, которые позволяют выделять более мелкие палеобиогеографические единицы — палеофлористические районы.

Наименее разнообразна растительность северо-западной части низменности, которая существовала, вероятно, вблизи морского бассейна. В прибрежно-водной полосе флора была представлена водорослями из семейств *Dinoflagellatae* и *Hystrichosphaeridae*. На суше вблизи побережья встречались немногочисленные папоротники *Gleichenia* и *Polypodiaceae*, хвощи и сфагновые мхи.

Кое-где росли голосеменные (*Pinaceae* и *Taxodiaceae*), но количество их было невелико. Покрытосеменные были представлены главным образом растениями, продуцирующими пыльцу типа *Extratropipollenites*, их систематическое положение и экология остаются пока неизвестными (Самойлович, 1961а).

Примерно такая же растительность была развита и в северных районах Сибири (Обская губа) (Бондаренко, 1961). Климат в этих частях низменности был теплый и достаточно влажный.

Вся описанная выше территория составляет отдельный палеофлористический район.

Центральная часть низменности принадлежит уже к иному району с более богатой и разнообразной растительностью. В смешанных широколиственных лесах пышного развития достигали дубы, каштаны, ореховые, клены, мирики, падубы, вечнозеленые миртовые, тропические протейные, санталовые, омеловые. На берегах водоемов произрастали ивы, ольха. Более увлажненные пространства занимали таксодиевые и некоторые реликтовые папоротники.

В этой части низменности особенно много растений, относящихся к формальной группе *Gothanipollis*, встречались *Mancicorpus*, *Aquilapollenites* и другие растения из формальной подгруппы *Triprojectacites*. Представители стеммы *Normapolles* единичны. Этот район мы будем называть Приобским.

На востоке и северо-востоке низменности продолжала существовать более древняя флора. Часть растительности еще представлена хвойными лесами с большим количеством *Cedrus*, *Pinus* (*P. sect. Strobus*, *P. subgen. Haploxyton*, *P. subgen. Diploxyton*), меньше *Podocarpus*. Подлесок составляли *Dacrydiumites*, папоротники семейства *Schizaeaceae* и *Gleichenia*. В смешанных лесах произрастали все те же представители широколиственной, субтропической и тропической флор, что и в Приобском районе. Восточная часть низменности выделяется как Чулымо-Енисейский район, а северо-восточная — как Приенисейский район (Григорьева, 1968). Они отличаются тем, что в Приенисейском районе покрытосеменных меньше и их разнообразие не столь значительно, как в Чулымо-Енисейском районе; здесь встречается еще значительное количество *Gleichenia* и *Taxodiaceae*.

В западной части низменности много пыльцы покрытосеменных, но систематическое положение ее неопределенное (группа *Extratripopolenites*). Еще много реликтов раннемелового времени — папоротников, которые могли образовывать заросли в более пониженных частях рельефа. Это древовидные тропические *Cyatheaceae*, *Dicksoniaceae* (*Dicksonia*, *Cibotium*), лианы — *Gleichenia* и *Lygodium*. Представители голосеменных почти отсутствуют (Самойлович, 1961а).

На юге низменности продолжали, как и в туроне, господствовать широколиственные и смешанные леса с большим количеством тропических и субтропических покрытосеменных растений.

### Маастрихт-датское время

Спорово-пыльцевые комплексы маастрихта и маастрихт-датского времени Западной Сибири описаны многими авторами: Н. М. Бондаренко (1957, 1961); Е. Д. Заклинской (1960, 1963); А. Ф. Хлоновой (1961); С. Р. Самойлович (1961б); Н. Д. Мchedlishvili (1961в). Подробное описание комплексов маастрихта, выделенных из морских, прибрежно-морских и континентальных осадков, приводится К. Н. Григорьевой (1968).

Все маастрихтские комплексы в общем однотипны. В них очень мало спор. Пыльца голосеменных составляет не больше  $\frac{1}{3}$  комплекса, и чаще всего доминирует пыльца покрытосеменных растений. Споровая часть спектра представлена спорами мхов *Sphagnum*, плаунов *Selaginella* и *Lycopodium* со своеобразными позднемеловыми видами. Наибольшее количество спор принадлежит папоротникам семейства *Polypodiaceae* (*Dryopteris*, *Polypodium*, *Nephrolepis* и др.). Немногочисленны, но постоянно присутствуют споры *Gleichenia* и *Schizaeaceae* (главным образом род *Schizaea*). Единично отмечаются споры древовидных папоротников *Cyatheaceae* и *Dicksoniaceae*. Во всех комплексах, кроме комплексов из восточной части низменности, встречаются микрофитопланктонные формы, иногда очень многочисленные. Они относятся в основном к *Dinoflagellatae* и *Hystrichosphaeridae*. Пыльца голосеменных, как и споры, играет второстепенную роль. Она принадлежит к семействам *Pinaceae*.

Taxodiaceae, тем же родам, что и в сеноне, но процентное содержание ее становится меньше. Единично встречаются *Ginkgo*, Aгаucariaceae, *Podocarpus*, чаще других — *Dacrydiumites*. Фиксируются пыльцевые зерна *Ephedra*.

Пыльца покрытосеменных растений многочисленна и разнообразна. В ее составе много форм неопределенной систематической принадлежности, которые, однако, являются характерными для флоры именно этого времени. Они начинают свое существование с турона, расцвет их наблюдается в маастрихте, некоторые из них сохраняются в палеоцене и затем совершенно исчезают. Аналоги их в современной флоре пока не найдены. К такой пыльце относится надгруппа *Triprojectacites* Mch., *Krystofoviacites* Sam., группа *Psilatirporites* Van der Hammen, стемма *Normapolles* Pflug. Все эти формы наиболее характерны для комплексов из маастрихт-датских отложений. Кроме того, присутствует пыльца тропических и субтропических растений Myricaceae, Moraceae, Proteaceae, Loranthaceae, Menispermaceae, Hamamelidaceae, Myrtaceae, Oleaceae, Sapindaceae, Symplocaceae. Широколиственные теплолюбивые растения представлены пыльцой Fagaceae (*Quercites*, реже *Castanea*, *Castanopsis*), Juglandaceae (*Juglans*, *Engelhardtia*, *Pterocarya*), Platanaceae, Aceraceae, Ulmaceae. Наконец, присутствует пыльца листопадных пород умеренного климата: Salicaceae, Betulaceae (*Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Carpinus*). Это наиболее малочисленная группа, но в виде единичных находок она фиксируется почти повсеместно.

Кроме того, отмечается пыльца Liliaceae, Rosaceae, Euphorbiaceae, Saprifoliaceae (*Viburnum*), Ericaceae и некоторые другие.

Однотипность спорово-пыльцевых комплексов свидетельствует об их принадлежности к единой Сибирской палеофлористической области. Но определенная специфичность состава основных компонентов комплексов, описанных из различных районов низменности, позволила К. Н. Григорьевой (1968) выделить на территории Западно-Сибирской низменности следующие палеофлористические районы: Тазовский, Приенисейский, Чулымо-Енисейский и Центральню-Приобский (К. Н. Григорьевой, 1968, последний район именуется Приобским).

В Тазовском районе, вероятно, произрастали смешанные леса, где, наряду с хвойными (*Pinus*, *Cedrus*, *Dacrydiumites*), все больше и больше распространялись широколиственные и субтропические покрытосеменные растения, в составе которых в небольшом количестве присутствуют все вышесказанные при описании комплекса семейства и роды. Характерно наличие растений из стеммы *Normapolles* и надгруппы *Triprojectacites*. На более увлажненных местах встречались таксонидные леса. В понижениях сохранялись единичные реликтовые формы — юрские и раннемеловые папоротники, много *Sphagnum* и представителей семейства Polypodiaceae. В прибрежно-водной полосе флора была представлена многочисленными формами из семейств Dinoflagellatae и Hystrichosphaerae. Подобная растительность была характерна и для района Обской губы (Бондаренко, 1961).

В Приенисейском районе флора носила наиболее древний облик. Там еще много папоротников *Gleichenia* и Schizaeaceae, много представителей микрофитопланктона, которые составляли флору прибрежно-морской полосы. Среди покрытосеменных в лесах смешанного типа характерно большое количество растений надгруппы *Triprojectacites*.

Богатой и разнообразной была растительность Чулымо-Енисейского района. Помимо спор и пыльцы в отложениях найдены отпечатки листьев родов *Trochodendroides*, *Protophyllum*, *Credneria*, *Viburnum*, *Vitis*, *Cissus* и др. (Байковская, 1956). Эти данные позволяют предположить развитие широколиственных платаново-троходендроновых лесов с примесью субтропических дубов и тропических протейных и омеловых (род *Loranthus*). Местами встречались смешанные леса, где среди широколиствен-

ных пород произрастали *Sequoia* и *Pinus*. Подлесок составляли *Zizyphus*, *Viburnum*, *Prunus*, лианы *Vitis* и *Cissus* и другие растения.

В Центрально-Приобском районе преобладали широколиственные леса. Наряду с дубами, каштанами, орехами, вязами, произрастали платановые, миртовые. В подлеске встречались тропические молочайные, вьющиеся деревянистые Loganiaceae, протейные. Берега рек были покрыты зарослями ивы и ольхи. В смешанных лесах сосны, кедры и ели произрастали уже в виде примеси, как и представители Taxodiaceae. Прибрежно-водная флора была представлена многочисленными водорослями из семейств Dinoflagellatae и Hystrichosphaeridae. Растительность южной части низменности (Копытова и др., 1960) очень напоминала описанную выше из Центрально-Приобского палеофлористического района. Поэтому на ее характеристике мы не останавливаемся.

Различия в растительности южной части и остальной территории Западно-Сибирской низменности, отмечавшиеся нами в течение всего позднего мела, постепенно сглаживаются, и, очевидно, в маастрихт-датское время вся территория Западной Сибири стала принадлежать к Сибирской палеофлористической области.

Кайнофитная флора полностью вытесняет мезофитную, и ее растительные ассоциации представлены в это время почти целиком покрытосеменными растениями. Хвойные, папоротниковые и таксодиевые леса раннего мела и сеномана, хвойные и смешанные леса турона сменяются в сеноманское и маастрихт-датское время широколиственными субтропическими лесами с пышной растительностью, включающей и элементы тропических флор. В это время идет усиленное видообразование, появляются все новые и новые формы, которые фиксируются на территории Западной Сибири. Наряду с представителями семейств Juglandaceae, Fagaceae, Myricaceae, Ulmaceae, Moraceae, Magnoliaceae, Platanaceae, Hamamelidaceae, Leguminosae, Myrtaceae, Aceraceae, Araliaceae, Caprifoliaceae (*Viburnum*), имеются немногочисленные Salicaceae и Betulaceae, которые дошли и до наших дней.

В это же время отмечаются многочисленные растения, получившие расцвет только в позднем мелу и вымирающие уже с палеоцена.

Очевидно, были какие-то особо благоприятные условия, в которых могли существовать эти растения, продуцирующие пыльцу типа *Normapolles*, *Triprojectacites* и некоторые другие.

Сохранившиеся хвойные не играют ведущей роли, а юрские и меловые папоротники, которые еще существовали в некоторых районах, стали уже реликтовыми формами, приспособившимися к новым условиям местобитания.

Климат этого времени — субтропический, гумидный, несколько более умеренный в северных, северо-западных и северо-восточных районах.

## Палеоген

Спорово-пыльцевые комплексы палеогена были объектом изучения многих исследователей (Панова, 1967; Бойцова, 1960; Заклинская, 1953, 1958а, б, 1962, 1963; Копытова и др., 1960; Кондинская, 1962; Самойлович, 1961в; Вакуленко, 1961; Ильенко, 1968).

Спорово-пыльцевые комплексы палеоцена из различных частей низменности оказываются очень сходными между собой и свидетельствуют о том, что в растительном покрове не было резкой дифференциации. В пределах северного полушария А. Н. Криштофович (1955) в этот период выделял только одну ботанико-географическую (палеофлористическую) область, учитывая ее флористическое единство и различия главным образом экологического порядка. Он подразделял эту область на две провинции: северную — Гренландскую — и южную — Гелинденскую.

Первая соответствует умеренной зоне северного полушария, вторая — тропической зоне.

Весь описываемый нами район входит в состав северной — Гренландской — провинции<sup>1</sup>. В спорово-пыльцевых комплексах палеоцена встречаются те же компоненты, что и в комплексах позднего мела. Но соотношения их и видовой состав становятся совершенно иными.

Многие доминанты поздне меловой флоры фиксируются в палеоцене уже как реликты и уступают свое место тем родам и семействам, которые в комплексах позднего мела отмечались только в виде единичных находок.

Чаще всего встречаются спорово-пыльцевые комплексы верхней части палеоцена, но в северной и южной частях низменности Л. Л. Ильенко (1968) был описан и более древний комплекс, который приурочен к отложениям нижнего палеоцена. Для него характерно большое количество пыльцы покрытосеменных из стеммы *Normapolles*. Присутствуют в незначительном количестве широколиственные теплолюбивые, а также тропические и субтропические семейства и роды: *Myrica*, *Juglans*, *Carya*, *Quercus*, *Santalaceae*, *Oleaceae*, *Platanus*. Много голосеменных, представленных пыльцой *Pinaceae*, которая доминирует в южном комплексе, или *Taxodiaceae*, встречающейся в большом количестве на севере. Из меловых и юрских реликтов отмечаются *Ginkgo*, *Dacrydiumites*, *Cedrus*.

Споры особого значения не имеют, но среди них интересны находки неокомских форм *Pelletieria*, *Anemia*, *Lygodium*, *Osmunda*, *Gleichenia*.

В северном комплексе много спор *Sphagnum*, на юге они отсутствуют. В западной части низменности, вдоль восточного склона Северного и Среднего Урала, также выделены нижний и верхний палеоценовые комплексы (Аграновская и др., 1960; Самойлович, 1961в). Спорово-пыльцевой комплекс нижнего палеоцена сходен с описанным выше. Здесь больше пыльцы стеммы *Normapolles*, которая может составлять до 75% спектра. Среди голосеменных много *Pinaceae*, главным образом *Pinus*, пыльцы *Taxodiaceae* немного. В споровом спектре встречаются споры юрских и меловых папоротников семейства *Schizaeaceae*, родов *Gleichenia*, *Coniopteris*, *Osmunda*, довольно много спор *Polypodiaceae*, незначительно содержание *Sphagnum*. Встречаются микроритопланктонные формы. Таким образом, комплексы нижнего палеоцена из разных частей низменности весьма сходны между собой.

В верхнем палеоцене содержание спор резко сокращается, что особенно хорошо заметно в комплексах из южной части низменности. Среди голосеменных встречается довольно много пыльцы семейства *Pinaceae* (*Picea*, *Cedrus*, *Pinus*, *Keteleeria*), немногочисленны *Podocarpus*, *Dacrydiumites*. Во всех комплексах фиксируется значительное количество пыльцы семейства *Taxodiaceae*, она может даже доминировать. Содержание пыльцы стеммы *Normapolles* резко уменьшается, хотя ее видовой состав остается неизменным.

Главная роль в этих комплексах принадлежит пыльце покрытосеменных. Она представлена группой широколиственных теплолюбивых пород: *Juglandaceae*, *Quercus*, *Castanea*, *Camptonia*, *Ulmus*, *Planera*, *Tilia*, субтропическими представителями родов *Myrica*, *Nothofagus*, *Rhus*, *Platanus*, *Ilex*, *Euonymus*, тропическими *Myrtaceae*, *Hamamelidaceae*, *Moraceae*, *Santalaceae*, *Oleaceae* (*Anacolisidites insignis* Sam.), *Menispermaceae*, *Loranthaceae* (*Elytranthe striatus* Couper), *Malpighiaceae*, *Euphorbiaceae*, *Rubiaceae*. Везде отмечается пыльца, напоминающая *Quercus* и *Castanea* и появляющаяся в больших количествах в комплексах эоцена. Встречается пыльца, принадлежащая к формальным родам, систематическое положение которой остается пока неясным, относящаяся к стемме *Norma-*

<sup>1</sup> Гренландская провинция, по А. Л. Тахтаджяну (1966), соответствует палеоценовой бореальной области и преобразуется из поздне меловой бореальной области.

*polles* (об этом уже упоминалось выше), надгруппе *Triplicates*, роду *Gothanipollis*, надгруппе *Kryshthofoviacites* и др. В распределении пыльцы этих искусственных групп существует некоторая закономерность, сохраняющаяся с маастрихта. Так, для маастрихта западной и южной частей низменности характерна пыльца стеммы *Normapolles*, а в палеоцене она встречается в большом количестве и в северных районах. Пыльца надгрупп *Triplicates* и *Kryshthofoviacites* совершенно отсутствует в комплексах из южной и западной частей низменности и встречается в комплексах центральной и северной частей.

Палеоценовая растительность была почти целиком листопадной (Криштофович, 1957). В лесах смешанного типа росли дубы, платаны, вязы, ореховые, мирки. Здесь же встречались *Taxodiaceae* (*Taxodium*, *Sequoia*), представители семейства *Pinaceae*, *Podocarpus*. В подлеске росли реликты меловой флоры *Dacrydiumites* и древовидные папоротники. Часть растений палеоцена была неизвестной систематической принадлежности.

Ближе к эоцену характер растительности начал меняться. В смешанных лесах увеличилось количество и разнообразие тропических и субтропических элементов. В подлеске появились *Myrtaceae*, *Moraceae*, *Santalaceae*, *Euphorbiaceae*, *Hamamelidaceae* и паразитирующие на деревьях представители семейства *Loganiaceae*. Изредка встречались *Pinaceae*. Более влажные места были заняты таксодиевыми лесами, где в подлеске еще встречались папоротники — реликты юры и мела, а травяной покров составляли *Sphagnum* и папоротники семейства *Polypodiaceae*. Как свидетельствует эволюция флоры в течение палеоцена, климат был субтропическим и достаточно влажным.

В этот период закончили свое существование многие типичные представители полихронной мезофитной флоры и только единичные формы сохраняются во флорах эоцена и олигоцена. Палеоценовая флора, несомненно, носит переходный характер и является связующим звеном между формами позднего мела и палеогена. В ней встречаются древние представители юры, неокома и позднего мела и вновь возникшие и находящиеся в расцвете семейства, роды и виды кайнофитной флоры. Многие из них, начав свое существование в позднем мелу, оказываются недолговечными и, присутствуя во флоре палеоцена, в дальнейшем уступают свое место более стойким и жизнеспособным формам.

Спорово-пыльцевые комплексы эоцена характеризуются доминирующим положением в спектре пыльцевых зерен покрытосеменных растений. Среди них многочисленна пыльца неустановленной систематической принадлежности, определяемая как *Tricolporopollenites* и *Triatriporopollenites*. В значительных количествах отмечается пыльца тропических и субтропических растений, в том числе *Palmae*, *Myrtaceae*, *Myricaceae*, *Moraceae*, *Liquidambar*, *Cyclocarya*, *Platycarya*, *Magnolia*, *Ilex*, *Nissa*, *Oleaceae*, *Rhus*, *Sapindus*, *Ranunculaceae* и др. Но уже в эоцене фиксируется пыльца и более умеренных элементов — представителей широколиственной тургайской флоры: *Fagaceae*, *Asteraceae*, *Tilia*, *Ulmaceae*, а также *Betulaceae* (*Alnus* sp., *Betula* sp.). Разнообразна по своему систематическому составу, но немногочисленна в количественном отношении пыльца стеммы *Normapolles*. Пыльца голосеменных растений (семейства *Pinaceae* и *Taxodiaceae*), равно как и споры (*Sphagnum*, *Lycopodiaceae*, *Polypodiaceae*, *Osmunda*), играет в спектрах резко подчиненную роль.

Уже к концу эоценовой эпохи отмечается несколько большее развитие элементов тургайской флоры и хвойных семейства *Pinaceae* (*Pinus* subgen. *Haploxyton* и *P.* subgen. *Diploxyton*). Особенно отчетливо этот процесс зафиксирован в спорово-пыльцевых спектрах из отложений нижнего олигоцена. В составе раннеолигоценовой флоры уже весьма ощутимым было присутствие представителей тургайской флоры семейства *Juglandaceae* (роды *Juglans*, *Pterocarya*), *Tiliaceae*, *Ulmaceae*, *Fagaceae*

(особое развитие родов *Quercus* и *Castanea*). Несколько увеличилось и количество хвойных (семейства *Pinaceae* и *Taxodiaceae*). Отмечено появление пыльцы рода *Tsuga*. Все это, наряду с исчезновением из спектров пыльцы *Palmae* и резким сокращением количества пыльцы других тропических и субтропических растений, указывает, по-видимому, на определенное похолодание, вызвавшее соответствующие изменения во флоре. И только в самых южных районах Западно-Сибирской низменности и в Тургайском прогибе это похолодание почти не сказалось, на что указывает присутствие в спорово-пыльцевых спектрах из нижнего олигоцена указанных районов большого количества пыльцы тропических и субтропических растений. В этих же комплексах присутствует пыльца хвойных рода *Ephedra*.

Споры играют в спектрах подчиненную роль и принадлежат *Sphagnum*, *Lycopodiaceae*, *Osmunda*, *Polypodiaceae*. Местами отмечается присутствие водных папоротников *Hydropteris* и *Azolla*.

На этом мы заканчиваем рассмотрение истории развития флоры Западной Сибири от юрского периода до раннего олигоцена. Растительный мир изученного региона за этот отрезок геологического времени прошел путь эволюции от расцвета мезофитной флоры к ее угасанию, от начала развития покрытосеменных растений к их господству, являясь отражением различных процессов изменений физико-географической среды, и в первую очередь ландшафтов. Это позволяет при реконструкции палеоландшафтов, опираясь на данные истории развития флоры, воссоздавать, хотя и в общих чертах, один из важнейших компонентов древних ландшафтов — растительный покров.

## МЕТОДИКА И ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОЛАНДШАФТНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Под ландшафтами понимаются достаточно крупные участки земной поверхности, в пределах которых природные условия в общем довольно однородны, образуя единое гармоническое целое, и отличаются от соседних районов. Ландшафт, как известно, включает в себя следующие основные элементы: геологическое строение, рельеф, климат, воды, почвы, органический мир и результаты деятельности человека. Эти элементы, исключая последний, характеризуют как современные физико-географические условия отдельных частей поверхности Земли, так и ландшафты прошлых геологических эпох.

Большинство исследований в области ландшафтоведения проводилось применительно к современным ландшафтам. Древние ландшафты изучались весьма схематично. Основное внимание при этом было уделено так называемым красноцветным ландшафтам (Попов, 1954—1955; Рухин, 1957; Пустовалов, 1940). Описание отдельных типов ландшафтов по периодам в геологической истории Земли мы встречаем также в трудах А. И. Перельмана (1961) и Л. Б. Рухина (1959). Для Западной Сибири отдельные элементы ландшафтной обстановки (рельеф, коры выветривания) в мезозое и кайнозое были впервые показаны Т. И. Гуровой и В. П. Казариновым (1962) на литолого-фациальных схемах Западно-Сибирской низменности. Древние климаты Евразии весьма обстоятельно рассмотрены в труде В. М. Сеницына, опубликованном в 1965, 1966 гг.

Впрочем, воссоздание тех или иных особенностей физико-географической обстановки геологического прошлого является задачей любых палеогеографических построений. Однако восстановление древних ландшафтов представляет собой более высокую ступень исследования, требует вовлечения в анализ значительно более разнообразной информации и решения более широкого круга вопросов. Разработка методики такого рода исследования является важнейшей задачей палеоландшафтоведения.

Каждый из определяющих элементов ландшафта методами современной геологической науки может быть с той или иной детальностью реконструирован для достаточно отдаленного геологического прошлого. Однако ни один из перечисленных элементов ландшафта, ни их сумма не определяют его в целом. Ландшафт представляет собой новое качество — продукт взаимодействия различных категорий географической среды. Это новое качество получает свое материальное воплощение прежде всего в особенностях миграции и аккумуляции химических элементов в ландшафте, т. е. в его геохимии, а также в характере формирующихся на данном участке поверхности Земли геологических объектов — почв, кор выветривания, осадочных образований и т. п.

Указанное обстоятельство открывает перед исследователем возможность судить о древних ландшафтах по их продуктам — элювиальным и осадочным образованиям, которые, переходя в геологический разрез и превращаясь в горные породы, тем не менее отражают в своем составе все основные особенности ландшафтной обстановки времени и места их образования. При этом в случае мелкомасштабных палеоландшафтных реконструкций для достаточно продолжительных отрезков геологического времени (отвечающих примерно таким единицам геохронологической шкалы, как век или эпоха) во избежание ошибок следует, видимо, анализировать не отдельные пласты или пачки, а крупные естественные парагенетические ассоциации горных пород (отложений) — геологические формации. Последние своим внутренним единством и обособленностью от смежных формаций как раз и обязаны образованию в определенной ландшафтно-тектонической зоне, существовавшей длительное время.

Таким образом, воссоздание ландшафтов геологического прошлого является делом хотя и достаточно трудным, но вполне реальным. Методика же палеоландшафтных исследований сводится к реконструкции и картированию для тех или иных отрезков геологического времени как определяющих элементов ландшафта — строения и рельефа земной поверхности, климата, органического мира (для наземных ландшафтов в первую очередь растительного покрова), так и продуктов их взаимодействия — геологических формаций.

Геологическое строение в аккумулятивных ландшафтах заложено в составе формирующихся в них формаций. В ландшафтах денудационных на территории Западной Сибири оно существенно различается в двух группах ландшафтов: в пределах плиты, где развиты горизонтально залегающие мезозойские и кайнозойские осадочные преимущественно терригенные толщи, и в складчатом обрамлении, сложенном дислоцированными и метаморфизованными палеозойскими и докембрийскими породами, частично вулканогенными, прорванными интрузиями. Особняком стоит лишь Сибирская платформа, перекрытая трапповыми покровами. От более подробного анализа геологического строения мы на данном этапе изучения ландшафтов из-за ограниченности данных сочли возможным отказаться, тем более что на протяжении юрского, мелового и палеогенового периодов строение обрамления плиты существенно не изменилось.

Почвы прежде всего являются функцией климата и в меньшей степени — геологического строения, рельефа и растительного покрова, и потому о них мы будем говорить уже при разборе ландшафтов как таковых. Что касается поверхностных вод, то в аккумулятивных ландшафтах их роль является главенствующей в образовании формаций, и они освещаются классическими методами палеогеографии (области моря, озерно-аллювиальные равнины и т. д.). В ландшафтах денудационных при принятом нами масштабе построение карт восстановления древней гидросети оказывается невозможным. Поэтому в дальнейшем мы сосредоточим свое внимание на анализе палеорельефа, палеоклимата и древней растительности.

### **Реконструкция палеорельефа**

Палеогеоморфологические реконструкции осуществляются, как известно, методами геоморфологии, т. е. непосредственным изучением фрагментов древнего рельефа (поверхностей выравнивания, останцовых возвышенностей, участков погребенного рельефа и т. п.), а также посредством палеотектонических исследований, включая структурный и фациальный анализы, методы анализа мощностей отложений и формаций.

Для закрытых территорий, какой является Западно-Сибирская плита, палеотектонический метод является не только ведущим, но по сути дела

и единственным, поскольку по данным бурения лишь в редких случаях удается выявить участки погребенного древнего рельефа.

Что же касается районов складчатого обрамления плиты, то здесь область применения геоморфологических методов значительно шире, особенно в случае палеогеоморфологических построений для сравнительно мало отдаленного геологического прошлого, фрагменты рельефа которого сохраняются чаще и полнее. Комплексное же применение геоморфологических и палеотектонических методов в этих условиях открывает большие возможности в деле воссоздания древнего рельефа на больших площадях.

На рассматриваемой территории исследования такого рода до сих пор проводились лишь в пределах сравнительно небольших участков (главным образом в районах месторождений) на Урале, в Казахстане, а также в отдельных районах Алтае-Саянской области. Региональными палеогеоморфологическими исследованиями были охвачены районы Северного Казахстана и юга Западной Сибири (Сваричевская, 1961; Селиверстов, 1965), Южного и Среднего Урала (Сигов, 1959; Варламов, 1964), Алтая и Салаира (Вдовин, Малолетко, 1965), а также севера Сибири (Стрелков, 1965). Однако этими исследованиями были детально освещены вопросы формирования рельефа главным образом на новейшем этапе его развития. Палеогеоморфологические реконструкции для более отдаленного геологического прошлого, в частности для юры и мела, предпринимались очень редко. Примером подобных исследований являются работы О. М. Адаменко (1967) по Кулундинской впадине и ее обрамлению и Ю. Б. Файнера (1967) по Кузбассу.

Принимая во внимание обзорный (мелкомасштабный) характер наших палеоландшафтных реконструкций, когда в задачу палеогеоморфологических исследований входит воссоздание только наиболее крупных морфоструктур, мезозойский и палеогеновый рельеф Западно-Сибирской плиты и ее обрамления был реконструирован и отображен на прилагаемых палеоландшафтных картах главным образом на основе палеотектонического анализа. Данные же геоморфологических наблюдений использовались лишь в той мере, в какой они освещались в работах предыдущих исследователей. При этом были учтены как итоги проведенных ранее региональных палеогеоморфологических исследований, так и частные выводы тех или иных авторов, основанные на локальных геоморфологических наблюдениях, а также на результатах анализа общей палеогеографической обстановки, фаций, мощностей и состава отложений, тектоники и других данных (Гурари, 1959; Сакс, Ронкина, 1960; Дербиков и др., 1960; Гурова, Казаринов, 1962; Рудкевич, 1964; Прозорович, 1964; и др.).

Принятая авторами методика палеотектонических исследований для воссоздания древнего рельефа опирается на следующие основные положения:

1. Унаследованность древнего и современного структурного плана Западно-Сибирской плиты и смежных с ней районов складчатого обрамления, а также унаследованность в развитии их крупных морфоструктур.

2. Отражение основных этапов тектонического развития и формирования рельефа плиты и ее складчатого обрамления в соответствующих им по времени тектоно-седиментационных комплексах, а также связь отдельных структурно-тектонических зон с распределением геологических формаций.

3. Связь развития рельефа плиты с изменениями интенсивности колемательных структуроформирующих движений.

4. Отражение степени расчленения и абсолютных высот рельефа в мощностях, гранулометрическом и минеральном составе коррелятивных отложений.

Многие крупные структуры и морфоструктуры развивались длительное время, сохраняя общий структурный план и тенденцию к движениям

определенного знака. Поэтому при восстановлении древнего рельефа весьма важным и перспективным является использование данных о существующих в настоящее время структурах земной коры и размещении основных морфоструктур.

Обрамление низменности на неотектоническом этапе (в олигоцен-четвертичное время) претерпело значительное омоложение рельефа, что привело к образованию горных сооружений на Урале, в Алтае-Саянской области и других местах. В ряде случаев возникли также наложенные морфологические элементы (поперечные долины восточного склона Урала и Приуралья). Однако взаимное расположение, размеры, ориентировка и тенденции развития наиболее крупных морфоструктур при этом существенно не изменялись.

Западно-Сибирская плита на протяжении всей истории своего развития от начала юры до настоящего времени представляла собой огромную тектоническую впадину и испытывала главным образом опускание. Складчатое обрамление плиты, напротив, представляло собой область преобладающих поднятий и состояло из тех же крупных структурных элементов, которые проявляются и в современном рельефе. Это — меридиональные структуры Урала, наиболее крупные морфоструктуры Северного Казахстана, Алтае-Саянской горной области, Енисейского кряжа и Сибирской платформы. Как и в настоящее время, плита служила областью аккумуляции мощных толщ осадочных пород, а обрамление — областью денудации и питающей провинцией для осадконакопления на прилегающих участках плиты.

В зависимости от скорости и амплитуды тектонических движений всей плиты или отдельных ее участков (равно как и структур обрамления) на том или ином этапе их развития, характер рельефа в пределах плиты и обрамления существенно менялся, приобретая то большую, то меньшую контрастность и изменяя абсолютные высоты. В эпохи ослабления тектонической активности, сопровождавшиеся меньшими амплитудами движений, контрастность рельефа в общем уменьшалась, а горные сооружения нивелировались экзогенными факторами. При всем этом взаимное расположение, размеры и простираения основных структур существенно не изменялись. Менялось лишь их выражение в рельефе, в его абсолютных отметках и иногда в размерах образующихся морфоструктур. Эти изменения достаточно надежно могут быть оценены методами фациального анализа, тектонического анализа мощностей и формаций.

В первой главе уже приводились сведения о тектоно-седиментационных комплексах платформенного чехла Западно-Сибирской плиты, соответствующих основным этапам тектонического развития этой крупной геотектонической структуры. Из этих данных следует, что на протяжении мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирская плита пережила несколько длительных этапов резкого усиления активности тектонических движений, выразившихся в увеличении скорости и амплитуд опусканий плиты и соответственно поднятий структур ее обрамления, и столь же, или даже более длительных, эпох относительного тектонического покоя.

Этапы активизации тектонических движений приходятся на раннюю и среднюю юру, ранний мел и сеноман, позднеCRETETичное время (олигоцен-неоген) и на четвертичный период. В отложениях платформенного чехла им соответствуют мощные толщи отложений, объединяемых в тектоно-седиментационные комплексы: ниже-среднеюрский, нижнемеловой-сеноманский, верхнетретичный и четвертичный.

Этапы ослабления тектонических движений приходятся на позднюю юру и валанжин, а также на поздний мел и палеоген. В отложениях плиты им коррелятивны верхнеюрско-валанжинский и верхнемеловой-палеогеновый тектоно-седиментационные комплексы. Мощность отложений этих комплексов значительно уступает мощности отложений, образовавшихся в условиях активных тектонических движений.

При этом отмечалось, что этапы активных движений сопровождались господством геократических режимов на плите, а эпохи тектонического покоя — развитием морских трансгрессий (см. рис. 1).

Это обстоятельство указывает на то, что в эпохи усиления тектонических движений, сопровождавшиеся, как правило, большими амплитудами опусканий плиты и накоплением мощных толщ отложений, геократический режим на ней мог существовать только в случае избыточной компенсации тектонических движений интенсивным осадконакоплением. А это в конкретной геологической обстановке Западной Сибири могло иметь место лишь при условии устойчивых поднятий и энергичного разрушения денудационными процессами основных областей терригенного питания — структур складчатого обрамления плиты.

Этапы относительного тектонического покоя ознаменовались малыми амплитудами движений, накоплением осадков сравнительно небольшой мощности и вторжением на плиту вод морских бассейнов. Это было связано с поступлением в область седиментации значительно меньшей массы обломочного материала, что являлось следствием общего снижения гемпов денудации в областях питания ввиду существования там низкого выровненного рельефа.

Если при этом учесть еще и то обстоятельство, что в эпохи общего возрастания тектонической активности происходит и активизация дифференцированных колебательных движений, непосредственно создающих рельеф в пределах плиты, то станет очевидным, что перечисленные выше этапы тектонического развития Западно-Сибирской плиты и ее обрамления являются одновременно и основными этапами формирования рельефа этих областей.

Таким образом, этапы активных тектонических движений являются одновременно этапами расчленения рельефа, возрастания его контрастности, дифференциации и абсолютных высот как в обрамлении, так и в пределах самой плиты. Именно такими этапами были ранне-среднеюрский, раннемеловой-сеноманский, позднеэретичный и четвертичный. Эпохи тектонического покоя являлись одновременно этапами выравнивания рельефа, уменьшения контрастности, дифференциации и снижения абсолютных его высот. Такими этапами были позднеюрско-валанжинский и позднемеловой-палеогеновый.

Закономерная связь этапов тектонического развития и формирования рельефа отражает, однако, лишь общую тенденцию в развитии земной поверхности. Отдельные участки плиты или ее обрамления, отдельные их структуры и структурно-тектонические зоны вовлекались в движения с различными скоростями и амплитудами, что соответствующим образом отражалось и в рельефе. Это предопределяет необходимость учитывать индивидуальные различия в характере тектонических движений конкретных структур на том или ином этапе их развития, что достигается посредством анализа размещения, мощностей и состава геологических формаций. Последние как раз и отражают характер, размеры и размещение тектонических структур, так как каждой достаточно крупной тектонической структуре или структурно-тектонической зоне отвечает определенная геологическая формация. Анализ размещения формаций в стратиграфическом разрезе и на площади позволяет, таким образом, оценить направление, скорости и амплитуды движений различных участков плиты, что в свою очередь дает возможность судить о формах ее макрорельефа. По литолого-фациальному составу формаций на окраинах плиты можно также судить о размерах морфоструктур в соседних районах ее обрамления.

Одним из наиболее сложных вопросов палеогеоморфологических реконструкций является определение степени расчленения и абсолютных высот древнего рельефа. Особенно большие затруднения возникают при воссоздании абсолютных высот рельефа в областях устойчивых поднятий, какими в нашем случае являются районы складчатого обрамления

плиты. Несколько проще обстоит дело в областях преобладающих опусканий и осадконакопления, т. е. в пределах плиты. Здесь о степени расчленения палеорельефа можно судить непосредственно по мощностям и литолого-фациальному составу геологических формаций (с учетом батиметрических поправок).

Что же касается складчатого обрамления, то данные о характере древнего рельефа этих областей могут быть получены только косвенно, посредством анализа мощностей, гранулометрического и минерального состава коррелятивных отложений в прилегающих районах областей седиментации. Так, например, наличие в разрезах окраин низменности мощных грубообломочных толщ полимиктовых пород указывает на непосредственную близость к области седиментации достаточно расчлененной и высокой области сноса. В последней, по-видимому, преобладали процессы механической денудации. Напротив, толщи тонкодисперсных терригенных и химико-биогенных отложений свидетельствуют о выравнивании и понижении области сноса, о господстве в ее пределах процессов химического выветривания. Особенно четко эти закономерности проявляются в периферических районах низменности, где развиты образования континентальных и прибрежно-морских фаций.

Подобный анализ осадочных толщ дает, правда, лишь общую качественную оценку степени расчленения области сноса. Приближенное решение количественной стороны вопроса было предложено А. В. Хабаковым в 1948 г. Пользуясь его методикой анализа гранулометрического состава аллювиальных отложений с учетом величины уклона реки и ее длины, определенной по размерам водосборного пространства, в некоторых случаях можно определить абсолютные высоты в области сноса с достаточной степенью точности. Использование этой методики требует, однако, проведения массовых систематических наблюдений, что ограничивает ее применение. В Западной Сибири подобные исследования не проводились.

Решению вопроса в данном случае могут способствовать знание общих тенденций развития рельефа в мезозое и кайнозое и достоверные сведения о характере и абсолютных высотах рельефа на любом из этапов его развития, например на современном. Уже это позволяет судить о том, например, что на протяжении позднемелового-палеогенового этапа рельеф в обрамлении был в общем ниже современного, четвертичного и позднечетвертичного. На протяжении готерива-сеномана он был выше, чем на последующем позднемеловом-палеогеновом этапе и предшествовавшем позднеюрско-валанжинском, и т. д.

Насколько на том или ином этапе своего формирования палеорельеф был ниже или выше современного рельефа или палеорельефа на смежных этапах, можно судить, сравнивая гранулометрический состав отложений с современным аллювием рек. Так, например, в отложениях больших и малых равнинных сибирских рек отсутствуют осадки с грубым обломочным материалом класса крупной гальки и валунов. Валунно-галечные осадки появляются только в пролювиальных шлейфах и руслах рек по окраинам низменности, у подножий горных сооружений, и уже обычны в аллювии горных рек.

Русловые фации на равнинах Западной Сибири представлены главным образом разнозернистыми песками с линзами гравийных песков и мелкого галечника. При этом грубообломочные осадки обычно появляются на участках, где реки пересекают положительные структуры. В то же время в континентальных отложениях верхнего мела и палеогена конгломераты и валунно-галечные породы отсутствуют совершенно даже по окраинам плиты. Отложения эти большей частью представлены песчано-алевритовыми породами и глинами, местами с прослоями и линзами разнозернистых гравелистых песков. Формации верхнемелового-палеогенового тектоно-седиментационного комплекса исключительно олигомиктовые (нередко породы характеризуются мономинеральным кварце-

вым составом), обломочный материал преимущественно тонкодисперсный, широкое развитие приобретают химико-биогенные образования.

Отсюда следует вывод о том, что в позднемеловое и палеогеновое время рельеф Западно-Сибирской плиты и ее обрамления был выровненным, абсолютные отметки его и относительное превышение морфоструктур обрамления над поверхностью плиты были несомненно значительно меньше современных.

Судя по размеру обломочного материала аллювиальных отложений верхнего мела и палеогена, абсолютные отметки рельефа этого времени в районах складчатого обрамления были одного порядка с абсолютными отметками возвышенных участков в современном рельефе низменности, т. е. около 200—300 м. Максимальные же отметки, видимо, не превышали 500 м.

Пачки конгломератов и гравийно-галечных отложений довольно широко распространены по окраинам плиты в толщах нижней и средней юры, готерив-баррема и сеномана. Особенно крупные скопления грубообломочных пород с максимальными для мезозоя Западной Сибири размерами обломков (до 15—20 см) установлены в отложениях средней юры на крайнем юго-востоке плиты и в Кузнецкой котловине. В областях питания существовал, следовательно, расчлененный, местами горный рельеф с абсолютными отметками, близкими (или даже выше) современным, т. е. до 1—2 тыс. м (например, в средней юре на территории северо-восточной части Алтае-Саянской области). А значительно более широкое площадное развитие грубообломочных пород в отложениях перечисленных горизонтов связано, видимо, исключительно с большей дифференциацией палеорельефа самой плиты. Отложения этих же горизонтов в целом более крупнозернисты, плохо отсортированы и отличаются более высокой степенью полимиктовости пород (формации полимиктовые или мезомиктовые).

Данные о литологическом составе геологических формаций свидетельствуют о том, что в ранне-среднеюрскую, раннемеловую-сеноманскую и позднетретичную эпохи, а также в четвертичном периоде рельеф в обрамлении Западно-Сибирской плиты был близким к современному (временами, в ранней и средней юре, возможно, даже несколько выше). Соответствующие этим этапам тектоно-седиментационные комплексы отложений и слагающие их формации характеризуются большими мощностями, полимиктовым и мезомиктовым составом, содержат нередко прослой грубообломочных пород.

Орография обрамления плиты в позднеюрско-валанжинское время имела, видимо, промежуточный характер—рельеф в общем был выше (видимо до 500—1000 м) и контрастнее, чем в позднемеловую-палеогеновую эпоху, но ниже ранне-среднеюрского. На это указывает относительно большая скорость осадконакопления в позднеюрско-валанжинское время, заметно превосходившая таковую в позднемеловую эпоху, но значительно уступавшая скорости осадконакопления в ранней и средней юре (см. рис. 1). Об этом же свидетельствует мезомиктовый состав отдельных формаций верхнеюрско-валанжинского тектоно-седиментационного комплекса, являющихся как бы промежуточными между олигомиктовыми формациями верхнего мела и палеогена и полимиктовыми отложениями пизжией и средней юры. В отложениях нижней и средней юры конгломераты развиты достаточно широко, в толщах верхней юры и валанжина они мелкогалечные и встречаются редко, а в отложениях верхнего мела и палеогена — практически отсутствуют. Зато в отношении химико-биогенных образований наблюдается как раз обратная картина.

Таким образом, уже при подобных качественных методах воссоздания палеорельефа суши возникает необходимость выделения в нашем случае по крайней мере пяти градаций рельефа по абсолютным его высотам. Три из них (200—500 м — возвышенная холмистая равнина, плато,

холмогорье; 500—1000 м — низкогорье; 1000—2000 м — среднегорье) необходимы для отображения на картах рельефа по этапам его развития главным образом в обрамлении плиты, а две других, а именно озерно-аллювиальная равнина с абсолютными отметками до 100 м и низменная денудационная равнина с отметками до 200 м, восстанавливаемые методом фациального анализа и перерывов, — в пределах самой плиты.

В этих, безусловно, очень приближенных грациях, приведенных к соответствующим геоморфологическим фациям, палеорельеф и воспроизведен в легенде и на прилагаемых палеоландшафтных картах (см. рис. 18—31).

Краткая характеристика рельефа Западно-Сибирской плиты и ее обрамления по этапам его развития на протяжении юры, мела и палеогена может быть дана в следующем виде.

Р а н н е-с р е д н е ю р с к и й э т а п о з н а м е н о в а л с я активными тектоническими движениями, геократическим режимом и накоплением мощной толщи континентальных неотсортированных, часто грубозернистых полимиктовых осадков — терригенно-полимиктовой угленосной формации. По окраинам области седиментации плиты накапливались конгломераты (см. рис. 1, 5).

Минеральный и гранулометрический состав пород угленосной формации указывает на сильную расчлененность и сравнительно большие абсолютные отметки рельефа в районах складчатого обрамления плиты. В пределах самой плиты также существовал довольно контрастный и дифференцированный эрозионно-тектонический рельеф. Об этом свидетельствуют, в частности, почти повсеместное распространение грубообломочных пород, выявленные бурением участки погребенных речных долин, врезанных в породы фундамента, и наличие в базальных конгломератах гальки местных пород. В связи с этим терригенно-полимиктовая угленосная формация имеет как аллохтонный, так и в значительной мере автохтонный характер.

Наличие в составе ниже-среднеюрского тектоно-седиментационного комплекса только одной формации — терригенно-полимиктовой угленосной — указывает вместе с тем на отсутствие в то время в пределах плиты достаточно крупных по размерам морфоструктур, существование которых предопределило бы образование не одной, а двух или большего числа геологических формаций. Однако, если подтвердится предположение о существовании на севере плиты второй формации данного тектоно-седиментационного комплекса — терригенно-полимиктовой глинистой, то в рельефе плиты, помимо низменной озерно-аллювиальной равнины, окажется обособленным еще один крупный геоморфологический элемент — подводная равнина эпиконтинентального морского бассейна.

В обрамлении низменности наибольшими абсолютными отметками характеризовалась Алтае-Саянская складчатая область, представлявшая собою, по-видимому, горную страну с высотами 1000—2000 м. Вдоль ее северной окраины на периферии плиты накапливался наиболее широкий и мощный шлейф конгломератов (см. рис. 5, 19). В складчатых областях Урала, Енисейского кряжа, Казахстана и периферических частях Алтае-Саянской области господствовали условия низкогорья. Возвышенные холмистые плато и холмогорья располагались, по-видимому, на западной окраине Сибирской платформы и в Зауралье. Большая часть Западно-Сибирской плиты развивалась преимущественно в условиях континентального режима, и лишь северная ее часть была погружена под уровень моря. Среди моря здесь выступал ряд невысоких островов, служивших областями сноса.

К началу поздней юры контрастность рельефа и абсолютные его отметки на больших площадях существенно снижаются (см. рис. 20).

П о з д н е ю р с к о-в а л а н ж и н с к и й э т а п знаменуется ослаблением активности тектонических движений и развитием крупной морской

трансгрессии (см. рис. 1). Формируется верхнеюрско-валанжинский тектоно-седиментационный комплекс преимущественно морских отложений (наиболее широко распространены формации: черных битуминозных аргиллитов, терригенно-глауконитовая и терригенно-известковая). Отложения преимущественно тонкодисперсные (аргиллиты). По окраинам плиты развиты песчано-алевроитовые терригенные формации, для которых также характерно массовое накопление хемогенного материала.

В обрамлении Западно-Сибирской плиты наступает этап существенного выравнивания рельефа и развития процессов химического выветривания, на что указывает формирование пластов оолитовых железных руд и накопление глауконита (терригенно-глауконитовая формация). В складчатых областях Урала, Енисейского кряжа, Сибирской платформы, а также в пределах Алтае-Саянской области рельеф, по-видимому, представлял собой возвышенную пологохолмистую денудационную равнину, местами плато или холмогорья. Казахская складчатая страна, Зауралье и межгорные впадины Алтае-Саянской области представляли собой низкие преимущественно денудационные равнины.

В пределах самой плиты в то время существовал и развивался рельеф подводной равнины эпиконтинентального морского бассейна. Рельеф морского дна отличался, видимо, пологими формами возвышенностей и впадин, но относительные превышения первых над вторыми могли достигать 500 м (такой величиной оцениваются максимальные глубины позднеюрского бассейна, восстанавливаемые методами литолого- и биофацеального анализов).

Довольно резкая дифференциация рельефа плиты, унаследованная, видимо, еще от среднеюрской эпохи, с течением времени постепенно сглаживается. Многочисленные острова, выступавшие из-под уровня моря в начале позднеюрской эпохи, уже в кимеридже погружаются и затопляются морем (см. рис. 20, 21, 22).

Раннемеловой-сеноманский этап начинается резким усилением в конце валанжина тектонических движений. В целом для данного этапа характерны очень большие амплитуды погружений и накопление огромной, сопоставимой с геосинклинальными формациями, мощности отложений. Интенсивность движений несколько снижается в аптальбе, но вновь возрастает в сеномане (см. рис. 1). Площадь морского бассейна резко сокращается, периферические части низменности (в особенности на востоке и юге) выходят из-под уровня моря, превращаясь в низкую прибрежную озерно-аллювиальную равнину, временами — лагуну. Даже в эпоху альбской трансгрессии площадь, занятая морем в Западной Сибири, была значительно меньше, чем это имело место в поздней юре и валанжине. Рельеф морской подводной равнины сохраняется голько в северо-западной части плиты.

Тектоно-седиментационный комплекс нижнего мела — сеномана состоит в основном из терригенных, преимущественно лагунно-континентальных, реже морских осадков. Как и в средней юре, наиболее грубым составом отличаются отложения на южной окраине области седиментации, где в осадках готерив-баррема и сеномана нередко наблюдаются прослой конгломератов, галечников и гравелитов. Пачки грубообломочных пород часто встречаются и вдали от обрамления плиты, ближе к ее центральным районам. Это указывает на возрастание дифференциации рельефа на плите (см. рис. 9—11).

В готерив-барреме низкогорный характер имел рельеф складчатых областей: Алтае-Саянской и Енисейского кряжа. Урал, Казахская складчатая страна и периферия Алтае-Саянской области представляли собой холмогорья и плато. В западной части Сибирской платформы, Зауралье и по окраинам Казахской страны располагались низменные денудационные равнины.

В апт-альбское время интенсивные движения готерив-баррема сменяются эпохой умеренных движений и выравнивания рельефа. В областях сноса образуются денудационные пологохолмистые равнины, на которых в условиях переменного влажного климата формируются латеритные коры выветривания и связанные с ними бокситы. Рельеф холмогорья с абсолютными отметками, не превышающими 500 м, в это время существовал только в складчатых областях: Енисейского кряжа, Алтае-Саянской и местами на Урале. В центральных районах Алтае-Саянской области преобладал рельеф низкогорья. В сеномане происходит новое усиление тектонических движений и значительное омоложение рельефа, который по высотам приближается к рельефу готерив-барремского времени (см. рис. 23—25).

Поздне меловой-палеогеновый этап. В туроне интенсивность колебательных движений снижается до минимума, приблизительно сохраняясь на протяжении всего позднего мела (см. рис. 1). Прогибание плиты замедляется, но равномерно охватывает огромную площадь низменности, на которую в связи с сокращением массы поступающего с обрамления обломочного материала распространяются морские трансгрессии. Во второй половине этапа благодаря некоторому оживлению движений и поднятию Сибирской платформы, а в палеоцене и восточной части плиты граница бассейна смещается к западу.

Преобладание в данном тектоно-седиментационном комплексе глинистых, кремнистых, известковистых и терригенно-глауконитовых олигомиковых формаций свидетельствует о господстве в областях сноса процессов химического выветривания и пенепленизации рельефа.

На месте современного горного обрамления Западно-Сибирской низменности располагались выровненные формы рельефа с абсолютными отметками не более 200 м. Гряды пологих холмов возвышались только на площади структур Енисейского кряжа и Алтае-Саянской области.

В палеоцене намечилось некоторое омоложение рельефа. Приподнимается и становится низким плоскогорьем Сибирская платформа, на территории Алтае-Саянской области появляются низкие горы (см. рис. 26—31).

Уже в конце позднего мела намечилось заметное отставание в погружении северной части Западно-Сибирской плиты, продолжавшееся в палеоцене. В эоцене эта часть плиты, видимо, вновь вовлекается в погружение, которое в раннем олигоцене сменяется энергичным поднятием, что привело к нарушению связи Чеганского моря с морями Арктического бассейна.

С характером тектонических движений теснейшим образом связано развитие рельефа плиты.

В течение рассматриваемого этапа на ней преобладал выровненный рельеф подводных морских равнин, полого наклоненных к центральной, наиболее глубокой, части бассейна. Последняя располагалась несколько асимметрично, смещаясь к западной и северо-западной частям плиты. На юго-востоке, а в конце позднего мела и в начале палеогена и на востоке плиты существовал рельеф низких прибрежных аккумулятивных и денудационных равнин с отметками до 200 м. В конце раннего олигоцена денудационная равнина распространяется и на северные районы плиты.

Таковы основные черты истории развития рельефа Западной Сибири на протяжении юры, мела и палеогена.

### Реконструкция палеоклимата

Опыт отечественных и зарубежных исследователей климатов прошлого свидетельствует о том, что «... несмотря на значительное число работ по палеоклиматологии, все же приходится признать, что конкретных реконструкций — в виде палеоклиматических карт — имеется очень

лемного, а те, что выполнены, грешат рядом существенных недостатков. Основными из них являются: все еще недостаточная разработка принципов составления палеоклиматических карт и отсутствие ясных представлений о той фактической базе, на которую должны опираться такого рода исследования» (Страхов, 1960, стр. 163).

К сказанному следует добавить, что если в отношении планетарных или провинциальных палеоклиматических реконструкций уже намечались известные успехи и определились основные принципы и приемы исследований, позволяющие хотя бы в общих чертах оценить климаты минувших эпох, выявить размещение основных климатических поясов на поверхности планеты, то в отношении региональных палеоклиматических исследований, а именно последние имеют решающее значение при прогнозировании полезности ископаемых, цитированное выше указание Н. М. Страхова является особенно справедливым.

Значение региональных палеоклиматических карт (даже при наличии достоверных планетарных и провинциальных схем) вытекает из того, что при построении карт прогнозов на те или иные полезные ископаемые часто совершенно необходимо знать, где и как именно в данном регионе проходила граница, скажем, аридной и гумидной зон, каковы основные черты (параметры) климатической обстановки (температура, влажность) в той и другой, какие в каждой из них наблюдаются особенности, микроклиматы и т. п. Ведь в конкретной физико-географической обстановке района границы климатических зон могут значительно отклоняться от границ планетарных и провинциальных схем.

Особенно актуальны палеоклиматические реконструкции для Сибири, где сейчас развертываются поисковые работы на нефть и газ, бокситы, минеральные удобрения и другие полезные ископаемые.

Важное значение при региональных палеогеографических исследованиях приобретают данные палеоботаники. Однако в настоящее время в работах палеоботаников и палинологов в отношении климата мы обычно находим лишь самые общие указания, подобные тому, что климат такой-то эпохи был «теплым» и «влажным» или «климат был более умеренным» (Хлонова, 1960; Войцель и др., 1961).

В нашем исследовании мы пользовались классификацией климатов, данной Б. Г. Алисовым (1959), отдавая себе, однако, отчет в условности перенесения в прошлое таких понятий, как субтропический или умеренный климат. В мезозое и палеогене могли существенно отличаться от современных состав атмосферы, содержание в ней углекислоты и водяных паров и соответственно общий температурный режим на планете, даже безотносительно к могущим быть изменениям в количестве получаемого от Солнца тепла.

Наземная растительность наиболее тесно связана с климатом, а климатическая зональность находит свое отражение в зональности ландшафтов, почв и растительного мира. Связь эта настолько тесная, что В. В. Докучаевым (1900) зональные типы почв и ландшафтов кладутся в основу классификации климата. Есть все основания полагать, что связи эти были не менее тесными и в геологическом прошлом. Поэтому при региональных палеоклиматических реконструкциях, особенно в гумидных областях, изучение древней флоры должно являться делом первостепенной важности. Лучше всего, если результаты изучения древней флоры будут вынесены на палеофлористические карты, отражающие распространение и экологическую характеристику растительности прошлого. Основные положения методики составления таких карт опубликованы ранее (Гольберт, Полякова, 1966).

Подобные карты для мезозоя и палеогена Западно-Сибирской низменности были построены по данным палинологических исследований, приведенным в опубликованных работах (Криштофович, 1933, 1936; Кара-Мурза, 1951; Вахрамеев, 1952, 1957а, б, 1964; Бондаренко, 1957, 1961;

Заклинская, 1958 а, б, 1960, 1963; Любомирова, 1960; Хлонова, 1960; Байковская, 1956; Вакуленко, 1961; Войцель и др., 1961, Маркова, 1962; и работы других исследователей). Были привлечены также результаты работ спорово-пыльцевых лабораторий Новосибирского, Тюменского, Уральского геологических управлений и СНИИГГИМС.

Использование палинологических материалов имеет ряд преимуществ. Прежде всего это — частота встречаемости спор и пыльцы в осадках почти всех генетических типов, лучшая и более полная сохранность пыльцевых зерен в ископаемом состоянии, многочисленность экземпляров, позволяющая применить статистику, и, наконец, более полный материал, позволяющий судить о коррелятивной растительности окружающих пространств. Базировать же подобные построения на спорадически встречающихся находках листовой флоры, ископаемой древесины и плодов, количество которых в местонахождениях измеряется единицами, на наш взгляд, менее эффективно, поскольку эти материалы не дают достаточно полной характеристики произрастающих древесных, кустарниковых и травянистых сообществ. Достаточно сравнить, например, одно — пять местонахождений ископаемой флоры для Западной Сибири на картах В. А. Вахрамеева (1964) и обилие палинологических данных, где число изученных спорово-пыльцевых спектров исчисляется десятками и сотнями. Особенности тафономии и различная сохраняемость растительных остатков к тому же сильно искажают первоначальные количественные соотношения отдельных видов в былом растительном покрове. Кроме того, в ископаемое состояние большей частью попадают остатки растений, обитавших лишь в долинах рек, на болотах или в низинных участках, где они погребались недалеко от места своего произрастания. История флоры, восстановленная по остаткам листьев, семян и плодов, вполне справедливо определяется многими палеоботаниками только как «история низинных лесов, болот и водной растительности» (Толмачев, 1961). В то же время спорово-пыльцевой спектр, хотя и несколько усредняет систематический состав продуцирующей его флоры ввиду переноса пыльцевых зерен ветром и поверхностными водами, по зато несравненно полнее и достаточно надежно отражает характер растительности, в том числе и растительности водораздельных пространств. Представляя же о слишком далеком разnose пыльцы на сотни и тысячи километров, кроме пыльцы сосны, сильно преувеличены (Шафер, 1956; Покровская, 1964б).

Палинологические исследования поверхностных проб современных отложений гумидных зон показали, что спорово-пыльцевой комплекс с достаточной достоверностью отражает зональный тип растительности и теснейшим образом связан количественно и качественно с составом растительного покрова (В. Гричук, 1941, 1956; Шафер, 1956; Васильковский, 1957; М. Гричук, 1959; Пермяков, 1964).

Данные палинологических анализов были вынесены на карты по месту нахождения спорово-пыльцевых комплексов в виде секториальных диаграмм среднего процентного состава спектров в данном районе и горизонте. Подобные диаграммы строились ранее В. Шафером (1956) и другими исследователями, а для Западной Сибири З. А. Войцель и др. (1961) исключительно по систематическому признаку. На прилагаемых диаграммах (см. Приложения 1—12) отображен, однако, не систематический состав спорово-пыльцевых комплексов, а экологическая характеристика продуцировавшей их флоры в пределах крупных таксономических групп (папоротники, хвойные, покрытосеменные и т. д.). При этом палинологические определения признаются достаточно близкими к естественной ботанической систематике.

Выделение экологических групп в древней флоре основано на систематическом родстве форм прошлого и настоящего. Метод сравнительного родства открывает возможность определения основных параметров палеоклимата. Подробное сравнение третичной и современной флор провел

в свое время О. Геер (Шварцбах, 1955). В СССР такие исследования выполнялись А. Н. Криштофовичем (1957) и В. А. Вахрамеевым (1964).

Экологический анализ спорово-пыльцевых спектров производился по родам и семействам, которые объединялись внутри более крупного таксона, по их принадлежности к той или иной климатической зоне. Этот принцип отражен в легенде к диаграммам экологической характеристики древней флоры (см. Приложение 1).

Согласно легенде были обработаны списки спорово-пыльцевых спектров и составлены диаграммы процентного состава экологических групп растений, которые были вынесены на карты по месту нахождения комплексов (см. Приложения 1—12).

При сравнении диаграмм северных и южных районов на ряде карт замечаются даже при первом взгляде определенные различия, позволяющие думать, что ботанико-географическая зональность, а следовательно, и климатическая существовали в мезозое и палеогене на территории Западно-Сибирской низменности, а границы зон перемещались на территории региона, иногда уходя за его пределы.

Для проведения достоверной границы зоны нельзя, конечно, ограничиться учетом ареалов распространения каких-то отдельных родов или даже видов. Только рассматривая весь растительный комплекс по соотношениям мезофильной и ксерофитной, теплолюбивой и умеренной флор, можно получить представление о температуре и влажности, которые определяют тип климата.

Для объективной оценки экологического характера древних фитоценозов вычислялись коэффициенты термофильности и гигрофильности, позволяющие оценить количественно, правда, в относительных значениях, климатические условия, в которых могли нормально произрастать и продуцировать древние растения.

Коэффициент термофильности ( $K_t$ ) рассчитывался как отношение суммы пыльцы и спор (%) теплолюбивых (тропических, субтропических) растений к сумме пыльцы и спор растений умеренно-теплой, умеренной зон и эвритермных (согласно легенде). Коэффициент гигрофильности ( $K_r$ ) рассчитывался как отношение содержания пыльцы и спор мезофильной флоры к ксерофильной. Эти коэффициенты использовались затем при построении графиков градиентов климатических изменений по произвольно выбранным четырем азимутам: юг — север, запад — восток, юго-запад — северо-восток, юго-восток — северо-запад<sup>1</sup>. Выбранные азимуты (количество их может быть и больше) выдерживались на картах всех горизонтов. На эти азимуты, которые на графиках градиентов служили осями абсцисс, сносились точки местонахождений спорово-пыльцевых комплексов, непосредственно пересекаемые азимутом, а также расположенные вблизи него. При этом на осях абсцисс графиков в рациональном масштабе (или 1 : 1) откладывалось расстояние между точками, а по осям ординат — в определенном масштабе значения вычисленных коэффициентов ( $K_t$  и  $K_r$ ) соответствующих точек. Кривые, проведенные методом интерполяции по совокупности точек значений коэффициентов, наглядно отражают изменения термофильности и гигрофильности древней флоры (иными словами, климатические изменения) по различным направлениям в пределах низменности.

Очень важным при чтении графика является установление точки перегиба на кривых термофильности и гигрофильности, фиксирующей наиболее резкое изменение флоры, т. е. границу флористической и климатической зон. Точки перегиба на некоторых графиках видны совершенно отчетливо, а абсолютные значения  $K_t$  и  $K_r$  для них были установлены

<sup>1</sup> Графики градиентов климатических изменений вмонтированы в правые верхние углы карт распространения и экологической характеристики древней флоры, а азимуты показаны на картах прямыми А—А<sub>1</sub>; В—В<sub>1</sub>; С—С<sub>1</sub>; D—D<sub>1</sub> (см. Приложения 1—12).

эмпирически при сравнении всех графиков, построенных для различных горизонтов юры, мела и палеогена. Для границы жаркого субтропического семиаридного и субтропического влажного климатов точкам перегиба соответствуют значения  $K_t=1$  и  $K_r=10$ , причем наиболее жесткие условия соблюдаются для  $K_r$ , так как количество влаги является важнейшим фактором, определяющим тип климата (юра — ранний мел Западной Сибири). При проведении границы между зонами субтропического и умеренно-теплого влажного климата (средняя юра, ранний олигоцен Западной Сибири)  $K$  принимался за 1, а  $K_r$  не учитывался: его значения в этих случаях весьма велики и иногда (в пределе) достигают бесконечно больших величин.

Надо заметить, что выбор точки перегиба на кривых климатических изменений был проконтролирован также рядом условий литологического характера, о которых пойдет речь далее.

В дальнейшем точки перегиба с графиков переносились на азимуты погоризонтных карт, через эти точки уже на картах проводились границы климатических зон.

В правых нижних углах карт распространения и экологической характеристики древней флоры приводятся схемы палеофлористической зональности с усредненной экологической характеристикой древней флоры по зонам (см. Приложения 1—12). Диаграммы усредненной экологической характеристики отражают средний процентный состав экологических групп древних растений в данной зоне, полученный при суммировании методом среднего арифметического данных палинологических анализов.

Средние значения  $K_t$  и  $K_r$  (по зонам), вычисленные для каждого из рассматриваемых этапов геологического прошлого, были сведены в график изменения термофильности и гигрофильности древней флоры во времени (см. рис. 3).

Пользуясь методом О. Геера, вероятно, возможно по диаграммам усредненной экологической характеристики древней флоры восстановить приближенные абсолютные значения температуры и влажности климата в каждой из зон. Нами такие расчеты не производились.

Приведенные карты, схемы и графики свидетельствуют о том, что в мезозое и палеогене на территории Западно-Сибирской низменности климат испытывал существенные изменения, а в поздней юре, раннем мелу, коньяк-сантон-кампане, эоцене и раннем олигоцене существовала четкая приблизительно широтная климатическая зональность. Эти выводы в отношении расположения границы климатических зон в пределах рассматриваемого региона на протяжении поздней юры и раннего мела практически совпали с выводами В. А. Вахрамеева (1964), наметившего четкую флористическую зональность для всего материка Евразии.

Как показывают диаграммы усредненной экологической характеристики древней флоры (см. Приложения 1—12), растительность юрского периода в Западной Сибири (начиная с поздней юры) и первой половины раннемеловой эпохи была представлена в большей мере субтропическими и тропическими растениями, свойственными, по В. А. Вахрамееву (1964), Индо-Европейской палеофлористической области. Это папоротники (*Cyathea*aceae и *Dicksoniaceae* — *Cyathea*, *Alsophilla*, *Dicksonia*, *Cibotium*, *Schizaeaceae* — *Schizaea*, *Pelletieria*, *Mohria*, *Lygodium*, *Gleicheniaceae*, *Hymenophyllaceae*, *Marattiaceae*, *Matoniaceae*), ксерофитные хвойные (*Brachyphyllum*, *Pagiophyllum*), древние хвойные (*Cupressaceae*, *Podocarpaceae*, *Araucariaceae*, *Paleoconiferae*), цикадофиты и кейтониевые. В несколько меньших количествах в ископаемых спорово-пыльцевых комплексах обнаруживаются пыльца и споры растений умеренно-теплого климата, характерные для Сибирской палеофлористической области. Это сосновые, гинкговые и папоротники *Sellaginellaceae*, *Lycopodiaceae*, *Osmundaceae*, *Polypodiaceae*, *Hydropteridaceae*, *Coniopteris*.

Южная зона по сравнению с северной обеднена папоротниками, место которых занимали ксерофитные хвойные (*Brachyphyllum*, *Pagiophyllum*). В готерив-барремское и особенно в алт-альбское время количество ксерофитов уменьшается, значительное участие во флоре принимают древоподобные и лилоподобные папоротники.

В северной зоне, наряду с общим увеличением роли папоротников, наблюдается возрастание значения их сибирских представителей. Иными словами, в поздней юре и некоем намечается климатическая зональность по флоре (см. Приложения 2—6).

Граница между семиаридной (семигумидной в готерив-барреме) зоной и зоной влажного субтропического климата проходила примерно по отрезку современного широтного течения р. Оби. Именно здесь она проводилась и Ю. В. Тесленко (1963) для поздней юры. В начале поздней юры северная граница семигумидного климата располагалась значительно южнее — примерно на 56° с. ш., а в средней юре вся Западно-Сибирская плита находилась в зоне гумидного умеренно-теплого климата.

Начиная с сеномана, во флоре Западно-Сибирской низменности во все возрастающих количествах появляются покрытосеменные тропической, субтропической и умеренной климатических зон.

В позднемеловую эпоху, а также в палеоцене спорово-пыльцевые комплексы уже не имеют сколько-либо четкого различия в южных и северных районах низменности, что свидетельствует об отсутствии на данных этапах четкой климатической зональности в пределах рассматриваемого региона. Только в коньяк-сантон-кампане на крайнем юге низменности выделяется зона господства вечнозеленых тропических и субтропических форм покрытосеменных. Здесь же зона теплолюбивых растений фиксируется в эоцене и раннем олигоцене (см. Приложение 12).

На эоценовых и раннеолигоценых диаграммах архаичные элементы мезофитной флоры окончательно исчезли, их место заняли представители умеренной и умеренно-теплой флор: мелколистные и широколиственные формы покрытосеменных, в соподчинении с которыми пребывают хвойные (в основном сосновые), сибирские папоротники и вечнозеленые породы субтропиков. Последние обитали главным образом на юге Западной Сибири.

Вторая часть нашего исследования заключалась в составлении карт литологических и других индикаторов древних физико-географических условий для тех же этапов геологической истории Западной Сибири.

Правильная интерпретация литологических данных возможна только при наличии хотя бы общих сведений об истории осадконакопления и генезисе отложений. В связи с этим карты индикаторов древних физико-географических условий строились на литолого-палеогеографической основе, позволяющей учитывать важнейшие черты фациальных обстановок и их изменения во времени и пространстве. Эти карты послужили основой для воссоздания не только палеоклимата, но и других элементов древних ландшафтов.

Литологические критерии позволяют достаточно надежно решать вопрос о принадлежности осадочных толщ к аридной или гумидной зонам. Удачные примеры таких исследований мы находим в работах по Русской платформе (Страхов, 1951; Толстухина, 1952; Ронов, 1956; Филиппова и др., 1958), Средней Азии (Рухин, 1959; Попов и др., 1963) и Казахстану (Разумова, 1961). Но сами по себе литологические факторы часто не позволяют дать качественную оценку климата в пределах зоны, особенно гумидного типа.

Кроме того, строгая приуроченность некоторых типов пород и руд (так называемых индикаторов климата) к определенным климатическим зонам не всегда выдерживается абсолютно, а в отношении других вопросов о климатических условиях их образования является спорным. Так, угленосность обычно расценивается как надежный признак гумидного кли-

мата, однако в работах В. И. Попова и др. (1963) мы встречаем указания на находки углей в аридной зоне. Бокситы многими исследователями (Горецкий, 1960; Страхов, 1960) рассматриваются как образования влажного теплого климата, близкого к современному тропическому, другие (Фох, 1932; Фегелер, 1935; Рухин, 1953; Кротов, 1959) считают их характерными для зон переменного-влажного климата. В работе же В. М. Синицына (1962) мы встречаем указания на присутствие бокситов в аридной области, а некоторые исследователи помещают их даже в умеренный пояс (Лисицына, Пастухова, 1963).

Все это свидетельствует о необходимости осторожного подхода к оценке литологических данных, о необходимости всестороннего и комплексного анализа всех геологических, биологических и других материалов, могущих пролить свет на климатическую обстановку прошлого. В настоящей работе и предпринята попытка осуществить подобного рода анализ с целью построения региональных палеоландшафтных карт для мезозоя и палеогена Западно-Сибирской низменности.

Литологические признаки палеоклимата подробно разбираются в работах М. Шварцбаха (1955), Л. Б. Рухина (1955), Н. М. Страхова (1961) и других исследователей. В соответствии с этим были отобраны материалы, характеризующие климаты прошлого, и вынесены на карты точки с породами-индикаторами.

Как один из важных показателей климата использовался минералогический состав глин, слагающих мезозойские и палеогеновые морские и континентальные толщи Западно-Сибирской плиты<sup>1</sup>. М. А. Ратсев (1964) убедительно показал, что глинистые минералы являются в основном аллотигенными образованиями, которые формируются главным образом на водосборных площадях, а ассоциации породообразующих минералов глин отражают климатическую обстановку их образования: ледовая и тундровая зоны — гидрослюда, хлорит; гумидная умеренная зона — монтмориллонит, гидрослюда; гумидная тропическая зона — каолинит, галлуазит; аридная зона — гидрослюда, монтмориллонит, магнезиальные силикаты (пальгорскит, сепиолит).

В качестве индикаторов жаркого засушливого климата рассматривались встреченные в мезозое и палеогене Западной Сибири красноватые карбонатные глины в основном гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, редкие прослои доломитов (иногда известняков) и случаи гипсоносности. Как показатели жаркого переменного-влажного климата — бокситы, некарбонатные пестроцветные каолиновые и каолинит-галлуазитовые глины, остаточные железные руды, латеритные коры.

Отсутствие мощных толщ известняков или доломитов в разрезах мезозоя и палеогена Западно-Сибирской низменности, хотя и указывает на то, что данный регион находился за пределами палеотропической области, на наш взгляд, не опровергает существования здесь теплого (возможно, близкого к современным субтропикам или даже тропикам) климата в прошлом, ибо накопление карбонатных осадков связано не только с температурой воды в бассейне, но и с характером и количеством поступающего с суши обломочного материала. В пользу теплого климата свидетельствует наличие прослоев известняков, мергелей, широкое развитие карбонатных цементов в песчаниках и алевролитах (юра — ранний мел), а также накопление мощных толщ мергелей, известковистых глин и аргиллитов (поздняя юра, маастрихт). В верхнеюрских отложениях Западно-Сибирской низменности известны также находки оолитовых известняков, которые, по данным Г. Квиринга (Quiring, 1944), формируются на мелководье при среднегодовой температуре воды не менее

<sup>1</sup> На карты были вынесены результаты изучения глинистых пород, заимствованные из литературы и основывающиеся главным образом на рентгеноструктурных и термических анализах (Антонова, Гурова, 1961; Антонова, 1966; Клубова, 1961; Соколова и др., 1965; Сорокина, 1960; Гольберт, 1966; и др.).

+20° С, и кокколитофоридовых мергелей (верхняя юра, валанжин, маастрихт-даний Западной Сибири) — пород, сложенных в основном скелетными остатками одноклеточных известковых водорослей, обитателей тропических и субтропических морей, вымирающих при сезонных (зимних) температурах ниже +9° С (Deflandre, 1952). Эти данные позволяют уже судить о температурах вод морских бассейнов, а следовательно, и климата данных геологических эпох.

Определенные указания на температурный режим Западно-Сибирского моря в разные эпохи юры, мела и палеогена дает морская фауна беспозвоночных. В ядрах скважин находки фауны относительно редки, и по ним трудно что-либо сказать. Однако в разрезах верхней юры и мела на восточном склоне Северного Урала фауна чрезвычайно богата и может быть использована при решении вопроса о палеотемпературах морских вод. То же можно сказать о выходах верхнего мела в Усть-Енисейском районе, выходах юры и мела в Хатангской впадине, обнажениях палеогена на восточном склоне Урала.

Аммониты и белемниты, довольно часто встречающиеся в отложениях верхней юры — искома, с одной стороны, явно отличаясь от родов и даже семейств, обитавших одновременно с ними в средиземноморской зоогеографической области, указывают на различия температурного режима между приэкваториальными морями и Западно-Сибирским морем (Сакс, Мессжинков и Шульгина, 1964; Сакс и Нальняева, 1964, 1966). Об этом же свидетельствует сокращение количества родов аммонитов в Западно-Сибирском море по сравнению с южными морями [4 и 20 родов в желловее, 4 и 20 родов в позднем кимеридже, 5 и 18 родов в раннем валанжине (берриасе)]. С другой стороны, у современных головоногих развитие яиц и, значит, размножение требуют сравнительно высокой температуры воды — не ниже +12—15° у большинства видов (Акимушкин, 1963). Следовательно, обилие ростров белемнитов, близких родственников кальмаров, уже является указанием на наличие температур воды, которые могли лишь немного отклоняться от температур морских вод в современных субтропиках. О тепловодности Западно-Сибирского моря в поздней юре говорит и факт чрезвычайно большого сходства западносибирской (точнее, восточноуральской и северосибирской) фауны головоногих с фауной Западной Европы, особенно Англии. Особенно ярко это проявляется в фаунах верхов оксфорда, кимериджа и нижней половины волжского яруса. В верхнемеловых отложениях Западной Сибири остатков головоногих мало, в частности почти нет белемнитов в Усть-Енисейском районе. Быть может, это является указанием на более низкие температуры воды в позднемеловых морях.

Среди двустворчатых моллюсков, гастропод и брахиопод мы тоже находим свидетельства существования пониженных по сравнению с приэкваториальной зоной температур воды: отличия в видовом и родовом составе, отсутствие свойственных экваториальным водам резко скульптурированных форм, явления гигантизма, особенно в классе брахиопод (Захаров, 1966; Дагис, 1968). Очень наглядны соотношения количества родов и видов, обитавших в морях Сибири и Западной Европы, приводимые В. А. Захаровым (1966): 35 родов и подродов и 73 вида в оксфорде — рашем кимеридже Англии и 17 родов и подродов и 30 видов в то же время в Северной Сибири. Вместе с тем обилие брахиопод уже говорит об относительно высоких температурах воды. Из двустворок устрицы, грифеи, изогномоны, пинны, гастроподы семейства *Calyptraeidae*, широко распространенные в сибирских морях поздней юры и раннего мела, с несомненностью указывают на относительно высокие температуры воды. В частности, устрицы требуют для размножения температуру воды не ниже +17—18°, оптимально +20—25° (Геккер и др., 1962). В кимеридже восточного склона Северного Урала встречаются и характерные для средиземноморской области тригонии (устное сообщение В. А. За-

харова). Рифовые кораллы — жители прибрежной полосы тропических морей в отложениях мезозоя и палеогена Западно-Сибирской плиты встречены не были. Отсутствие их, возможно, объясняется не столько низкой температурой воды в эпиконтинентальных бассейнах Западной Сибири, сколько другими неблагоприятными факторами (характером грунта, мутностью воды и т. д.). Однако в маастрихте и палеоцене бассейна р. Вах были встречены кораллы *Leptoria* Edw. et Hain и *Stephanophyllia* Michelin, которые, по заключению А. Б. Ивановского (устное сообщение), не могли существовать при температурах, опускающихся в зимние месяцы ниже  $+10^{\circ}\text{C}$ .

Состав фораминифер позволяет сделать вывод об обеднении сибирских фаун по сравнению даже с восточноевропейскими. Так, в волжских отложениях Русской равнины выделяется 25 родов фораминифер, в Северной Сибири — 14 (Иванова, 1968). При этом выпадают из комплекса и 4 семейства. Эти факты вероятнее всего можно объяснить ухудшением температурного режима в сибирских морях. В верхневолжских отложениях Западной и Северной Сибири присутствуют радиолярии — группа, свойственная сейчас в основном приэкваториальным бассейнам (с глубинами обычно более 500 м). Показательно, что радиолярии в больших количествах появляются в Западно-Сибирском море лишь в отдельные эпохи (поздневолжское время, турон-кампан, эоцен), которые, однако, нельзя считать эпохами максимального потепления бассейна. Самы раковинки радиолярий крупные и почти гладкие (*Sphaeroidea* sp., *Diclyomitra* sp., *Styhocapsa* sp.), что также, по-видимому, связано с относительно низкими температурами воды.

Находки в отложениях неокома и турона Западно-Сибирской низменности остатков скелетов динозавров и плезиозавров, костей плезиозавра в отложениях альба на о-ве Уединения в северной части Карского моря указывают на очень теплый климат в мезозое Западной Сибири, в том числе и в ее заполярной части. По устному сообщению Ю. А. Орлова и К. К. Флерова, а также по данным И. А. Ефремова (1950), динозавры обитали в обстановке, скорее всего близкой к современным тропикам или жарким субтропикам. Плезиозавры тоже вряд ли могли жить при температурах воды ниже  $+10$ — $12^{\circ}$ .

На влажный теплый климат указывают и угли, каолиновые глины, оолитовые железные и марганцевые руды. Отложения глауконита требуют средних годовых температур свыше  $+15^{\circ}\text{C}$  (Шатский, 1954). Только при сравнительно высоких температурах воды формируются известняки и мергели.

Чрезвычайно важное значение при определении среднегодовых температур климатов геологического прошлого имеют определения палеотемператур воды по изотопному составу кислорода в кальците раковин морских организмов, а также по соотношению Ca/Mg в органическом кальците. Используются для этого ростры белемнитов, в силу своей массивности в наиболее полной степени сохраняющие первоначальный состав раковин, тогда как раковины других организмов, например двусторонки, подвергаются позднейшим изменениям.

Результаты таких определений по юре и раннему мелу были опубликованы Т. С. Берлин, Д. П. Найдиным, В. Н. Саксом, Р. В. Тейс и А. В. Хабаковым (1966), а по позднему мелу — Д. П. Найдиным, Р. В. Тейс и И. К. Задорожным (1966). Прежде чем говорить о результатах, необходимо остановиться на общих предпосылках использования определений палеотемператур. Теоретические основы методов по изотопному составу кислорода освещены в работах Г. Юри, Г. Лоуэнштама и др. (Urey, 1947; Lowenstam, 1961), по соотношению кальция и магния — в работах Т. С. Берлин и А. В. Хабакова (1962, 1966).

Ростры белемнитов представляли часть внутреннего скелета животных, и потому их состав фиксировал температурный режим не морских

Таблица

Результаты палеотемпературных определений (°С) в рострах белемнитов из Западной Сибири и смежных с ней территорий по  $O^{18}/O^{16}$  и  $Ca/Mg^*$

Возраст	Бассейн р. Печоры		Восточный склон Северного Урала		Бассейн Хеты (Таймыр)		Бассейн Алабара		Низовья Лены		Восточный склон Южного Урала	Район р. Эмбы
	$O^{18}/O^{16}$	$Ca/Mg$	$O^{18}/O^{16}$	$Ca/Mg$	$O^{18}/O^{16}$	$Ca/Mg$	$O^{18}/O^{16}$	$Ca/Mg$	$O^{18}/O^{16}$	$Ca/Mg$	$O^{18}/O^{16}$	$O^{18}/O^{16}$
Средний тоар . . . . .	—	—	—	—	—	—	23,9 (1)	22,9 (5)	—	20,1 (1)	—	—
Верхний тоар—нижний аален	—	—	—	—	—	—	18,7 (1)	—	16,5 (1)	22,2 (2)	—	—
Аален . . . . .	—	—	—	—	—	—	16,7 (1)	—	—	—	—	—
Байос . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	18,3 (1)	—	—	—	—
Верхний бат . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	17,6 (1)	14,5 (1)	—	—	—
Нижний келловей . . . . .	18,2 (2)	14,9 (2)	—	—	—	—	—	—	—	15,2 (1)	—	—
Оксфорд . . . . .	16,9 (1)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Оксфорд-кимеридж . . . . .	18,2 (1)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Нижний кимеридж . . . . .	—	—	—	—	15,1 (4)	16,0 (2)	—	—	—	—	—	—
Верхний кимеридж . . . . .	18,5 (4)	—	18,9 (3)	15,6 (63)	16,2 (10)	15,2 (2)	—	—	—	—	—	—
Нижневожский подъярус . . . . .	—	—	—	—	15,8 (2)	—	—	—	—	15,6 (1)	—	—
Средневожский подъярус . . . . .	16,8 (2)	—	—	—	17,7 (2)	14,5 (23)	18,9 (2)	14,1 (4)	17,0 (6)	14,8 (5)	—	—
Верхневожский подъярус . . . . .	—	—	—	—	14,0 (2)	—	—	14,8 (1)	15,5 (1)	10,4 (1)	—	—
Нижний валанжин (берриас)	—	—	—	15,7 (4)	13,4 (2)	12,8 (8)	—	—	—	—	—	—
Пограничные слои нижнего и среднего валанжина . . . . .	14,9 (3)	13,5 (4)	—	—	16,8 (3)	13,3 (34)	18,1 (1)	13,2 (10)	—	—	—	—
Средний валанжин . . . . .	—	—	—	—	—	16,9 (2)	—	—	—	—	—	—
Пограничные слои среднего и верхнего валанжина . . . . .	—	—	—	—	15,5 (6)	14,1 (4)	—	—	—	—	—	—
Верхний валанжин . . . . .	—	14,0 (2)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Нижний готерив . . . . .	—	—	16,2 (1)	14,7 (4)	15,1 (1)	—	—	—	—	—	—	—
Верхний сантон—нижний кампан . . . . .	—	—	12,1 (4)	—	—	—	—	—	—	—	—	16,1 (3)
Верхний кампан . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16,3 (3)
Нижний маастрихт . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11,4 (1)	10,3 (2)
Верхний маастрихт . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13,9 (3)	14,3 (3)

\* Определения выполнялись по  $O^{18}/O^{16}$  Р. В. Тейс и Д. П. Найдным, по  $Ca/Mg$  Т. С. Берлин и А. В. Хабаковым. Недостоверные определения в таблицу не включены. В скобках количество анализированных ростров.

вод, а тела животных. Белемниты, как и все беспозвоночные, были животными холоднокровными, и температура их тела была близка к температуре окружающей среды. Однако белемниты были животными свободноплавающими и, судя по их близости к кальмарам, весьма активными. Поэтому температура их тела могла быть на несколько градусов выше среднегодовой температуры воды в море. С другой стороны, они могли жить не в поверхностных прогреваемых солнцем слоях воды, а в более низких и соответственно более холодных слоях. Вследствие этого определяемые по их рострам палеотемпературы могли быть ниже среднегодовой температуры поверхностных вод в морях. Две указанные поправки имеют противоположные знаки и потому в какой-то степени нейтрализуют друг друга.

Более существенным является то обстоятельство, что при установлении абсолютных значений палеотемператур приходится допускать постоянство солевого, а соответственно и изотопного состава вод Мирового океана от мезозоя и доныне. Это допущение отнюдь не является убедительным. Наоборот, поскольку в современном Мировом океане постоянно идут процессы привноса солей и пресных с иным составом изотопов вод с суши и одновременно процессы осаждения солей (солеобразование и адсорбция ионов), неизменность солевого состава океанических вод кажется маловероятной. Об иной по сравнению с современной солености Арктического бассейна, заливом которого являлось Западно-Сибирское море, в юрском периоде и в начале мела говорят, основываясь на составе поглощенных комплексов, И. С. Грамберг и Н. С. Спиро (1965).

Сказанное наводит на мысль, что палеотемпературные определения могут давать лишь относительные, но не абсолютные значения температуры морских вод. Однако приходится считаться с тем, что получаемые абсолютные величины палеотемператур в общем очень хорошо сходятся с данными о среднегодовых температурах воды (по составу морских биогенезов и по особенностям осадконакопления в море) и о температурах воздуха (по составу наземной растительности и по условиям выветривания на суше). Таким образом, мы вправе считать, что ошибки в определениях палеотемператур в рострах белемнитов и в абсолютном значении не превосходят нескольких градусов.

Значительно возрастают ошибки в определениях, когда мы сталкиваемся с заведомыми отклонениями от нормальной для данного отрезка времени солености. Отклонения не могли быть большими, коль скоро речь идет о водоемах, заселявшихся белемнитами — представителями стеногалинного класса головоногих. Все же и небольшие изменения в солености сказывались на изотопном составе кислорода ростров, как это хорошо видно при сопоставлении определений по кислородному и кальций-магнийскому методам (Берлин и др., 1966). Определения, хорошо сходимые в случаях, когда анализировались ростры, взятые в осадках открытого моря (при определениях по соотношению  $Ca/Mg$  эталоном служили данные по изотопам кислорода), резко на 5—10° и более расходятся при исследовании ростров из заведомо прибрежных мелководных фаций, очевидно, подвергавшихся воздействию поступающих с суши пресных вод (валанжин-готерив Северной Сибири). В таких случаях мы должны опираться на определения по соотношению  $Ca/Mg$ , и завышенные значения, полученные при анализе изотопного состава ростров из прибрежных фаций, нами в прилагаемую таблицу не включены.

Переходя непосредственно к результатам палеотемпературных определений, следует сказать, что для ранней и средней юры мы можем использовать данные только по району Анабарской губы и низовьям Лены. Приводившиеся в работах М. К. Калинко (1959) и В. Н. Сакса, М. С. Месежникова и Н. И. Шульгиной (1964) старые определения по  $O^{18}/O^{16}$  батокских и валанжинских ростров с рек Попигая и Анабара, как указывает выполнявшая эти определения Р. В. Тейс (Тейс и др., 1968),

не должны учитываться, так как были сделаны предварительно, с очень низкой точностью ( $\pm 5^\circ$ ).

Для среднего тоара в 1966 г. получены по обоим методам (Р. В. Тейс и Д. П. Найдиным в Москве и Т. С. Берлин и А. В. Хабаковым в Ленинграде) довольно высокие среднегодовые палеотемпературы ( $+20-23^\circ$ ), что как будто хорошо увязывается с расцветом в это время фауны в Арктическом бассейне. Для верхнего тоара и нижнего аалена палеотемпературы (по  $O^{18}/O^{16}$ ) оказались уже ниже ( $+16,5-18,7^\circ$ ), еще ниже они в ааленских отложениях ( $+16,7^\circ$ ). Для байоса есть тоже одно определение ( $+18,3^\circ$ ), для позднего бата по соотношению  $Ca/Mg +17,6^\circ$ , по соотношению  $O^{18}/O^{16}$  в ростре, взятом в низовьях р. Лены,  $+14,5^\circ$ . Надо сказать, что в целом определения среднегодовых палеотемператур в средней юре оказались более высокими, чем можно было ожидать, исходя из обедненности морской фауны, характера процессов выветривания и состава растительности на суше. Быть может, имели место какие-то общие отклонения в солевом составе вод Арктического бассейна.

Для раннего келловоя мы располагаем данными только по бассейну Печоры на западе ( $+15-18^\circ$ ) и по низовьям р. Лены на востоке ( $+15,2^\circ$ ). Оксфордские и кимериджские ростры из бассейна р. Печоры показали палеотемпературы того же порядка. В морях Северной Сибири среднегодовые палеотемпературы в кимеридже были около  $+15-16^\circ$ , с тенденцией к повышению во второй половине этого века. Повышение среднегодовых температур фиксируется и в бассейне р. Печоры, а по данным П. Фритца (Fritz, 1965) и в Западной Европе. Высокими остаются палеотемпературы в ранне- и средневожское время. Однако в поздневожское время, точнее, в конце средневожского времени, в морях Северной Сибири приходится констатировать явный спад среднегодовых палеотемператур (до  $+10-15^\circ$ ), продолжавшийся в раннем валанжине.

Возможно, похолодание Арктического бассейна было связано с возросшей обособленностью этого бассейна после поднятия мезозойд в Северо-Восточной Азии и Северо-Западной Америке. Палеотемпературные определения в рострах поздневожских белемнитов из Поволжья уже не дают указаний на понижение температур вод (Тейс и др., 1968). С конца раннего валанжина началось повышение среднегодовых палеотемператур, достигшее максимума в среднем валанжине (до  $+17^\circ$ ), затем в конце среднего валанжина и в позднем валанжине палеотемпературы начали снижаться (до  $+14^\circ$ ). В раннем готериве фиксируется снова некоторое повышение палеотемператур (до  $+15^\circ$ ). Наряду со среднегодовыми палеотемпературами в отдельных рострах белемнитов из Северной Сибири и бассейна р. Печоры измерялись послонно сезонные колебания температур (Тейс и др., 1968). Колебания оказались в пределах  $5-7^\circ$  для позднего кимериджа и до  $10-11^\circ$  в валанжине.

Такая амплитуда сезонных колебаний температур при среднегодовых температурах морских вод около  $+10-15^\circ$  в современных морях примерно отвечает условиям в районах, пограничных между субтропической и умеренной климатическими зонами. Все сказанное выше о характере наземной растительности и условиях выветривания подтверждает то, что северная часть Западной Сибири в поздней юре и в начале мелового периода действительно находилась вблизи границы субтропической и умеренной зон.

Материалов для палеотемпературных исследований по более высоким горизонтам нижнего мела нет. Для верхнего мела (верхи сантона — низы кампана) Д. П. Найдин, Р. В. Тейс и И. К. Задорожный (1966) приводят определения среднегодовых палеотемператур по четырем рострам из бассейна р. Сыни (восточный склон Приполярного Урала), показывающие в среднем значения ( $+12,1^\circ$ ) ниже, чем все установленные в верхней юре — неокоме. При этом ростры *Paractinocamax* охарактери-

зованы более низкими палеотемпературами (+9,1—9,3°), чем мелкие ростры *Actinocamax* (+14,4—15,6°). Возможно, первые, будучи хорошими пловцами, жили в открытом море, где, как будет показано ниже, проходило холодное течение, вторые же обитали в прибрежной прогреваемой зоне. Наличие северного холодного течения в северо-западной части Западно-Сибирского позднемелового моря объясняет и ухудшение температурного режима при продолжавшей сохраняться на берегах богатой субтропической растительности. Любопытно, что в районе р. Эмбы среднегодовые палеотемпературы того же времени и по рострам *Paractinocamax*, и по рострам *Actinocamax* на 3—4,7° выше (соответственно +13,9 и +18,7°, среднее +16,1°).

Для позднего кампана имеются определения палеотемператур по р. Эмбе (+16,1—16,5°). На р. Аят (восточный склон Южного Урала), по данным Д. П. Найдина, Р. В. Тейс и И. К. Задорожного (1964), ранний маастрихт охарактеризован относительно низкими палеотемпературами (+11,4°), поздний маастрихт — более высокими (+13,5—14,2°, среднее +13,9°). Такого же порядка палеотемпературы получены для района р. Эмбы (ранний маастрихт — среднее по пяти определениям +10,3°, поздний маастрихт — среднее по трем определениям +14,3°). Следовательно, мы должны считать, что в целом позднемеловые моря Западной Сибири были холодноводнее позднечурских и раннемеловых на 3—5°. Правда, определения для позднего кампана и маастрихта производились по рострам *Belemnitella* и *Belemnella*, живших, возможно, в открытом море на относительно больших глубинах. Вполне вероятно также, что холодное течение с севера проникало и в Тургайский пролив, быть может, не у поверхности, и потому на температурах воздуха и на наземной растительности не сказывалось. Что же касается понижения среднегодовых палеотемператур в раннем маастрихте, то оно, по-видимому, имело планетарный характер (Найдин и др., 1966).

Коль скоро мы перешли к количественным оценкам температур воды и воздуха в мезозое и палеогене Западной Сибири, нельзя пройти и мимо вопроса о положении полюса. Имеющиеся палеомагнитные определения, особенно для юрского и мелового периодов, показывают очень большое рассеяние точек местонахождения магнитного полюса (Поспелова и др., 1967). Если учесть, что определения с разных материков дают разные цифры, то, естественно, надо подходить осторожно к использованию даже европейских данных для суждения о положении полюса относительно Западной Сибири. Тем не менее стоит напомнить, что, по данным А. И. Белинского (1963), А. Кокса и Р. Долла (1963), Н. Опдайка (1966), среднее положение магнитного полюса по европейским определениям для юры приходится на северо-восток Азии (низовья Лены), для мела — севернее побережья современного материка. В палеогене, опять таки по европейским материалам, магнитный полюс находился к северу от Сибири, в море Лаптевых (Фрелих, 1965) или в Восточно-Сибирском море (Белинский, 1963).

Бесспорно, интереснее для нас определения положения полюса по материалам, взятым непосредственно из Западной Сибири и прилегающих к ней районов. Такие определения для конца юры и начала мела сделаны в Хатангской впадине. Они показали координаты магнитного полюса для второй половины волжского века: 102° в. д. и 54° с. ш., т. е. на Средне-Сибирском плоскогорье — положение полюса, которое не так уж сильно расходится с европейскими данными, но совершенно исключается для Западной Сибири, где устанавливается бесспорно близкая к широтной, вернее, имеющая северо-западную ориентировку, зональность. Определения в Анабарской губе для средней части валанжина, основанные на большом количестве образцов, дали координаты: 174° в. д. и 63,2° с. ш. (Корякское нагорье, Поспелова и др., 1967). Подобное положение полюса кажется более вероятным для оценки тех условий, которые были в

Западной Сибири. Северная часть последней оказалась бы расположена по широте на 5—10° южнее, чем сейчас, но широтные различия между северной и южной частями низменности сократились бы, так как параллели пошли бы под углом к современному их направлению.

Для начала позднего мела А. Я. Власов и Н. В. Николаичик (1964) по материалам из Чулымско-Енисейской впадины приводят координаты магнитного полюса: 16° з. д. и 73° с. ш. (вблизи восточного побережья Гренландии). Такое положение полюса вообще-то мало скажется на широтном положении Западной Сибири, но оно плохо вяжется с общими представлениями о миграции полюсов из Тихого океана в Арктический бассейн. Те же авторы для юрского периода по данным, полученным на Восточном Таймыре, дают совершенно невероятное для палеогеографических построений положение полюса в центральной части Тихого океана (178° в. д. и 26° с. ш.).

Наконец, для конца олигоцена — начала миоцена М. Г. Горбунов и Г. А. Поспелова (1966) приводят по породам с р. Тым (средняя часть Западно-Сибирской низменности) координаты полюса: 130° з. д. и 70° с. ш., т. е. вблизи устья р. Макензи в Арктической Канаде. Широтное положение Западной Сибири при этом сместилось бы к югу на 15—20°.

Резюмируя все сказанное, мы вынуждены признать, что очень большой разброс точек положения магнитного полюса, который получается и по сибирским данным, заставляет относиться к ним с недоверием. Прежде всего нельзя быть уверенным в совмещении географического и магнитного полюсов, возможно, вероятно, и неточности в определениях. Пужина, наконец, точная возрастная датировка, которая имеется только в определениях Г. А. Поспеловой.

Если же суммировать все данные палеомагнитных определений, данные о положении растительных зон на суше и о зоогеографической зональности в морях, то можно прийти к выводу, что географический полюс в юре и раннем мелу действительно находился в районе Крайнего Северо-Востока СССР, в позднем мелу он скорее всего уже сместился в Арктический бассейн, внутри которого постоянно был в палеогене.

Приведенные данные о палеотемпературах и положении полюса позволяют нам к вопросу о циркуляции атмосферных и водных масс в морях. Здесь можно высказывать лишь самые предварительные соображения. В ранней и средней юре, несмотря на то что Западная Сибирь находилась почти в центре крупного материкового массива, простиравшегося от берегов Норвегии до р. Лены и Японии, климат был, судя по растительности и углекислому, влажным и умеренно-теплым. С учетом вероятного нахождения Западной Сибири в более низких, чем сейчас, широтах сказанное можно объяснить только развитием повышенного облачного покрова и вторжением с запада циклонов, припосивших осадки. Зимний антициклон, который, казалось бы, должен был быть над северной частью материка, большой роли не играл. Отсутствие в это время вообще на земном шаре аридных зон можно связать с наличием густого облачного покрова и относительно высоким содержанием в атмосфере углекислоты.

В поздней юре южная часть Западной Сибири попадает в аридную зону, хотя в это время низменность затопляется морем, а вся Европа превращается в архипелаг островов. Такое положение могло создаваться лишь в условиях циркуляции атмосферы типа зоны пассатов, с преобладающими северо-восточными (и применительно к современной градусной сетке почти восточными) ветрами. Вместе с тем, поскольку Западная Сибирь находилась на периферии пассатной зоны, здесь, особенно летом, могли возникать ветры противоположного юго-западного или южного направления (возможность существования таких ветров, как указывается ниже, необходимо допускать для разноса пыли ксерофитов во внутренние части Западно-Сибирского моря). В более северных районах

Западной Сибири продолжал существовать циклонический режим с большим количеством приносившихся с запада осадков.

В морском заливе Арктического бассейна, каким было Западно-Сибирское море, должно было под действием вращения Земли установиться круговое течение против часовой стрелки. Этому способствовало теплое течение из Атлантики, заходившее с северо-запада в Западно-Сибирское море. Наличие такого течения убедительно подтверждается близостью морских фаун восточного склона Урала и Северо-Западной Европы и, наоборот, существенными различиями в поздней юре восточноуральской и среднесибирской фаун. Прямой обмен мелководными комплексами фауны между западным и восточным побережьями Западно-Сибирского моря не осуществлялся из-за больших глубин бассейна (судя по радиоляриям, в конце юрского периода порядка 500 м), а миграция вдоль берегов моря, по-видимому, затруднялась перед устьями рек, впадавших с востока.

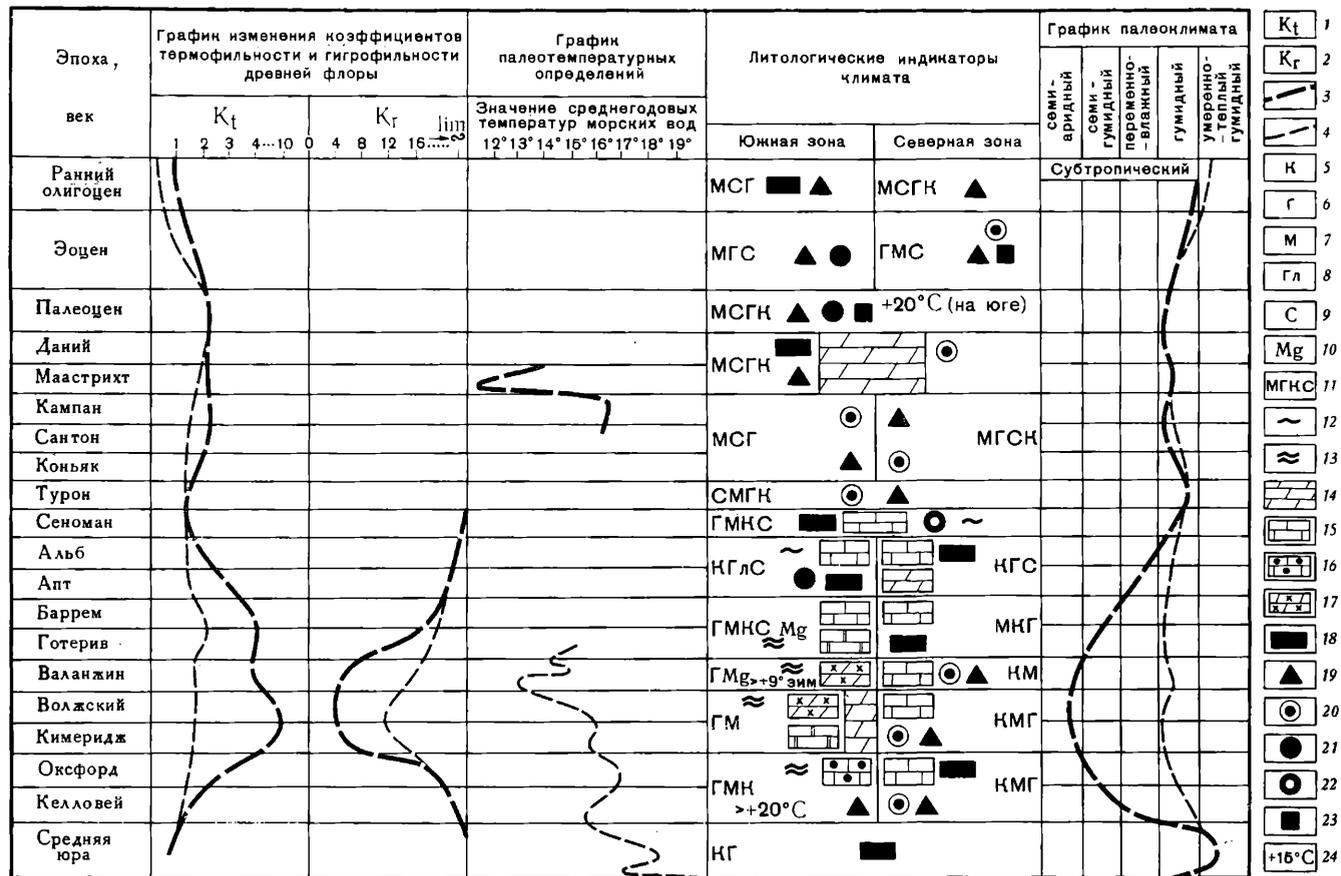
Наличие теплового течения, двигавшегося против часовой стрелки вдоль берегов Западно-Сибирского моря, может объяснить и близкую к современной широтной ориентировку климатических зон при вероятном северо-западном—юго-восточном направлении параллелей в юре и неокоме.

В начале мелового периода условия атмосферной и океанической циркуляции оставались прежними, однако по мере уменьшения глубин Западно-Сибирского моря стал облегчаться обмен фаунами западного и восточного его побережий. Во второй половине раннемеловой эпохи, несмотря на разрастание площади суши, в Западной Сибири устанавливается переменнo-влажный субтропический климат. Вероятно, это связано со смещением пассатной зоны к югу и распространением на всю территорию Западной Сибири циклонического климата, свойственного умеренным широтам. Циклоны, как и в средней юре, приходили с запада и приносили много осадков. Весьма возможно, что циклоны вторгались главным образом зимой, а лето оставалось сухим и жарким, тем более что общая облачность и содержание углекислоты в атмосфере должны были к этому времени уже понизиться.

Подобная же обстановка сохранялась в поздне меловую и палеогеновую эпохи. Судя по палеоботаническим данным, влажность климата еще более возросла, по всей вероятности, благодаря усилению циклонической деятельности. Однако здесь проявилось еще одно существенное отличие. Морское течение, поступавшее в Западно-Сибирское море с севера и бывшее в поздней юре и начале мела тепловодным, с поздне меловой эпохи стало холодноводным. Очевидно, появились барьеры (возможно, Урало-Новоземельская гряда), отклонявшие теплое атлантическое течение к северу. Вместо него, вероятно, вдоль Новой Земли с севера стали поступать холодные воды, с которыми связаны кремнистые осадки и низкие значения палеотемператур в рострах поздне меловых белемнитов на восточном склоне Урала. Вполне возможно, что по мере продвижения к югу холодные воды, опускаясь под слой теплой воды, образовывали придонное течение.

В маастрихте и палеогене открывался Тургайский пролив, через который проникало в Западно-Сибирское море теплое течение с юга, далее вовлекавшееся в общую циркуляцию вод в море и отклонявшееся к востоку. Это течение должно было сказаться на потеплении климата и соответственно на характере растительности в восточных районах низменности.

Комплексный анализ приведенных материалов по каждому возрастному горизонту показал, что по распространению пород-индикаторов и пунктов палеотемпературных определений можно дать качественную характеристику климата, но не всегда эти данные являются надежными реперами при проведении границ климатической зональности. Причина



этого проста. Не всякая фациальная обстановка дает возможность отложениям проявить себя в своем наиболее характерном виде. Так, например, красноцветные породы образуются и сохраняются в резко окислительных средах континентальных и лагунных фаций. В талассократические эпохи площади с благоприятными условиями для образования и сохранения красноцветных осадков резко сужаются или вовсе отсутствуют (поздняя юра, валанжин Западно-Сибирской плиты). Известковость морских осадков часто бывает следствием вторжения теплых течений из соседних тепловодных бассейнов (маастрихт). Образование рудных полезных ископаемых, при всех прочих равных условиях, зависит также от наличия благоприятных фаций, необходимых для их накопления, тектонических предпосылок и других факторов. При проведении границ климатических зон нельзя всецело полагаться и на палеотемпературные определения по рострам белемнитов, ибо эти данные отражают температуры водных масс и в значительной мере определяются океанической циркуляцией.

Анализ размещения глинистых минералов, помимо механической дифференциации глин по фациям, показал существенные различия основных глинистых ассоциаций в разрезе и на площади исследуемого региона, что свидетельствует об изменениях климата во времени и пространстве. Однако четких реперов для проведения границ климатических зон эти данные также дать не могут.

Приближенное решение вопросов о расположении границ климатических зон в пределах крупных регионов дает анализ размещения геологических формаций, особенно когда речь идет о границе между зонами аридного и гумидного климатов, но лучше всего для этого использовать данные об изменениях в растительном покрове суши. Геологические формации являются также важным показателем характера климатической обстановки в каждой из зон, что видно на примере мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности (см. главу I).

При анализе суммы литологических и других индикаторов палеоклимата по горизонтам можно получить качественную, а иногда и количественную характеристику каждой климатической зоны. Результаты такого анализа индикаторов представлены в общей схеме реконструкции климата в мезозое и палеогене Западно-Сибирской низменности (рис. 3). Как видно из схемы, для средней юры характерны гидрослюдисто-каолиновый состав глин, прослой углей, что указывает на теплый и влажный климат эпохи. Уже в начале позднелюрской эпохи на юге Западной Сибири проявились признаки засушливости и дальнейшего потепления климата. В отложениях верхней юры и нижнего мела климатические индикаторы на севере и юге низменности существенно различны. В южной зоне глины имеют преимущественно гидрослюдисто-монтмориллоновый состав, континентальные отложения карбонатны и красноцветны, морские осадки тоже карбонатны и часто слабо доломитизированы, в них встречаются прослой оолитовых известняков и кокколитофоридовых мергелей. В валанжине и готерив-барреме на юго-востоке (Чулымо-Енисейская впадина) в глинах отмечается примесь магнезиальных силикатов (сепиолит,

Рис. 3. Схема реконструкции климата мезозоя и палеогена Западной Сибири

1 — коэффициент термофильности; 2 — коэффициент гидрофильности; 3 — кривые изменения  $K_t$  и  $K_r$ , палеотемпературных определений и палеоклимата для южной зоны; 4 — то же, для северной зоны; 5 — глины каолиновые; 6 — глины гидрослюдистые; 7 — глины монтмориллоновые; 8 — глины галлуазитовые; 9 — смешанно-слойные генетические сростки; 10 — примесь магнезиальных силикатов (пальгорскит, сепиолит); 11 — глины сложного состава (в количественном отношении минеральные компоненты расположены в убывающем порядке); 12 — глины пестроцветные; 13 — глины пестроцветные известковистые; 14 — преобладание в разрезе мергелей и известковистых глин; 15 — прослой известняков; 16 — прослой оолитовых известняков; 17 — прослой кокколитофоридовых мергелей; 18 — угли; 19 — скопления глауконита; 20 — оолитовые железные руды; 21 — бокситы; 22 — высокоглиноземистые бобовые железные руды (железистые бокситы); 23 — марганцевые руды; 24 — температурные условия по литологическим и палеонтологическим индикаторам

палыгорскит), известны случаи гипсоносности. Эти данные являются показателями засушливого субтропического климата (среднегодовая температура около  $+20^{\circ}\text{C}$ ), господствовавшего в южной зоне на протяжении поздней юры, валанжина, готерива и баррема.

На севере низменности в отложениях верхней юры, валанжина и готерив-баррема основными породообразующими минералами глины являются каолинит, монтмориллонит и гидрослюда. Морские отложения также нередко карбонатны, а в верхнеюрско-валанжинских осадках отмечены огромные скопления глауконита, проявления и месторождения оолитовых железных руд. В континентальных и паралических фациях прослой углей особенно широко распространены в отложениях готерив-баррема. Среднегодовая температура позднеюрского—неокомского бассейна на севере Западной Сибири и в Хатангской впадине продолжала, видимо, оставаться на уровне  $+12\text{—}18^{\circ}\text{C}$ , а в раннем валанжине (берриасе) даже несколько ниже. В отличие от южной половины низменности, климат на севере, надо полагать, был гумидным субтропическим без признаков аридности.

В ант-альбское время литологические особенности бокситоносной формации (жирные каолинит-галлазитовые пестроцветные глины, латеритные коры выветривания, бокситы) свидетельствуют о переменном-влажном субтропическом климате, господствовавшем на большей части территории обрамлявших плиту возвышенностей (за исключением северных районов, где климат оставался влажным и, видимо, был более прохладным, о чем говорят угленосность, преобладание гидрослуд в глинах, отсутствие галлазита и бокситов).

В отложениях верхнего мела и палеогена специфических индикаторов климата для отдельных частей низменности нет — они становятся общими для всего региона в целом. Такими индикаторами являются глины (представленные преимущественно генетическими сростками пакетов гидрослюдисто-монтмориллонитового состава с примесью каолинита или механическими смесями этих минералов), угленосность отложений, известковистость осадков в маастрихте и дании, огромные скопления глауконита, проявления и месторождения железных (турон—эоцен) и марганцевых (палеоцен, эоцен) руд. Отмечены находки единичных кораллов в отложениях маастрихта и палеоцена, имеющих зимнюю температуру обитания не ниже  $+10^{\circ}\text{C}$ . В туроне бассейна р. Мугай был найден скелет плезиозавра. Известно определение В. А. Хахлова (1947) среднегодовой температуры ( $+20^{\circ}\text{C}$ ) по датско-палеоценовой флоре окраин Кузбасса. Все это указывает на теплый и влажный климат эпохи.

Очевидно, Западно-Сибирская низменность в позднемеловое и палеогеновое время находилась в пределах одной зоны субтропического климата, и только с раннего олигоцена последний становится, видимо, умеренно-теплым.

Приведенные в схеме реконструкции палеоклимата (см. рис. 3), его литологические показатели находятся в полном соответствии между собой и подтверждают все выводы, полученные при анализе карт палеофлористической зональности. Неравномерное распределение в стратиграфическом разрезе реперов палеотемпературных замеров существенно не снижает точности построений, так как закономерные изменения флоры и литологического состава отложений наилучшим образом отражают постепенные и закономерные изменения климата в мезозое и палеогене на территории Западно-Сибирской низменности. Поэтому нет оснований считать, что климатические характеристики отрезков времени (апт, альб, сеноман, турон, эоцен, ранний олигоцен), для которых не имеется определений среднегодовых температур, в значительной степени отличались от палеотемпературных реперов смежных геологических эпох и веков.

На основании всего изложенного ранее, очевидно, что комплексный анализ флористических, литологических и других данных и составленные

на их основе карты могут явиться достаточно надежной фактической базой, опираясь на которую можно делать достоверные выводы о климатах прошлого.

Все построенные карты, графики и схемы показывают, что в мезозое и палеогене на территории Западно-Сибирской низменности климат постепенно менялся (сохраняя преемственность между смежными геологическими эпохами) в направлении прогрессирующего похолодания от субтропического в поздней юре, мелу и раннем палеогене до умеренно-теплого в олигоцене. На фоне общей тенденции климатических изменений наблюдаются длительные эпохи существенных потеплений, а в южной зоне — и засушливости: поздняя юра, неоком, сеноон, ранний эоцен. Для этих эпох в пределах Западно-Сибирской низменности четко намечается широтная или почти широтная климатическая зональность. В сеномане и туроне, а также в конце позднего мела и в палеогене зональность сглаживается в связи с перемещением зоны засушливого климата к югу за пределы региона.

Карты индикаторов древних физико-географических условий, наряду с данными о составе и размещении геологических формаций, послужили основой для палеогеоморфологических исследований, а также той фактической базой, на которую опирались реконструкции палеогеографической обстановки при картировании древних ландшафтов.

### Реконструкция растительного покрова

При воссоздании растительного покрова геологического прошлого на том или ином участке земной поверхности, а именно он (тип растительного покрова) является одним из определяющих элементов ландшафта, исследователь сталкивается с большими трудностями, поскольку для решения такой задачи сведений (пусть даже достаточно полных и достоверных) только о систематическом составе древней флоры очевидно недостаточно. Необходимо еще установить тип растительной формации, который образовывала данная флора, т. е. были ли это леса и какие именно (гиляя, тайга, галерейные леса) или, быть может, лесостепи или степи и т. д. Кроме того, количественные соотношения тех или иных форм растений в ископаемых спорово-пыльцевых спектрах, да и в местонахождениях листовой флоры, как правило, искажены и не вполне эквивалентны таковым во флоре, некогда произраставшей на данном участке. В спорово-пыльцевом спектре некоторая, иной раз значительная, его часть является аллохтонной и может быть принесенной из удаленных мест обитания.

Анализ условий обитания наземных животных, особенно фауны млекопитающих, в этом смысле кажется даже предпочтительнее, ибо он позволяет непосредственно подойти к решению вопроса о типах палеоландшафтов и растительных формаций. Удачные примеры таких реконструкций ландшафтов геологического прошлого мы находим в работах И. А. Ефремова (1950), Ю. А. Орлова (1961) и других исследователей. К сожалению, в нашем случае этот метод исключался ввиду почти полного отсутствия данных о мезозойских и палеогеновых наземных животных Западной Сибири и недостаточной изученности условий их обитания.

Тем не менее воссоздание картины растительного покрова на территории Западной Сибири в юрском, меловом и палеогеновом периодах, основанное главным образом на результатах определений ископаемых спорово-пыльцевых комплексов, нам не кажется делом совершенно безнадёжным. Для этого мы располагаем следующими данными и критериями:

1) систематическим составом древней флоры и количественными соотношениями основных ее таксономических групп в спорово-пыльцевых комплексах;

2) представлением об основных особенностях произрастания тех или иных групп древних растений и их экологических ассоциаций;

3) возможностью учитывать способность пыльцевых зерен тех или иных растений к переносу;

4) представлением о палеогеографических обстановках, в том числе о характере рельефа и климата в районах местонахождения спорово-пыльцевых комплексов и на соседних площадях;

5) литологическими и геохимическими критериями — типом осадочной формации, формирующейся на данном участке земной поверхности, и характером процессов химического выветривания.

Комплексный анализ этих данных, на наш взгляд, открывает достаточно большие перспективы в деле воссоздания растительных формаций геологического прошлого. Литолого-геохимические особенности отложений и характер процессов элювиообразования при этом являются особенно важными критериями, поскольку, как указывает А. И. Перельман (1961), геохимия процессов в зоне гипергеза теснейшим образом связана с типом ландшафта и свойственным ему растительным покровом.

Остановимся кратко на примере такого рода анализа, обратившись для этого к рассматриваемому нами промежутку времени и соответствующим этому этапу геологической истории мезофитной и кайнофитной флорам.

В составе юрской и раннемеловой флор на территории Западно-Сибирской низменности, как видно на картах распространения и экологической характеристики древней флоры (см. Приложение 1—6), были распространены следующие основные группы растений. Прежде всего это травянистые, древовидные и лианоподобные папоротники — типичные гигрофилы, обитатели влажных и затененных участков. Затем следуют хвойные, среди которых основная роль принадлежит теплолюбивым их представителям — ногоплодниковым, араукариевым и формам растений, продуцировавшим пыльцу, относимую к формальному роду *Classopollis* (*Brachyphyllum*, *Pagiophyllum*). Значительная роль среди хвойных принадлежит также древним представителям сосновых. Большинство хвойных, как известно, приспособлено к обитанию на открытых сухих участках, а некоторые из них являются даже ксерофитами.

Третью крупную группу юрской и раннемеловой флор Западной Сибири составляют теплолюбивые цикадофиты (беннеттитовые, цикадовые), кейтошисвые и, по-видимому, эвритермные и менее термофильные гинкговые. Условия обитания этих растений изучены еще слабо, так как в большинстве своем это вымершие формы. Однако, как указывает М. И. Голенкин (1947), эти растения представляли собой преимущественно низкорослые формы, предпочитающие селиться на увлажненных и затененных участках.

Из всей этой флоры только пыльца сосновых и ногоплодниковых обладает соответствующими приспособлениями и способна к переносу на большие расстояния. При прочих равных условиях эта пыльца предпочтительно и будет накапливаться в аэлохтонной части ископаемого спорово-пыльцевого комплекса. Обычно же пыльца и споры местных растений в спектрах явно преобладают над принесенными с соседних районов. Поэтому для других групп растений спорово-пыльцевые спектры с достаточной достоверностью отражают тип растительности данной зоны.

В течение среднеюрской эпохи Западно-Сибирская плита представляла собой холмистую озерно-аллювиальную равнину, где происходило накопление континентальных сероцветных (местами отбеленных) угленосных отложений (терригенно-полимиктовая угленосная формация).

Как видно на карте распространения и экологической характеристики среднеюрской флоры (см. Приложение 1), состав растительности был приблизительно однородным на всей площади плиты. Основным компонентом этой растительности являлись, по-видимому, папоротники, среди

которых доминируют их сибирские представители, и хвойные — в основном араукариевые, ногоплодниковые и представители сосновых. При этом количество последних заметно возрастает на юге, юго-востоке и востоке плиты. В центральных и южных районах низменности спорадически и в небольших количествах встречаются также ксерофитные хвойные — *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum*. Почти повсеместно, но в небольших количествах присутствуют гинкговые и еще в меньшем числе — цикадофиты.

Угленосность среднеюрских отложений (местами чрезвычайно высокая), повсеместная обогащенность отложений растительными остатками свидетельствуют о весьма большой биологической продуктивности растительности среднеюрской эпохи, об огромной массе органического вещества, накапливавшегося в осадках, и о восстановительной обстановке осадконакопления. Все это совершенно определенно указывает на то, что данная флора образовывала тогда леса, покрывавшие почти всю территорию равнины. Судя по составу среднеюрской флоры, это были, по-видимому, преимущественно хвойные леса из араукариевых, ногоплодниковых и древних сосновых, с пышным папоротниковым подлеском. В древостое, видимо, была также небольшая примесь гинкговых, а в подлеске — цикадофитов. На увлажненных участках, болотах, по берегам рек и озер преобладали густые заросли папоротников и плаунов, а также немногочисленных представителей рода *Taxodium*. На возвышенных участках в южных районах равнины господствовали гинкгово-хвойные леса с примесью ксерофитных пород, продуцировавших пыльцу *Classopollis*. Следовательно, уже имела место дифференциация растительного покрова в зависимости от характера рельефа. На эту особенность растительности среднеюрской эпохи указывал и Ю. В. Тесленко (1963).

Спорово-пыльцевые комплексы, определенные из среднеюрских отложений в приенисейской зоне низменности, а также в северных районах Зауралья, почти нацело сложены спорами папоротниковых (до 75%) и пыльцой хвойных, среди которой обычно преобладает пыльца сосновых. Как мог возникнуть такой странный комплекс, состоящий из пыльцы и спор растений с трудно совместимыми экологическими требованиями? Вряд ли можно, например, вообразить, что папоротники образовывали пышный подлесок в сухом сосновом лесу или что на влажных заболоченных участках, заселенных густыми зарослями папоротников, произрастали и такие «любители» сухих почв, как сосна или араукария. Более вероятным кажется предположение о том, что пыльца хвойных в этих спорово-пыльцевых спектрах является аллохтонной, принесенной из других местообитаний. Это предположение становится очевидным, если учесть то обстоятельство, что вблизи рассматриваемых участков равнин в среднеюрскую эпоху возвышались — на западе — низкогорья Урала, а на востоке — Енисейского кряжа и плато Сибирской платформы.

Приспособленность хвойных к обитанию на склонах возвышенностей и способность их пыльцы, особенно сосновых и ногоплодниковых, к переносу на большие расстояния, а также анализ палеогеографической обстановки явились основанием считать пыльцу хвойных рассматриваемых комплексов аллохтонной. Автохтонную часть комплексов составляют, следовательно, споры папоротников и пыльца прочих растений (гинкговые, немногочисленные цикадофиты и таксодиевые).

Отсюда следует, что в Зауралье и на восточной окраине плиты равнины были покрыты главным образом зарослями папоротников, а на склонах гор Урала, Енисейского кряжа и на плато Сибирской платформы произрастали хвойные леса, преимущественно сосновые с примесью араукариевых и ногоплодниковых.

То же можно сказать и относительно спорово-пыльцевых комплексов из отложений низов верхней юры Северного и Среднего Зауралья (см. Приложение 2). Формирование этих комплексов, несомненно,

происходило под влиянием массового приноса пыльцы сосновых с соседних возвышенных участков палео-Урала. Там на возвышенностях, вероятно, произрастали сосновые леса (сосна, как правило, обитает в виде крупных лесных массивов) с небольшой примесью других хвойных и гинкговых.

В качестве примера, иллюстрирующего это положение, можно также привести спорово-пыльцевые спектры из среднеюрских угленосных отложений Кулунды (см. Приложение 1). Здесь в комплексах очень много пыльцы сосновых (до 40—45%) и местами гинкговых. В среднеюрскую эпоху эта местность представляла собой низкогорье с многочисленными межгорными впадинами, в которых накапливались песчано-конгломератовые толщи с прослоями глин и углей (см. Приложение 1, рис. 18).

Формирование спорово-пыльцевых комплексов в этих условиях, несомненно, происходило при массовом привносе пыльцы сосновых и гинкговых со стороны лесных массивов, покрывавших склоны гор. Здесь видимо, имела место вертикальная климатическая и флористическая зональность: в верхнем поясе произрастали сосновые леса, ниже располагались более влажные хвойно-гинкговые леса с подлеском из папоротников и (еще ниже) цикадофитов, и, наконец, в долинах располагались заросли основных углеобразователей — папоротников, плаунов и хвощей.

Иной тип растительного покрова существовал в южных районах Западно-Сибирской плиты в начале позднеюрской эпохи (келловей-оксфорд). В спорово-пыльцевых комплексах здесь значительно больше хвойных ксерофитов, местами очень много древних теплолюбивых хвойных и, наряду с ними, иногда очень много влаголюбивых растений — напорогшиков и цикадофитов (см. Приложение 2).

В начале позднеюрской эпохи на юге Западно-Сибирской плиты существовала холмистая денудационная равнина, у северного края которой происходило накопление красноцветных известковистых глин татарской свиты (терригенно-полимиктовая пестроцветная формация). Отложения эти совершенно лишены углей и скоплений растительного детрита (см. рис. 6). Образование пестроцветной толщи свидетельствует о сухости климата, красноземном типе выветривания в области денудации и о резко окислительной обстановке в области осадконакопления. Все это исключает возможность существования на юге Западно-Сибирской плиты лесных массивов.

Здесь на водораздельных пространствах, по-видимому, имел место лишь редкий растительный покров в основном из древних хвойных и ксерофитов, а на увлажненных участках — в низинах, долинах рек и по берегам водоемов — в подлеске светлых хвойно-гинкговых галерейных лесов произрастали папоротники и цикадофиты.

В спорово-пыльцевых комплексах из кимериджских и волжских отложений южных и центральных районов низменности доминирующая роль принадлежит хвойным, среди которых резко преобладают ксерофитные хвойные, продуцирующие пыльцу *Classopollis*. Количество пыльцы цикадофитов и спор папоротников, напротив, резко сокращается (см. Приложение 3). Низменность в это время захватывается широкой морской трансгрессией, и изученные спорово-пыльцевые комплексы получены в основном из морских отложений (см. рис. 7). Комплексы эти, следовательно, являются полностью аллохтонными и перенесенными на значительные расстояния. При этом анализ палеогеографических карт и карт распространения и экологической характеристики древней флоры (см. Приложение 3) приводит к предположению о наличии южных ветров (хотя бы в вегетативный период), которые разносили пыльцевые зерна, продуцируемые растениями на суше. В этих условиях наиболее летучая пыльца сосновых, если бы эти растения играли сколь-либо заметную роль во флоре прибрежных районов, должна была преобладать в аллохтонных спорово-пыльцевых спектрах из морских осадков. Этого, однако, не

наблюдается. В спорово-пыльцевых комплексах из верхнеюрских морских отложений центральных и южных районов низменности резко преобладает пыльца *Classopollis*, и лишь на юго-востоке плиты, ближе к горным районам Алтае-Саянской области, роль сосновых заметно возрастает, а ксерофитных хвойных, напротив, убывает.

Преобладание в аллохтонных комплексах пыльцы *Classopollis*, по-видимому, могло иметь место лишь в том случае, если продуцирующие ее растения были доминирующим членом растительных формаций на континенте. В юго-восточные же районы низменности пыльца сосновых в большом количестве поступала с горных участков Алтае-Саянской области и Енисейского края, которые в это время, видимо, были покрыты хвойными, преимущественно сосновыми лесами (см. Приложение 3, рис. 21).

Геологические данные и результаты палеоклиматического анализа свидетельствуют о существовании в позднеюрско-валанжинское время на юге Западной Сибири и в Северном Казахстане зоны жаркого семиаридного климата и о преобладании здесь низкого выровненного рельефа. Развитие красноцветных отложений в континентальных фациях верхней юры и валанжина (тяжинская и низы илекской свиты на юго-востоке низменности, пестроцветные отложения таборинской свиты в Таборинской и Юконской депрессиях Среднего Зауралья) и отсутствие в этих осадках углей и растительных остатков свидетельствуют о преобладании красноземного выветривания в областях денудации и окислительной обстановки в области седиментации. Все это указывает на отсутствие лесов на суше. Растительный покров в южных, юго-восточных и западных районах Западно-Сибирской плиты в то время был, по-видимому, редким и состоял главным образом из хвойных ксерофитов.

Что это были за растения, как они произрастали — в настоящее время сказать трудно, так как это полностью вымершие формы, а в ископаемом состоянии они обнаружены пока только в виде пыльцевых зерен и обрывков побегов с шишками. Экология этих растений пока не выяснена, но установлено, что они относятся к ксерофитам и обитали в жарких засушливых областях. Вероятно, это были небольшие деревья, может быть, хвойные кустарники, произраставшие единичными особями или группами. Лесов они во всяком случае не образовывали.

Потепление и аридизация климата привели к миграции ксерофитов из жарких засушливых областей Казахстана и Средней Азии и расселению их в пределах Западной Сибири (Вахрамеев, 1964; Тесленко, 1963). При этом вначале они завоевывают только возвышенные водораздельные участки (конец средней и начало поздней юры), а затем в связи с выравниванием рельефа и аридизацией климата во второй половине поздней юры и некоем расселяются почти повсеместно, вытесняя папоротники и другие влаголюбивые растения, а также менее сухостойкие сосновые и араукариевые (см. Приложения 1—5).

В северо-западных и северо-восточных прибортовых районах низменности в спорово-пыльцевых комплексах из отложений верхней юры и валанжина присутствуют в основном два компонента: хвойные (сосновые и древние хвойные) и папоротники. Ксерофитные хвойные здесь практически отсутствуют (см. Приложения 2—4). Накопление угленосных отложений в континентальных и паралических фациях (Полярное и Приполярное Зауралье) и формирование мощной терригенно-глаукоцитовой формации в прибрежной зоне позднеюрско-валанжинского морского бассейна указывают на существование на севере Западной Сибири теплого влажного климата и на интенсивное проявление химического выветривания подзолистого типа. Эти данные свидетельствуют также о существовании на суше густого растительного покрова огромной биологической продуктивности. В соответствии с особенностями палеорельефа на плато северо-западной части Сибирской платформы и холмогорьях Полярного и Приполярного Урала в то время, по-видимому, произрастали гинкгово-

хвойные леса, а на прибрежных местах заболоченных равнинах — густые заросли папоротников, саговниковых и таксодиевых (см. Приложение 2—4, рис. 20—22).

Обратимся теперь к примеру воссоздания растительного покрова на Урале и в Зауралье в один из этапов позднего мела.

В составе позднемеловой флоры Западной Сибири наиболее широко распространение приобретают сосновые, таксодиевые, а также новый тип растений — покрытосеменные. Роль папоротников в спорово-пыльцевых комплексах из отложений верхнего мела значительно снижается, а представители мезофитной флоры голосменных — цикадофиты и гинкговые исчезают почти полностью. Резко сокращается также количество араукариевых, подокарпусовых и других форм древних хвойных.

Во флоре позднего мела имеются как типичные представители теплолюбивых растений (вечнозеленые породы покрытосеменных — миртовые, мириковые, протейные и др.), так и листопадные умеренного пояса (дубовые, липовые, березовые, ивовые и др.), как ксероморфные (*Cupressaceae*, *Ephedra*, некоторые мириковые), так и гигрофилы — папоротники, таксодиевые. Помимо пыльцы сосновых в составе спорово-пыльцевых комплексов позднего мела к дальнему переносу приспособлена также пыльца березовых. Пыльца этих растений имеет, следовательно, наибольшие потенциальные возможности накапливаться в аллохтонных комплексах.

В сеноманское время Урал представлял собой меридиональную гряду пологих холмов с высотами 200—500 м, а Зауральская низменная денудационная равнина имела абсолютные отметки 0—200 м.

В самых западных пунктах распространения сеноманских отложений, у подножия возвышенностей восточного склона Урала, в спорово-пыльцевых комплексах доминантами являются пыльца сосновых, покрытосеменных и споры папоротников. Подчиненное значение имеет пыльца таксодиевых. Пыльца сосновых в этих спектрах принадлежит в основном роду *Cedrus*, а пыльца покрытосеменных большей частью относится к растениям неопределенной систематической принадлежности. Меньшая часть пыльцы покрытосеменных принадлежит представителям лесной флоры субтропиков (*Myricaceae*, *Menispermaceae*, *Castanea*, *Quercites*, *Hamamelidaceae*, *Ericipites* и др.) и умеренного пояса, в том числе пыльца клена, ивы и березы.

По направлению к востоку в пределах Зауральской равнины количество пыльцы кедра и покрытосеменных уменьшается, возрастает содержание спор папоротников и пыльцы таксодиевых (см. Приложение 7, рис. 25).

Учитывая повышенную способность пыльцы сосновых и отчасти березовых к дальнему переносу, можно полагать, что пыльца именно этих растений приносилась в осадки Зауральской равнины, составляя аллохтонную часть комплексов. Судя же по автохтонной части спорово-пыльцевого спектра, растительный покров Зауральской равнины представлял собой заросли папоротников и таксодиевых. Аллохтонная часть комплекса была принесена с возвышенных частей палео-Урала, склоны которого, видимо, покрывали влажные хвойно-лиственные леса с папоротниковым подлеском.

Соотношения флор возвышенностей с флорами прилегающих равнин могут быть различными. В. Шафер (1956) различает два типа таких соотношений. Первое соотношение вытекает из тесного флористического родства возвышенностей с соседними равнинами. В этом случае флора возвышенностей является местной. Второе соотношение определяется различием флор равнин и возвышенностей. Флора последних сложилась в результате перемещения растений из далеких стран. Такое соотношение является следствием длительных климатических и эволюционных изменений и наблюдается в настоящее время наиболее часто.

Второе соотношение флор прекрасно иллюстрируется ранее приведенными примерами по флоре юры и неокома. Первые хвойные ксерофиты *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum* появились в средней юре на возвышенностях, видимо, переместившись из более южных стран, что следует из преимущественного распространения пыльцы ксерофитных хвойных в спорово-пыльцевых спектрах отложений южных районов низменности (см. Приложения 1—5). В поздней юре—неокоме ксерофиты спустились в аккумулятивную равнину и расселились на засушливых водораздельных пространствах.

Аналогично этому в конце альбского века, также на возвышенностях и также с юга, впервые в Западной Сибири появляются покрытосеменные, которые в позднем мелу—палеогене постепенно завоевали всю Западно-Сибирскую равнину (см. Приложения 6—12). Наши материалы, таким образом, подтверждают высказанное М. И. Голениным (1947), В. А. Вахрамеевым (1952), Ю. В. Тесленко (1958) и А. Л. Тахтаджяном (1961) предположение о развитии первых покрытосеменных растений в тропической зоне земного шара с последующим их распространением на север в умеренные широты по возвышенным формам рельефа (Тесленко и др., 1966).

В обоих разобранных случаях широкое расселение вновь появившихся растений происходило в обстановке общей денудации рельефа. В поздней юре—валанжине денудация сопровождалась продвижением на север границы пояса аридного климата, а в позднем мелу—палеогене проходила в условиях отсутствия четкой климатической зональности на территории низменности. В результате в обоих случаях возникало флористическое родство растительности низменности и районов ее обрамления, становилось преобладающим первое соотношение флор.

Приведенных выше примеров, по-видимому, достаточно, чтобы проиллюстрировать основные принципы и критерии принятой авторами методики реконструкции растительного покрова для столь отдаленного геологического прошлого. Реконструкции эти, конечно, весьма схематичны, но при более детальных исследованиях могут быть существенно конкретизированы.

### Литологические критерии реконструкции палеоландшафтов

При формировании ландшафта, как известно, большое значение имеет геологическое строение района (состав пород, их текстурно-структурные особенности, условия залегания, тектоника и т. д.). Этот фактор, совместно с рельефом, климатом, органическим миром, также оказывает влияние на скорость и тип выветривания, почвообразование, и на геохимию среды формирования осадков и других процессов. Однако площади, занимаемые отдельными ландшафтами, в большинстве случаев настолько велики, что на их территории развиты различные породы, проявляются разные особенности геологического строения и наблюдаются довольно разнообразные физико-географические условия. В пределах ландшафта, следовательно, формируется достаточно разнообразный комплекс отложений как в отношении их вещественного состава, так и в отношении генезиса. Поэтому в основу выделения ландшафтов по литологическому принципу следует положить не отдельные генетические или петрографические типы отложений, а геологические формации, т. е. естественные ассоциации парагенетически тесно связанных между собой горных пород.

Это обстоятельство особо подчеркивается Н. М. Страховым, который указывает, что «...в каждом ландшафте возникала более или менее мощная толща осадочных пород, которая является естественным их сообществом или парагенезом и отражает в своем составе длительно существовавшую физико-географическую обстановку и ее тектонический режим»

(Страхов, 1960, стр. 89). Каждой геологической формации соответствует, следовательно, свой конкретный ландшафт. Это положение будет рассматриваться нами как основной принцип при реконструкции и картировании древних ландшафтов.

Формационный анализ был произведен (см. главу I) для мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты, служившей областью осадконакопления. Тем не менее результаты этого анализа позволяют не только восстановить условия седиментации в древних ландшафтах, которые служили областью формирования осадочных формаций, но также воссоздать процессы, происходившие в смежных палеоландшафтах областей денудации, т. е. в прилегающих к плите районах складчатого обрамления. В последних осадки не накапливались, но продукты выветривания и механической денудации выносились в соседние аккумулятивные ландшафты, где участвовали в образовании осадочных формаций, сообщая им особенности своего вещественного состава, окраски и других признаков.

Например, терригенно-мезомиктовая пестроцветная формация (готсрив-баррем), распространенная на юге низменности, представлена мощной толщей красноцветных известковистых гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин, чередующихся с прослоями зеленых и серых алевролитов, песчаников, реже галечников. По периферии низменности встречаются также конгломераты. Песчано-алевритовый материал олигомиктовый или полимиктовый, как правило, не окатан и плохо отсортирован.

Вещественный состав и строение терригенно-мезомиктовой пестроцветной формации указывает на то, что ландшафт, явившийся областью ее формирования, представлял собой обширную озерно-аллювиальную равнину, периодически превращавшуюся в опресненную лагуну с окислительными условиями осадконакопления. В соседнем денудационном ландшафте, развивавшемся в жарком засушливом климате и питавшем данную формацию, по всей вероятности, были развиты красноземные коры выветривания, а энергичные колебательные движения постоянно омолаживали рельеф. В результате длительное время происходил размыв свежих и слабо выветрелых пород, а также красноземных кор выветривания, продуктами переотложения которых и являются породы рассматриваемой формации. Этим и объясняется преобладающая красная окраска пород и нередко их полимиктовый состав.

Приведем еще один пример использования литолого-геохимических данных и формационного анализа в целях реставрации древних ландшафтов.

Верхнеюрско-валанжинская терригенно-глауконитовая формация приурочена к области мелкого моря, в которой накапливались прибрежно-морские осадки. Формацию составляет довольно однообразный комплекс пород. Это в основном зеленые или зеленовато-серые глауконито-кварцевые песчаники и алевролиты с прослоями и линзами глауконитов, оолитовых гидрогетит-лептохлорит-сидеритовых железных руд и гидрослюдисто-монтмориллонитовых, каолинитовых и хлоритовых глин, часто также обогащенных глауконитом.

Детальное изучение терригенно-глаукопитовой формации (Гольберт, 1966, 1968) показало, что формирование последней происходило в прибрежно-морском ландшафте с нормальной соленостью вод. В пределах этого ландшафта в его мелководной части существовали окислительно-восстановительные условия (в приповерхностном слое осадка), в которых образовывались оолитовые руды гидрогетит-лептохлорит-сидеритового состава. Глауконит и лептохлорит в породах формации накапливались также и в слабо восстановительных условиях сублиторальной зоны ландшафта. Рудное хемогенное вещество, за счет которого происходило массовое образование аутигенных железистых минералов, поступало в прибрежно-морской ландшафт с соседней водосборной площади, где шли

активные процессы химического выветривания подзолистого типа, при котором только мог происходить интенсивный вынос рудоносных растворов. Там, следовательно, существовал ландшафт сильно обводненной денудационной равнины, покрытой влажными лесами и густыми зарослями папоротников. Этот тип ландшафта обеспечивал высокое содержание в поверхностных и грунтовых водах органических соединений, интенсивное подзолистое выветривание, мобилизацию и массовую миграцию железа и других минеральных компонентов в растворах.

Сказанное целиком и полностью относится к ландшафтам водосборных площадей позднего мела и раннего палеогена, восстанавливаемых по особенностям состава верхнемеловой — палеогеновой терригенно-глауколитовой формации.

Этих примеров, на наш взгляд, достаточно, чтобы проиллюстрировать основные критерии чисто литологического характера, которые играют важную роль в деле реконструкции ландшафтов геологического прошлого. Примеры эти, однако, далеко не исчерпывают всего многообразия явлений и связей между особенностями вещественного состава осадков и типами породивших их ландшафтов.

### Реконструкция и картирование палеоландшафтов

Итак, методика реконструкции древних ландшафтов сводится к воссозданию и картированию их определяющих элементов — рельефа, климата, растительного покрова — применительно к тому или иному этапу геологического развития региона.

Исходным материалом для этого могут служить серии вспомогательных карт: палеогеографических, с обозначенным на них рельефом суши и морского дна, палеоклиматических и карт или схем распространения геологических формаций. В некоторых случаях, по-видимому, целесообразно также составление вспомогательных карт растительного покрова, если таковые могут быть построены по палеоботаническим данным. Все эти карты должны быть составлены для тех же этапов геологического времени, для которых производится реконструкция палеоландшафтов.

В данной работе реконструкция и картирование мезозойских и палеогеновых ландшафтов производилась на соответствующих палеогеографических картах Западно-Сибирской низменности с нанесенными на них основными формами рельефа и границами климатических зон (см. рис. 19—31). При этом учитывались также схемы размещения геологических формаций (см. рис. 2), а для воссоздания растительного покрова использовались карты распространения и экологической характеристики древней флоры (см. Приложения 1—12).

При картировании древних ландшафтов следует постоянно иметь в виду, что с изменением рельефа, климата или растительного покрова качественно меняется и сам ландшафт.

Так, например, участки земной поверхности с одинаковым или близким типом рельефа и адекватной фациальной обстановкой могли находиться в различных климатических условиях, что влекло за собой серьезные изменения в органическом мире, а следовательно, и в самом ландшафте. В свою очередь изменения в составе растительности, связанные с общей эволюцией органического мира, вызывали существенные перестройки в характере растительных формаций, а эти последние — качественные изменения в ландшафтах и протекающих в них гипергенных процессах.

Все эти категории физико-географической среды являются, следовательно, определяющими элементами ландшафта, а сам ландшафт есть продукт их взаимодействия, являя собой новое качество.

Отсюда понятно, что для определения ландшафта как единого целого должен существовать и определенный показатель этого качества, вобрав-

ший в себя признаки составных его частей. Таким показателем, как указывает А. И. Перельман (1961), является геохимическая среда, особенности которой определяют характер всех гипергенных процессов. Особенности геохимической среды тех или иных ландшафтов должны, следовательно, служить критерием их классификации.

В практике воссоздания ландшафтов геологического прошлого о характере геохимических процессов мы можем судить только по литолого-геохимическим особенностям отложений, образовавшихся на том или ином участке древней географической оболочки Земли. А поскольку реконструкции палеоландшафтов производятся для достаточно длительных промежутков времени, на протяжении которых природные условия в определенной мере варьировали, то перед исследователем ставится вопрос лишь о преобладающем типе этих процессов. В качестве же источника информации и элементарной единицы понятия «отложения» необходимо рассматривать не отдельные пласты, пачки или генетические типы отложений, отражающие частные случаи в развитии зоны гипергенеза, а крупные парагенетические сообщества горных пород — геологические формации. Последние как раз и воплотили в себе весь комплекс физико-географических условий породивших их ландшафтов, запечатлели изменения природных условий во времени и пространстве.

Геологические формации являются, следовательно, важнейшим критерием в реконструкции и картировании древних ландшафтов, а площади их распространения, по-видимому, примерно совпадают с площадями соответствующих ландшафтов.

Направленность гипергенных процессов определяется прежде всего положением ландшафтов по отношению к базису эрозии. В связи с этим ландшафты естественно подразделяются на два типа: денудационные и аккумулятивные, а последние, в свою очередь, — на континентальные и морские их подтипы.

Денудационные ландшафты являются, по определению Б. Б. Польшова (1953), автономными, относительно не зависящими от соседних, и все процессы, которые в них протекают, направлены в сторону аккумулятивных ландшафтов. Иными словами, механические и химические продукты разрушения денудационных ландшафтов и связанных с ними кор выветривания перераспределяются в их пределах и через боковой сток поступают в ландшафты, расположенные гипсометрически ниже. В континентальных аккумулятивных ландшафтах происходят накопление и дальнейшая миграция терригенного и хемогенного материала, который в конце концов попадает в морские ландшафты, служащие конечной областью седиментации.

При этом в денудационных ландшафтах особенности физико-географической обстановки отражены в типе выветривания, а следовательно, и в характере продуктов разрушения горных пород — терригенного и хемогенного материала, поступающего в соседний аккумулятивный ландшафт. В последнем происходит накопление продуктов разрушения денудационного ландшафта и их преобразование в случае наличия здесь качественно отличной геохимической среды. Тип осадочной формации, формирующийся в данном аккумулятивном ландшафте, таким образом, закономерно связан как с питающим денудационным ландшафтом, так и с воздействием палеогенных процессов, направленность которых определяется особенностями природных условий аккумулятивного ландшафта. Это обстоятельство необходимо всегда учитывать при реконструкции денудационных ландшафтов по осадкам смежных с ними областей седиментации.

Итак, тип выветривания, зависящий главным образом от рельефа, климата и растительного покрова, является тем признаком, который может быть положен в основу разделения древних денудационных ландшафтов. В соответствии с этим в мезозойских и палеогеновых денуда-

ционных ландшафтах Западно-Сибирской плиты и прилегающих районах ее складчатого обрамления выделяются четыре класса: ландшафты с красноземным, латеритным и подзолистым типами выветривания и ландшафты преобладающей механической денудации.

Геохимическая среда и для аккумулятивных ландшафтов является определяющим признаком, от которого зависят миграция элементов в их пределах, ее направленность и интенсивность.

В континентальных аккумулятивных ландшафтах Западной Сибири происходило накопление красноцветных и сероцветных толщ, причем цвет слагающих их пород обусловлен в основном значениями окислительно-восстановительного потенциала среды осадконакопления. Поэтому континентальные аккумулятивные ландшафты могут подразделяться на два класса: на ландшафты красноцветные и сероцветные.

Щелочно-кислотный режим морских аккумулятивных ландшафтов стлчается устойчивой слабощелочной реакцией вод. Регулятором условий рН являются соли, представляющие собой соединения сильных оснований со слабыми кислотами. Таковы в основном карбонаты Са и Mg. Их концентрация в пресных водах континентальных водоемов значительно ниже. Этим геохимическая среда морских аккумулятивных ландшафтов отличается от среды континентальных ландшафтов, что приводит к качественному различию отложений тех и других.

Значения окислительно-восстановительного потенциала в разных зонах морских бассейнов различны и определенным образом связаны с рельефом морского дна. Окислительные и окислительно-восстановительные условия характерны для седиментации и диагенеза осадков в мелководных бассейнах. Такие условия на протяжении всего рассматриваемого отрезка геологического времени господствовали в прибрежно-морских зонах позднеюрско-валанжинского бассейна. Позднемеловые и палеогеновые бассейны Западной Сибири были мелководными на всей своей площади и среда осадконакопления в них также характеризовалась преобладанием окислительно-восстановительных процессов. Восстановительные условия характерны для относительно глубоководных морей. Это преимущественно области открытого моря позднеюрского и отчасти валанжинского бассейнов Западной Сибири.

В соответствии с этим морские аккумулятивные ландшафты подразделяются на две большие группы: группу ландшафтов прибрежной зоны моря и ландшафты открытого моря.

Однако значения редокс-потенциала и щелочно-кислотный режим далеко не полностью характеризуют особенности физико-химической обстановки области седиментации. Здесь действуют и другие факторы физико-химического и биотического характера. Тем не менее все они находят свое отражение в вещественном составе осадков, формирующихся на данном участке земной поверхности.

Отсюда очевидно, что при воссоздании древних аккумулятивных ландшафтов, представлявших собой достаточно крупные и длительные время развивавшиеся элементы географической оболочки, их следует, по-видимому, различать также по тому признаку, областью формирования какой геологической формации являлся данный ландшафт, а картировать — в границах соответствующих формаций.

Этот признак, видимо, может быть положен в основу выделения низших таксономических групп естественной классификации древних ландшафтов, т. е. их видов.

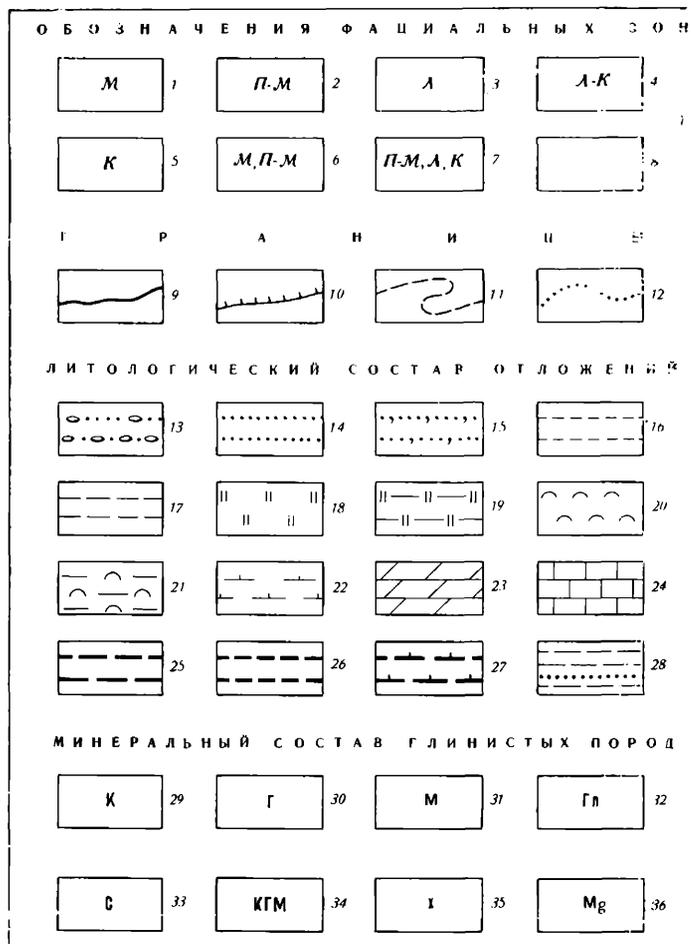
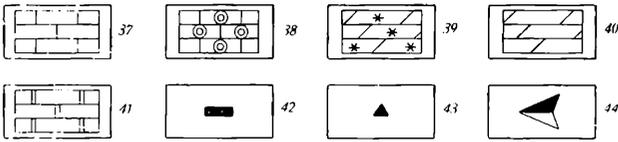


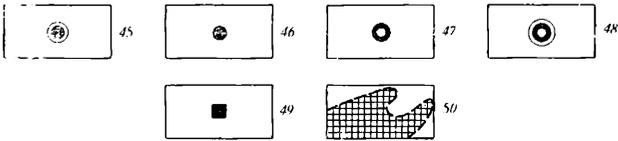
Рис. 4. Условные обозначения к картам «Индикаторы древних физико-географических условий различных фациальных зон Западно-Сибирской низменности» (рис. 5—17)

Обозначения фациальных зон: 1 — морские фации; 2 — прибрежно- и мелководно-морские фации; 3 — фации крупных солоноватоводных бассейнов; 4 — лагунно-континентальные фации; 5 — континентальные фации; 6 — чередование морских и прибрежно-морских фаций (преобладают первые); 7 — чередование прибрежно-морских, лагунных и континентальных фаций; 8 — область денудации. Границы: 9 — современного распространения отложений; 10 — предполагаемого распространения морского бассейна в период максимума трансгрессии; 11 — фациальных зон; 12 — литологических комплексов. Литологический состав отложений: 13 — пески и песчаники с грубым обломочным материалом и прослоями конгломератов; 14 — пески и песчаники мелко- и среднезернистые; 15 — пески и песчаники с глауконитом; 16 — алевриты, алевриты; 17 — глины, аргиллиты; 18 — опоки; 19 — глины опокные; 20 — диатомиты, трепела; 21 — диатомовые глины; 22 — глины, аргиллиты, известковистые; 23 — мергели; 24 — известняки; 25 — глины пестроцветные некарбонатные; 26 — алевриты глинистые пестроокрашенные; 27 — глины пестроцветные карбонатные; 28 — переслаивание различных типов пород на примере переслаивания глинистых и песчаных пород (с преобладанием первых). Минеральный состав глинистых пород: 29 — каолиновые; 30 — гидрослюдистые; 31 — монтмориллонитовые; 32 — галлазитовые; 33 —

П Р О С Л О Й Н Е К О Т О Р Ы Х Т И П О В П О Р О Д



М Е С Т О Р О Ж Д Е Н И Я И Р У Д О П Р О Я В Л Е Н И Я О С А Д О Ч Н Ы Х П О Л Е З Н Ы Х И С К О П А Е М Ы Х



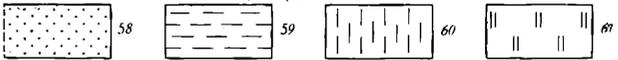
О Р Г А Н И Ч Е С К И Е О С Т А Т К И



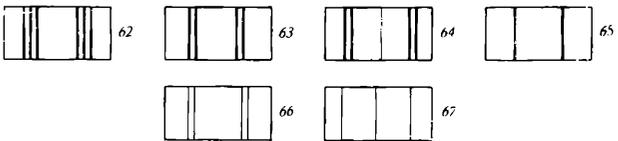
П А Л Е О Т Е М П Е Р А Т У Р Н Ы Е О П Р Е Д Е Л Е Н И Я



М И Н Е Р А Л Ы Й С О С Т А В Г Л И Н И С Т Ы Х П О Р О Д  
(на врезках)



П А Л Е О К Л И М А Т И Ч Е С К И Е З О Н Ы  
(на палеоклиматических схемах-врезках)



смешанно-слоистые генетические сростки; 34 — сложного состава (компоненты в убывающем порядке); 35 — примесь хлорита; 36 — примесь магниевых силикатов (сепиолит, палыгорскит). Прослой некоторых типов пород: 37 — известняков; 38 — оолитовых известняков; 39 — кокколитофоридовых мергелей; 40 — мергелей; 41 — доломитов; 42 — углей; 43 — скопления глауконита; 44 — гипсоносность. Месторождения и рудопроявления осадочных полезных ископаемых: 45 — оолитовые железные руды; 46 — бокситы; 47 — переотложенные бокситы; 48 — бобовые глиноземистые железные руды (железистые бокситы); 49 — марганцевые руды; 50 — участки сплошного распространения железных руд. Органические остатки: 51 — кости плезиозавров; 52 — кости динозавров; 53 — одиночные шестилучевые кораллы. Палеотемпературные определения: 54 — по изотопному составу кислорода (среднегодовые); 55 — по находкам оолитовых известняков (среднегодовые); 56 — по флоре (среднегодовые); 57 — по находкам остатков теплолюбивых организмов (нижний предел зимних температур). Минеральный состав глинистых пород (на врезках): 58 — каолиновые; 59 — гидрослюдистые; 60 — монтмориллонитовые; 61 — смешанно-слоистые генетические сростки. Палеоклиматические зоны (на палеоклиматических схемах-врезках): 62 — субтропического семиаридного климата; 63 — субтропического семигумидного климата; 64 — субтропического переменновлажного климата; 65 — субтропического климата средиземноморского типа; 66 — субтропического гумидного климата; 67 — умеренно-теплого гумидного климата

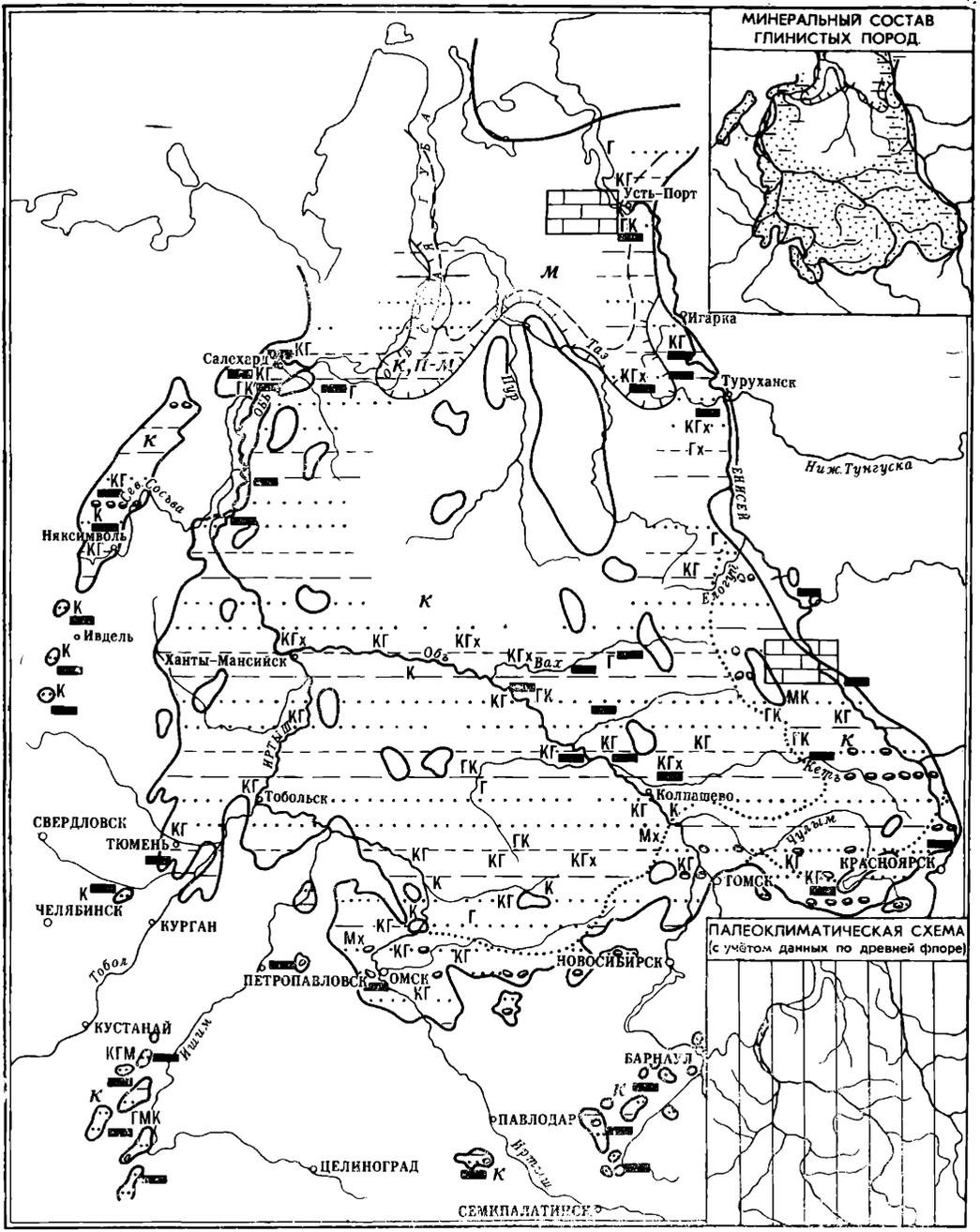


Рис. 5. Индикаторы древних физико-географических условий различных фациальных зон Западно-Сибирской низменности

Средняя юра

Условные обозначения см. на рис. 4

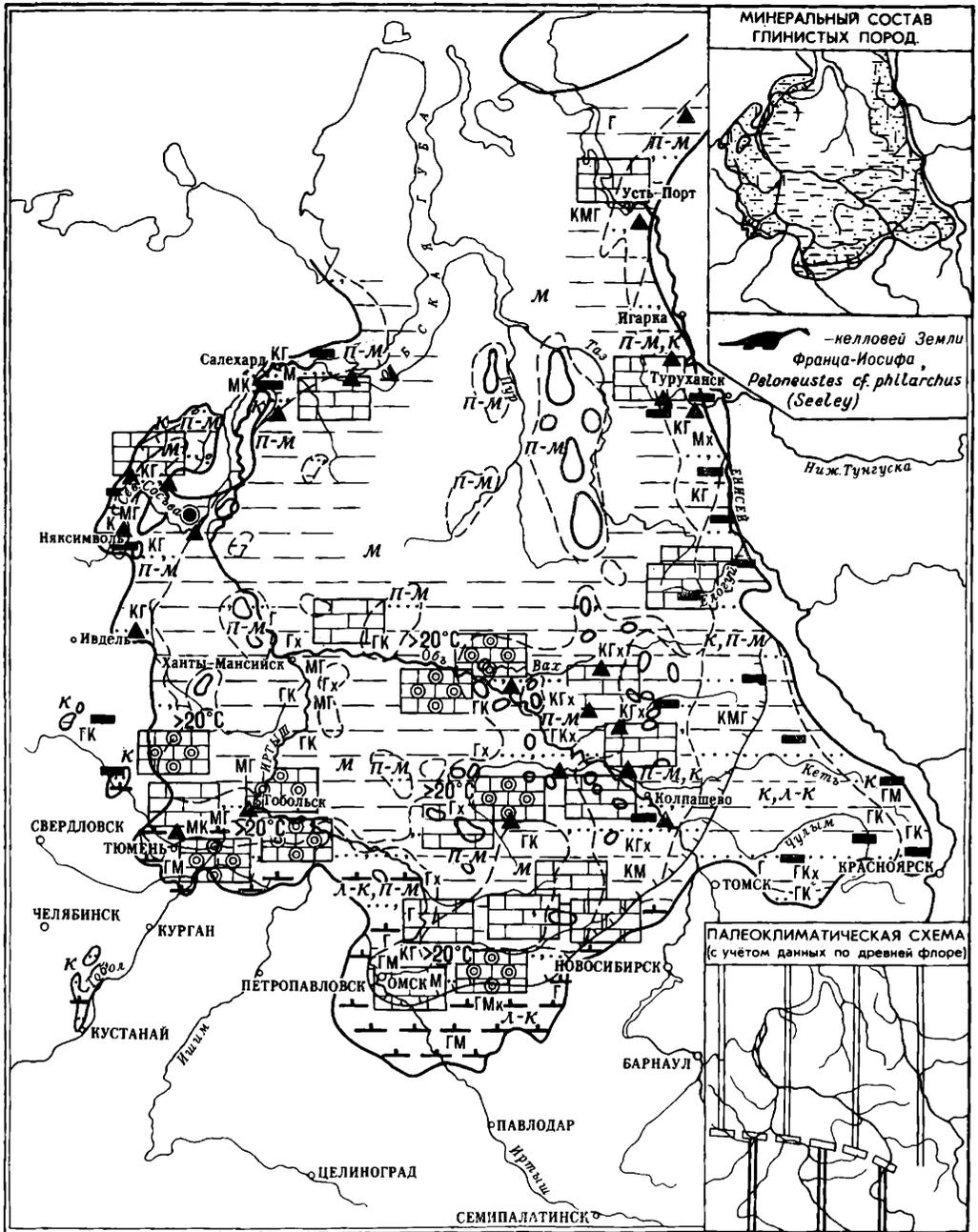


Рис. 6. Индикаторы древних физико-географических условий различных фацальных зон Западно-Сибирской низменности

Келловей-оксфорд

Условные обозначения см. на рис. 4



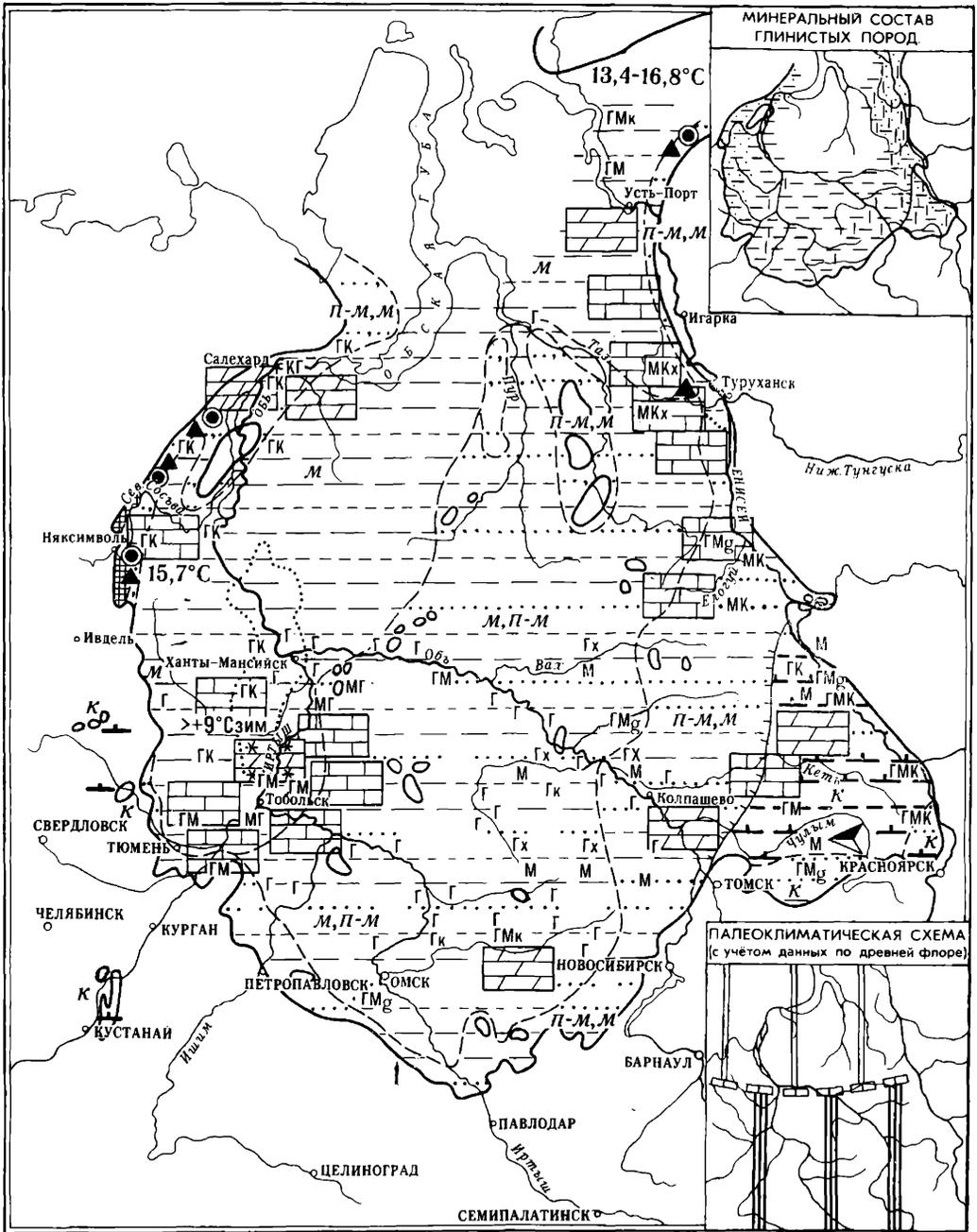


Рис. 8. Индикаторы древних физико-географических условий различных фациальных зон Западно-Сибирских низменности

Валанжин

Условные обозначения см. на рис. 4

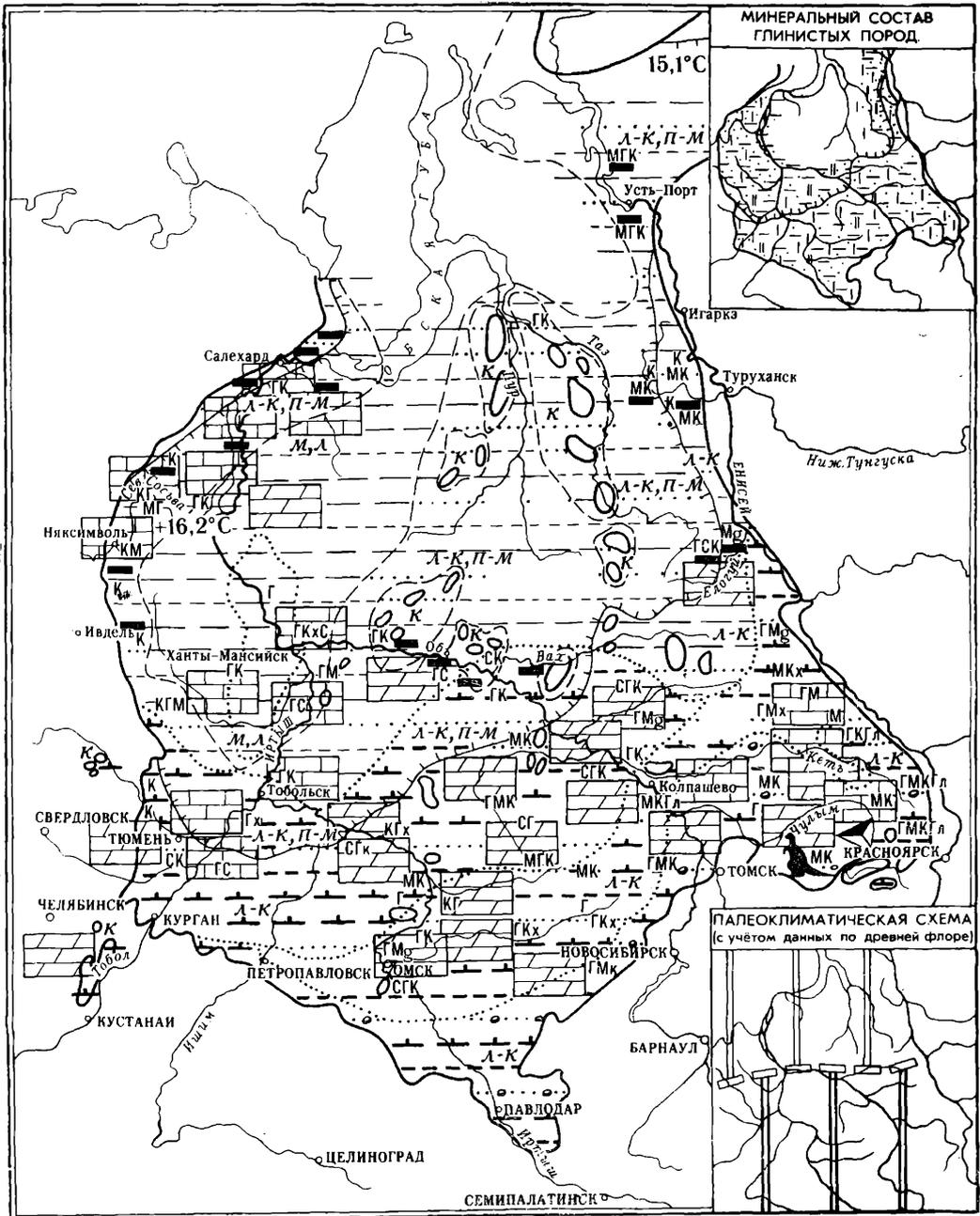


Рис. 9. Индикаторы древних физико-географических условий различных фациальных зон Западно-Сибирской низменности

Готерив-баррем

Условные обозначения см. на рис. 4

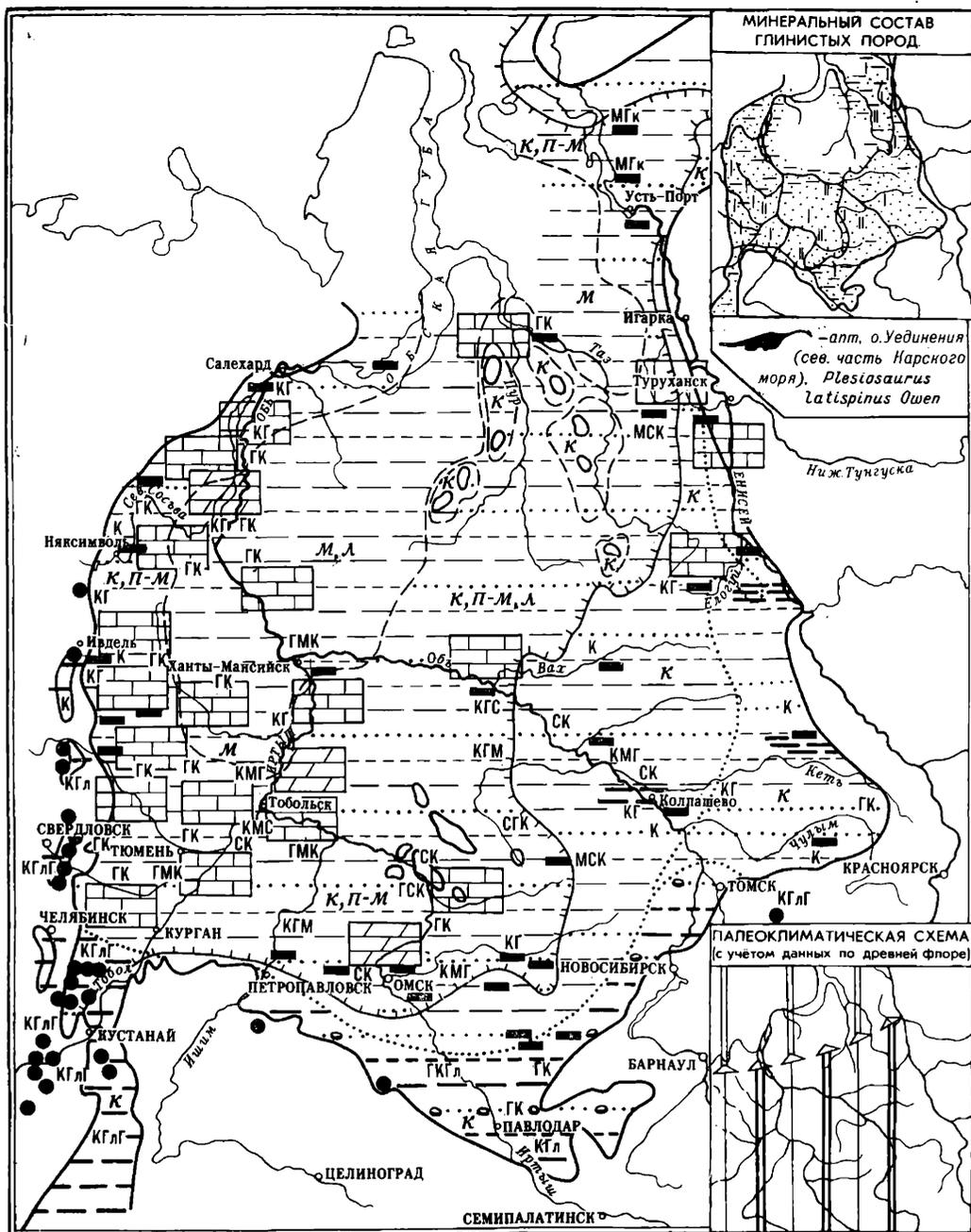


Рис. 10. Индикаторы древних физико-географических условий различных фациальных зон Западно-Сибирской низменности

Апт-альб

Условные обозначения см. на рис. 4

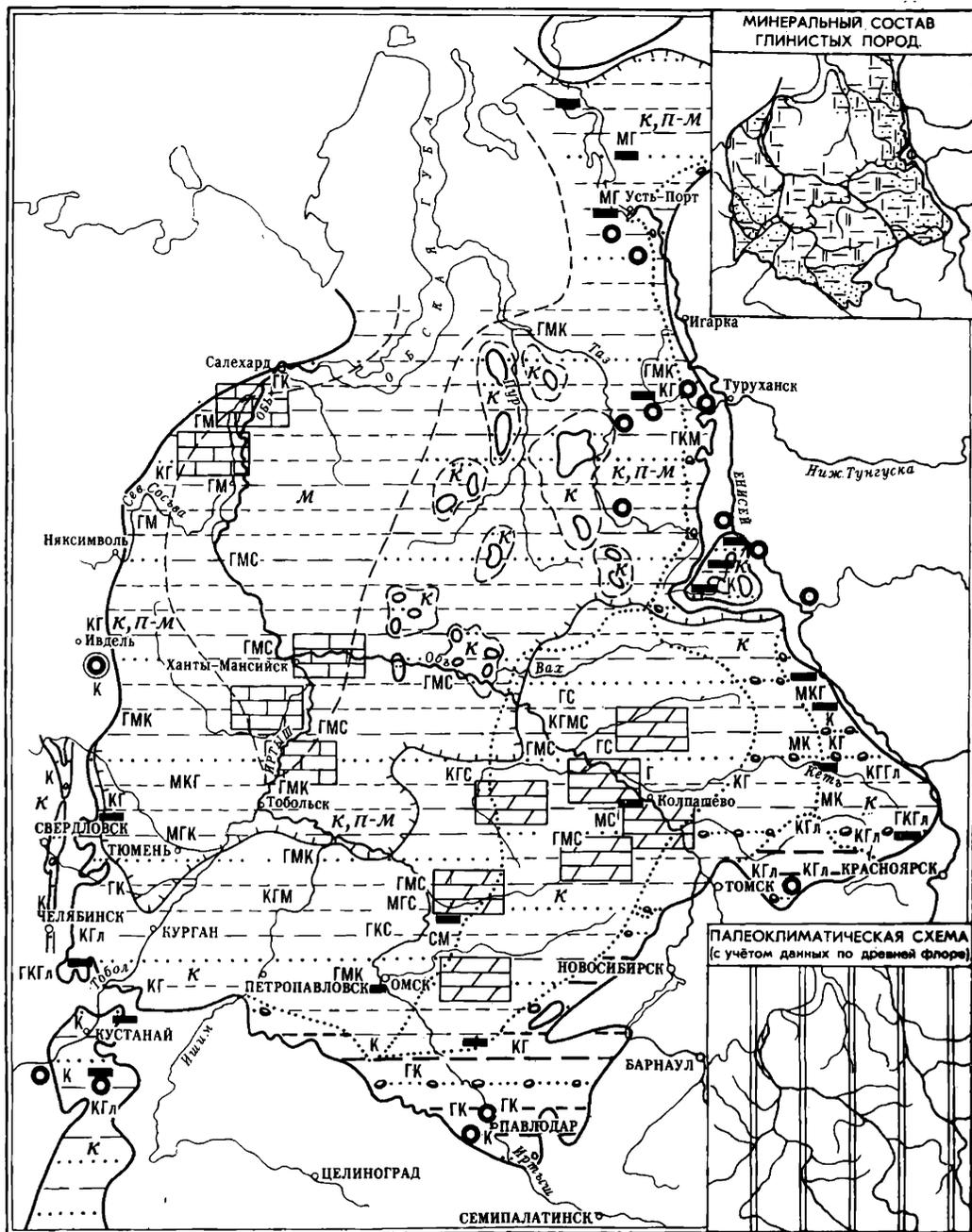


Рис. 11. Индикаторы древних физико-географических условий различных фациальных зон Западно-Сибирской низменности

Сеноман

Условные обозначения см. на рис. 4

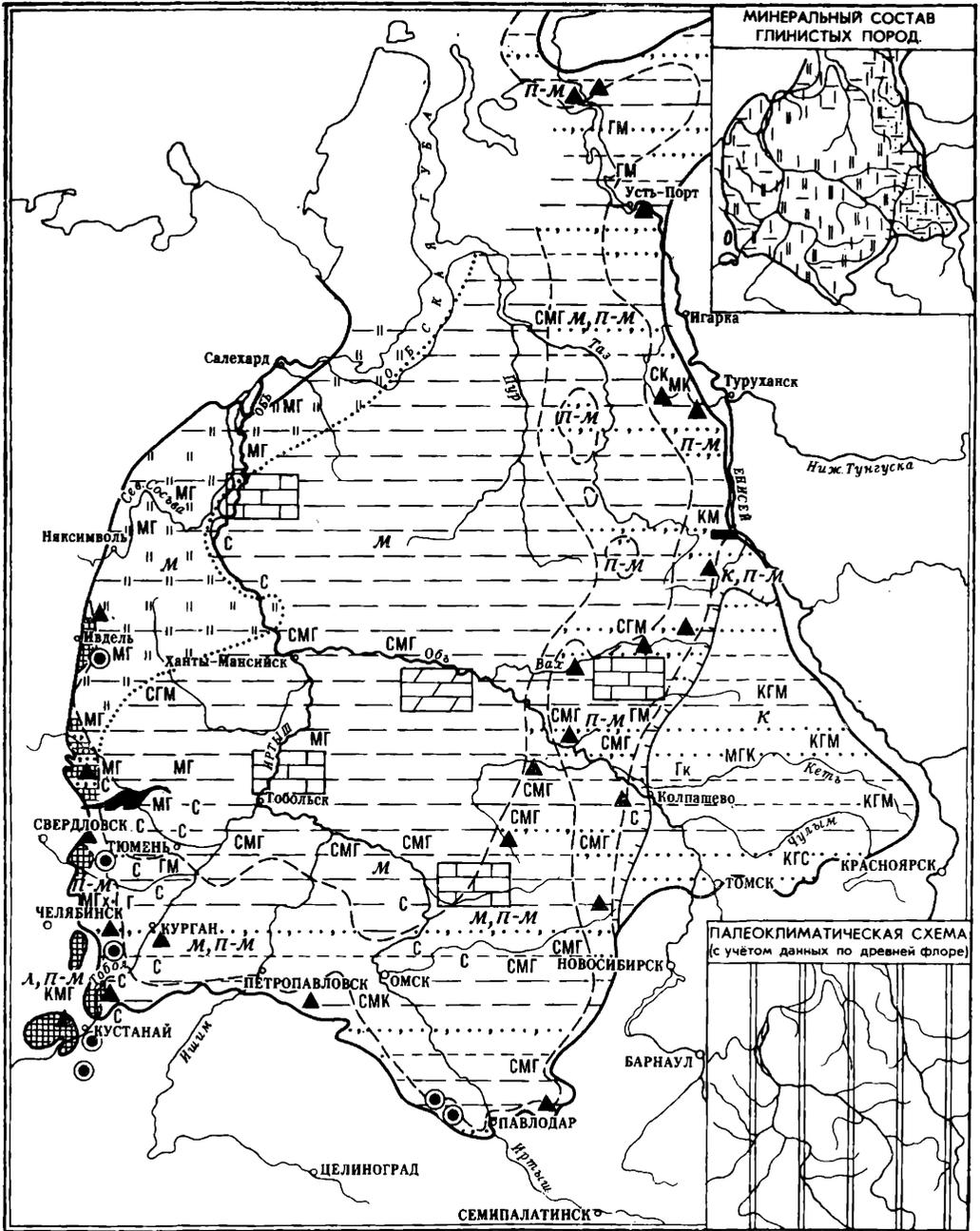


Рис. 12. Индикаторы древних физико-географических условий различных фациальных зон Западно-Сибирской низменности

Турон

Условные обозначения см. на рис. 4

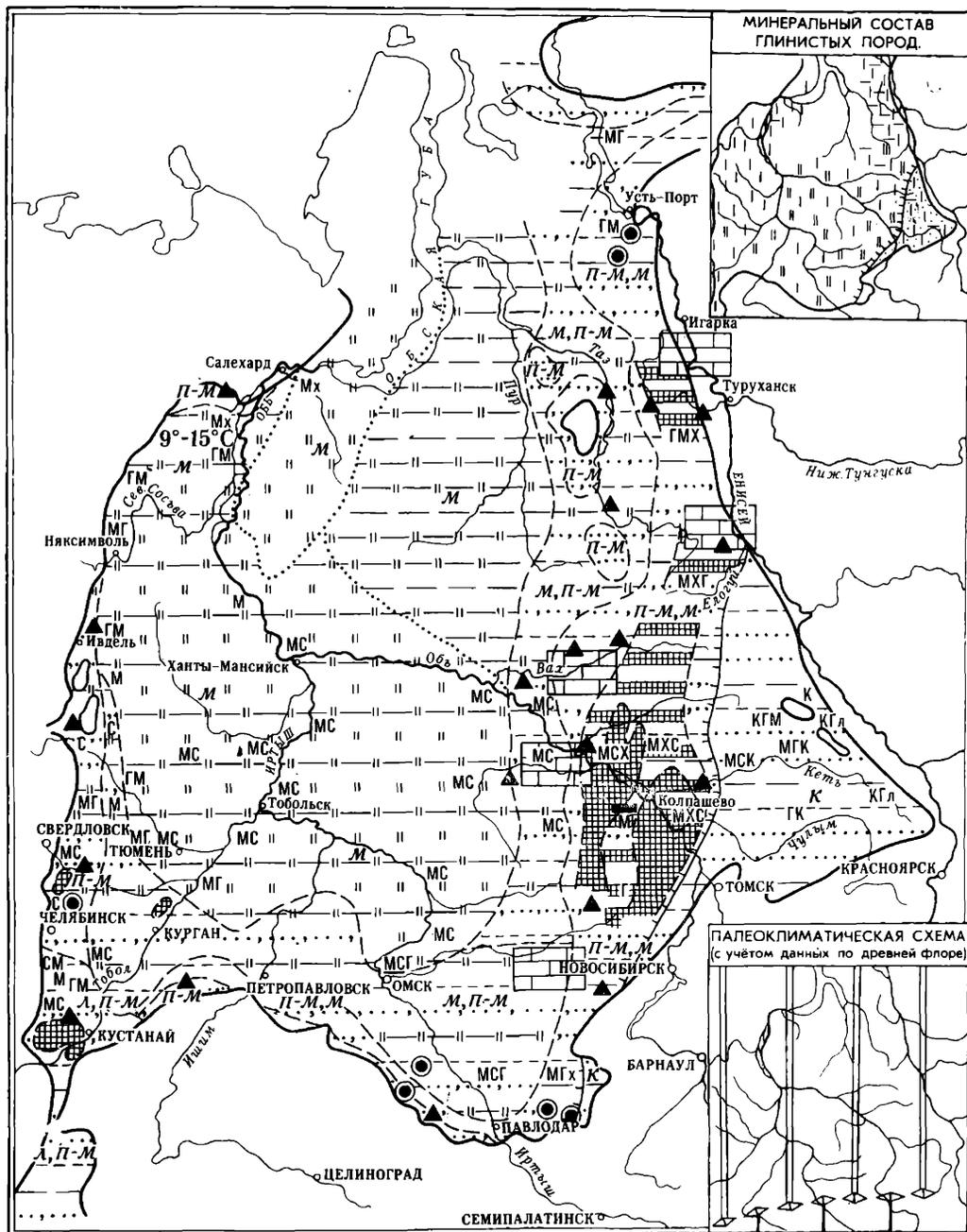


Рис. 18. Индикаторы древних физико-географических условий различных фациальных зон Западно-Сибирской низменности

Коньяк-сантон-кампан  
 Условные обозначения см. на рис. 4



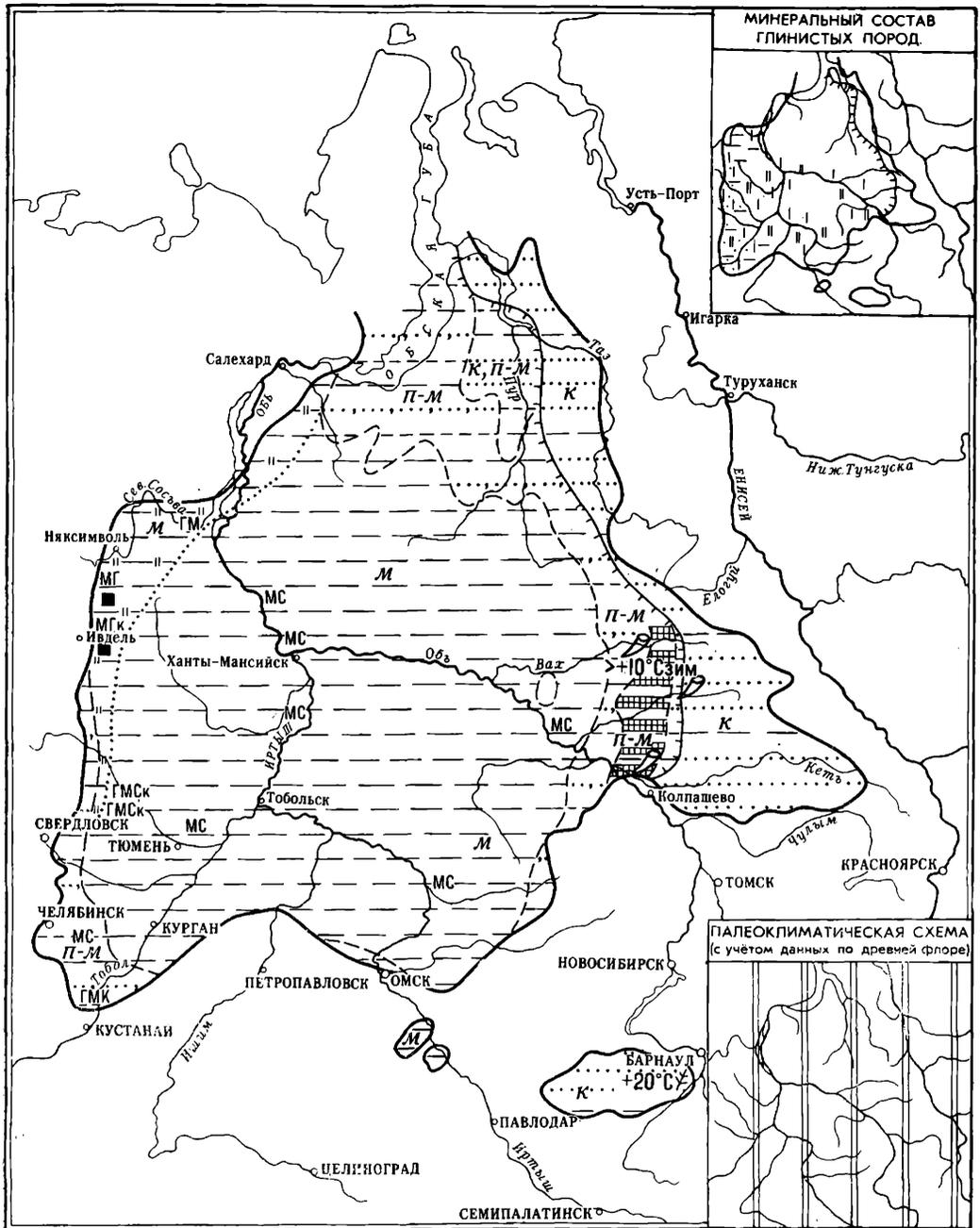


Рис. 15. Индикаторы древних физико-географических условий различных фациальных зон Западно-Сибирской низменности

Палеоцен

Условные обозначения см. на рис. 4

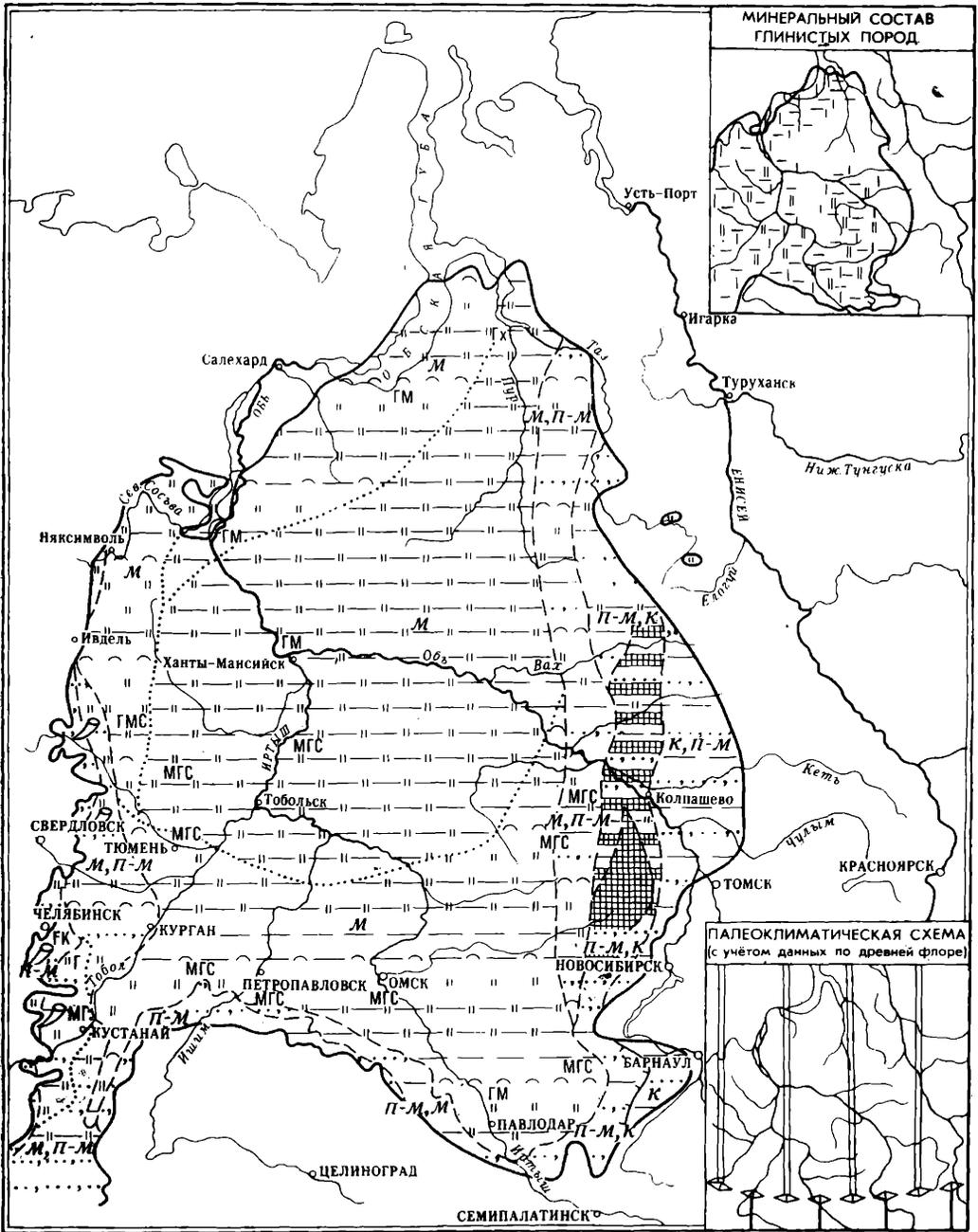


Рис. 16. Индикаторы древних физико-географических условий различных фациальных зон Западно-Сибирской низменности

Эоцен

Условные обозначения см. на рис. 4



## ЮРСКИЕ, МЕЛОВЫЕ И ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ЛАНДШАФТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Описание палеоландшафтов, реконструированных для рассматриваемого промежутка времени, произведено по типам и классам для следующих этапов геологической истории Западной Сибири: средняя юра, поздняя юра—валанжин, готерив-баррем, апт-альб, сеноман, поздний мел (турон-даний), палеоген (палеоцен—ранний олигоцен).

Реконструкции эти отражают основные черты ландшафтной обстановки Западно-Сибирской плиты и прилегающих к ней районов складчатого обрамления в геологическом прошлом.

### Ландшафты среднеюрской эпохи

В то время в Западной Сибири существовал еще сильно расчлененный и контрастный рельеф, причем в обрамлении плиты в пределах Северного Казахстана и Алтае-Саянской области местами возвышались горные хребты высотой до 2 тыс. м. Значительная часть самой плиты, особенно ее окраины, также представляли собой холмистые денудационные равнины с абсолютными отметками до 500 м. Однако большая часть плиты в среднеюрское время уже служила областью аккумуляции континентальных песчано-глинистых угленосных отложений.

В пределах области седиментации плиты также существовали более или менее крупные поднятия в рельефе. Последние в начале среднеюрской эпохи еще служили источниками сноса, но к концу ее были погребены под толщами осадочных пород.

В среднеюрскую эпоху завершился длительный (раннемезозойский) этап континентального развития Западно-Сибирской плиты. Морской бассейн в это время существовал, по-видимому, только на крайнем ее севере (см. рис. 19).

Денудационные ландшафты, как видно на рис. 19, длительное время развивались главным образом по окраинам плиты, а также в районах ее складчатого обрамления.

На юге плиты в течение всей среднеюрской эпохи существовал денудационный ландшафт, представлявший собой возвышенную холмистую равнину, покрытую гинкгово-хвойными лесами (см. рис. 19). Леса состояли главным образом из прототипов сосновых, ногоплодниковых, древних хвойных (*Lebachia*, *Pseudowalchia*, *Protoconiferus* и др.) и араукариевых. В древостое, видимо, была также примесь гинкго и немногочисленных представителей ксерофитных хвойных из родов *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum*. В подлеске, вероятно, селились представители цикадофитов (*Cycadales*, *Bennettitales*). На склонах возвышенностей и в долинах рек произрастали хвойно-гинкговые леса с подлеском из папоротников (*Coniopteris*, *Cibotium*, *Todites*, *Hausmannia*, *Phlebopteris*) и цикадо-

фитов. На увлажненных участках — заросли папоротников, плаунов и хвощей.

Ландшафт развивался в условиях влажного и теплого (умеренного, но близкого по значению среднегодовых температур к современным субтропикам) климата и был достаточно богат органическим веществом, что обусловило подзолистый характер выветривания. В этих условиях формировались кислые отбеленные подзолы и каолиновые коры выветривания, служившие источником питания для образования сероцветных терригенных отложений в соседнем аккумулятивном ландшафте (тюменская свита).

Аналогичный ландшафт в рассматриваемую эпоху существовал на денудационной равнине Зауралья. Сходный ландшафт, но с преобладанием хвойных лесов из представителей древних сосновых, подокарпусовых и араукариевых развивался на плато Сибирской платформы.

На структурах Урала, Енисейского кряжа и по северным окраинам Алтае-Саянской складчатой области существовали денудационные ландшафты, свойственные горным областям. Эти районы складчатого обрамления Западно-Сибирской низменности в среднеюрскую эпоху представляли собой низкогорья (с абсолютными отметками до 1000 м), покрытые хвойными лесами из представителей древних сосновых, а на нижних участках склонов гор — с примесью гинкговых.

В связи с проявлением вертикальной климатической зональности в горных районах, по-видимому, поспособствовала обстановка более прохладного, умеренного гумидного климата (среднегодовая температура здесь могла быть, возможно, ниже на 4—6° С по сравнению с окружающими низменными районами). В этих условиях процессы химического выветривания подзолистого типа были менее интенсивными, преобладали процессы физического разрушения горных пород и механической денудации.

В центральных районах Алтае-Саянской складчатой области преобладал рельеф среднегорья с абсолютными отметками до 2000 м. Здесь также господствовали процессы механической денудации.

Аккумулятивный континентальный ландшафт в среднеюрскую эпоху занимал огромную площадь основной области седиментации Западно-Сибирской плиты.

Ландшафт представлял собой обширную озерно-аллювиальную равнину, местами (на севере) периодически затопляющуюся морем. На равнине в виде пологих возвышенностей, сложенных породами доюрского фундамента, существовали участки эрозионного рельефа.

Равнина была покрыта гинкгово-хвойными лесами. В них преобладали древние сосновые (*Protopicea*, *Pseudopicea*, *Pseudopinus*), хвойные ксерофильного облика (*Pseudowalchia*, *Walchites*), а также небольшая примесь араукариевых. В небольшом количестве в древостое присутствовали также представители ногоплодниковых (*Protopodocarpus*, *Podocarpus*), а также гинкговые. Подлесок составляли папоротники, щикадофиты и *Podozamites*.

На возвышенностях господствовали хвойные леса с примесью ксерофитов, а в низинах, особенно на увлажненных участках, произрастали пышные заросли папоротников, плаунов и хвощей. Основной фон растительности здесь составляли папоротники рода *Coniopteris*, в меньшей мере — *Cibotium*, *Hausmannia*, *Dictiophyllum*, *Osmunda*, плауны — *Lycopodium*, *Selaginella* и хвощи *Equisetites*.

Ландшафт этот развивался в условиях влажного умеренно-теплого климата и характеризовался опромной биологической продуктивностью, что нередко приводило к массовому угленакоплению. Поверхностные и грунтовые воды содержали очень много растворенного органического вещества и обладали кислой реакцией. Господствовала восстановительная обстановка осадконакопления. В этих условиях в ландшафте происходи-

ло накопление сероцветных угленосных песчано-глинистых отложений терригенно-полимиктовой угленосной формации.

На крайнем севере Западно-Сибирской низменности на протяжении среднеюрской эпохи существовал морской бассейн. Отложения этого бассейна, однако, изучены еще очень слабо, и материалов для реконструкции здесь аккумулятивных морских ландшафтов недостаточно.

### Ландшафты поздней юры и валанжина

В течение поздней юры и валанжина на территории Западно-Сибирской низменности существовали и развивались южные ландшафты. Поэтому описание их можно произвести совместно.

Особенностью рассматриваемого этапа геологического развития Западно-Сибирской плиты по сравнению со среднеюрской эпохой являются существенное выравнивание рельефа, аридизация климата и широкая морская трансгрессия, охватившая почти всю территорию плиты. Палеоландшафтная обстановка в Западной Сибири резко меняется. Денудационные ландшафты сохраняются примерно на тех же площадях, что и в предшествующую эпоху (за исключением Зауралья), но область распространения континентальных аккумулятивных ландшафтов сильно сужается. Их место занимают аккумулятивные морские ландшафты (см. рис. 20—22).

Денудационные ландшафты. На юге Западно-Сибирской плиты в начале позднеюрской эпохи (желловейский и оксфордский века, время формирования татарской, васюганской свит и барабинской пачки) в связи с начавшейся аридизацией и потеплением климата формируется ландшафт, отличный от ландшафта, существовавшего на этой же территории в среднеюрскую эпоху.

Местность эта представляла собой низменную денудационную равнину с ксерофитным редколесьем из хвойных (*Agaricaceae*), древних соевых и типичных ксерофитов — *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum*. В долинах рек и по берегам водоемов в этом ландшафте могли также существовать небольшие лесные массивы (наподобие современных галерейных лесов) из гинговых и хвойных с подлеском папоротников и цикадофитов (см. рис. 20). Флористический состав папоротников был примерно таким же, как и в среднеюрское время, но с большим количеством теплолюбивых форм Индо-Европейской палеофлористической области.

Ландшафт развивался в обстановке субтропического семигумидного климата (наподобие современных областей умеренного увлажнения, зона маквис и жестколистных субтропических лесов, по С. В. Калеснику, 1947), был сравнительно слабо обводнен и отличался низкой биологической продуктивностью. В этих условиях при дефиците органических соединений в поверхностных и грунтовых водах процессы химического выветривания протекали в окислительных условиях, а растворы обладали щелочной реакцией. В результате формировались красноземные почвы и коры выветривания. Последние обычно имели гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав глинистых образований, но местами дозревали до каолиновой стадии, о чем можно судить по продуктам их переотложения, накопившимся в соседнем аккумулятивном ландшафте (присутствие каолинита в гидрослюдисто-монтмориллонитовых пестроцветных глинах татарской свиты).

Начиная с кимериджа на протяжении второй половины позднеюрской эпохи и в валанжине на этой же территории, а также в Среднем и Южном Зауралье и на юго-западе Сибирской платформы (см. рис. 21, 22) формируется низменная денудационная равнина, развивавшаяся в условиях еще более жаркого и сухого юемиаридного климата (области слабого увлажнения, по С. В. Калеснику, 1947). О существовании полупустынных ландшафтов свидетельствует, в частности, находка в отложениях

валанжина, вскрытых Леушинской скважиной, отпечатка папоротника *Weichselia reticulata* (Stokes et Webb) Font. et Ward — жителя пустынных побережий (Киричкова и Тесленко, 1962).

Местность эта, по-видимому, представляла собой низкую, пологохолмистую равнину, местами с редким растительным покровом в виде редколесья, состоявшим главным образом из хвойных ксерофитов (*Brachyphyllum* и *Pagiophyllum*). На побережье и в долинах рек кое-где произрастали гинкговые, хвойные, цикадофиты и папоротники.

В условиях жаркого семиаридного климата и отсутствия органических кислот в поверхностных и грунтовых водах процессы химического разложения горных пород и миграция растворенных компонентов затухают, формируются почвы и сравнительно маломощные коры выветривания красноземного типа, которые в большинстве случаев не дозревали до каолиновой стадии. На это указывают, в частности, почти исключительно гидрослюдистый состав глинистых пород в морских и прибрежно-морских отложениях верхней юры и валанжина (см. рис. 7, 8) и образование толщ красноцветных известковистых глин, накопившихся в локальных депрессиях на площади данного ландшафта (Юконская депрессия в Среднем Зауралье), а также в смежных аккумулятивных континентальных ландшафтах (тяжинская и илекская свиты в Чулымо-Енисейском районе). Об этом же свидетельствует и тот факт, что в прибрежно-морских фациях, непосредственно примыкающих к рассматриваемому ландшафту, терригенно-глауконитовая формация в этот отрезок геологического времени не формировалась (см. рис. 2).

В конце валанжина в связи с некоторым смягчением климата и местными поднятиями рельефа в растительном покрове ландшафта, видимо, существенное значение приобретают сосновые с рядом *Picea*. Им в спорово-пыльцевых спектрах валанжина, особенно позднего, принадлежит уже существенная роль (см. Приложение 4).

На Енисейском кряже и в ряде районов Алтае-Саянской складчатой области в позднеюрское время существовал еще низкогорный ландшафт с гинкгово-хвойными лесами, а в предгорьях на периферии Чулымо-Енисейской впадины развивалась низменная денудационная равнина с редким растительным покровом ксерофитного облика из хвойных, гинкговых и хвойных ксерофитов. В долинах рек и по берегам водоемов произрастали гинкговые, саговниковые и папоротники. Оба эти ландшафта развивались в зоне субтропического климата, но в ландшафте низкогорья количество атмосферных осадков было, видимо, несколько большим, и здесь имели место условия семигумидного климата (см. рис. 21). В связи с этим в первом ландшафте процессы химического выветривания развивались по подзолистому типу, здесь же местами господствовали процессы механической денудации, а во втором — выветривание было преимущественно красноземным.

Оба ландшафта питали соседний аккумулятивный континентальный ландшафт, где накапливалась толща красноцветных осадков, чередующихся с сероцветными и местами с маломощными прослоями тубообломочных пород (тяжинская свита).

В валанжинское время в связи с понижением рельефа Енисейского кряжа и Алтае-Саянской области и связанным с этим уменьшением атмосферных осадков в предгорной денудационной равнине развивается полупустынный ландшафт, такой же, как и на соседних площадях южных районов низменности. На территории Енисейского кряжа и Алтае-Саянской области образуется холмогорье с редким растительным покровом гинкговых и хвойных с примесью ксерофитов (см. рис. 22). Климат становится семигумидным, а тип выветривания — преимущественно красноземным. В соседней области осадконакопления в это время формируется толща пестроцветных отложений илекской свиты.

На Сибирской платформе в поздней юре и валанжинине продолжал развиваться ландшафт возвышенной холмистой равнины, покрытой хвойными, преимущественно сосновыми, лесами с небольшой примесью хвойных ксерофитов. В древостое была также примесь ногоплодниковых, араукариевых и гинкговых. В долинах рек и в подлеске селились папоротники и реже цикадофиты. Ландшафт развивался в условиях субтропического гумидного климата и был сравнительно богат органическим веществом, что способствовало формированию подзолистых кор выветривания значительной мощности. Такой же ландшафт в поздней юре возникает и на Урале (см. рис. 21, 22). На побережьях у подножья Северного, Приполярного и Полярного Урала, а также на западной и северо-западной окраинах Сибирской платформы располагался довольно своеобразный ландшафт, который, как мы полагаем, послужил основным источником хемогенного материала при формировании верхнеюрско-валанжинской терригенно-глауконитовой формации (см. рис. 20—22).

Ландшафт этот представлял собой низменную денудационную равнину, местами заболоченную и покрытую густыми зарослями папоротников (*Coniopteris*, *Cibotium*, *Osmunda*, единичных *Gleichenia*, а в валанжинине *Lygodium* и др.), цикадофитов, гинкговых и проблематических *Taxodiaceae*. Местность эта располагалась в зоне влажного и теплого климата и была сильно обводнена. В этих условиях процессы химического выветривания подзолистого типа протекали чрезвычайно интенсивно, а обилие в поверхностных и грунтовых водах органических соединений способствовало массовой миграции растворов железа, алюминия, кремнезема и других компонентов и поступлению их в прибрежную зону морского бассейна. Расположенные в тылу этих прибрежных равнин возвышенные холмистые равнины, плато и холмогорья Урала и Сибирской платформы также поставляли в морской бассейн терригенный и хемогенный материал. При этом транспортируемый через ландшафт прибрежных низменных равнин терригенный материал осаждался в пределах последних, а растворы под защитой органических коллоидов продолжали миграцию и в большом количестве поступали в море. Такой характер и расположение денудационных ландшафтов на севере Западной Сибири и создали благоприятные предпосылки для массового накопления в осадках прибрежной зоны морского бассейна железа и других хемогенных компонентов и формирования здесь мощной толщи терригенно-глауконитовой формации и месторождений силикатных железных руд (см. рис. 6—8).

На островах внутри плиты в начале поздней юры (келловей, оксфорд) существовали ландшафты низменных денудационных равнин, покрытых гинкгово-хвойными лесами с зарослями папоротников в подлеске. Непосредственно же на побережье, по-видимому, произрастали густые заросли папоротников и проблематичных таксоидеяев. Эти ландшафты развивались в условиях теплого влажного морского климата (в том числе на юге Западной Сибири, в зоне семиаридного климатического пояса), а процессы химического выветривания происходили по подзолистому типу. В качестве источников питания эти участки суши, по-видимому, принимали участие в образовании терригенно-глауконитовой формации. В конце оксфордского века почти все острова были затоплены морем.

Валанжинские ландшафты Урала, за исключением его полярной части, не реконструировались ввиду отсутствия данных о растительном покрове (см. Приложение 4). Поэтому на палеоландшафтной карте валанжинского века (см. рис. 22) показан рельеф большей части Урала в виде холмогорья с абсолютными отметками 200—500 м.

Аккумулятивные континентальные ландшафты в позднеюрско-валанжинскую талассократическую эпоху не пользовались в Западно-Сибирской низменности широким распространением. В начале поздней юры (келловей-оксфорд) такие ландшафты существовали еще на крайнем юге и на обширных пространствах юго-востока плиты, а в

дальнейшем в связи с развитием трансгрессии площадь их распространения ограничилась юго-востоком — Чулымо-Енисейским районом, причем характер ландшафтной обстановки резко изменился (см. рис. 20—22).

В юго-восточных районах в келловей-оксфордское время существовал еще ландшафт, унаследованный от среднеюрской эпохи (описание его приведено ранее). Начавшаяся в это время аридизация климата там существенно еще не сказалась и в значительной мере сохранились условия, которые господствовали на большей части области седиментации плиты в среднеюрскую эпоху. В этом ландшафте формировались верхние горизонты терригенно-полимиктовой угленосной формации (наукская и нижняя сероцветная часть тяжинской свиты). Сходный ландшафт в это время продолжал развиваться и в узкой зоне континентального осадконакопления в Полярном и Приполярном Зауралье (см. рис. 20, 1 и 2).

Во второй половине поздней юры в Чулымо-Енисейском районе сложился и существовал вплоть до конца баррема аккумулятивный ландшафт семиаридного климата. Это произошло в связи с дальнейшей аридизацией климата и выравниванием рельефа, в результате чего плато и холмогорья Северного Казахстана и Алтае-Саянской области превратились в полупустынные равнины. Местность представляла собой опресненную лагуну, периодически осушавшуюся и превращавшуюся в аллювиальную, по-видимому, полупустынную равнину с редким растительным покровом в основном из хвойных и ксерофитов. По берегам водоемов в виде оазисов существовали, возможно, заросли гинкговых, цикадофитов и папоротников. Ландшафт развивался в обстановке жаркого семиаридного климата, резко окислительной среды осадконакопления и служил областью формирования терригенно-полимиктовой и терригенно-мезомиктовой пестроцветных формаций (тяжинская и илекская свиты).

На крайнем юге области седиментации плиты ландшафт сухого жаркого климата образовался уже в келловей-оксфордское время. Это была прибрежная озерно-аллювиальная равнина, периодически затоплявшаяся и превращавшаяся в обширную опресненную лагуну, где происходило накопление толщи пестроцветных безугольных отложений, в том числе красноцветных известковистых глин (татарская свита). В северной части равнина временами затоплялась морскими водами. Отсутствие углей и преимущественно пестроцветный характер отложений указывают на отсутствие в ландшафте сплошного и густого растительного покрова лесного типа. По-видимому, на водоразделах это было редколесье гинкговых и хвойных с примесью ксерофитов. В долинах рек и по берегам водоемов существовали, видимо, галерейные гинкгово-хвойные леса и заросли папоротников и цикадофитов. Биологическая продуктивность этого растительного покрова была сравнительно низкой, количество органического вещества в ландшафте — небольшое. Все это в условиях субтропического семигумидного климата обуславливало резко окислительную обстановку осадконакопления, исключавшую угленакопление и возможность восстановления красноцветных продуктов выветривания, поступающих с соседних областей денудации. Ландшафт служил областью формирования терригенно-полимиктовой пестроцветной формации (см. рис. 20).

Аккумулятивные морские ландшафты в позднеюрско-валанжийское время были особенно широко распространены на территории Западно-Сибирской плиты.

Среди морских ландшафтов в соответствии с рельефом морского дна, глубиной бассейна и физико-химическими условиями формирования осадков выделяются две группы: ландшафты мелководной прибрежной зоны моря и ландшафты открытого моря. Каждая из этих групп морских ландшафтов характеризуется своеобразным комплексом условий осадкообразования и набором формирующихся в ней геологических формаций.

Так, например, для позднеюрских и валанжинских прибрежно-морских ландшафтов Западной Сибири характерны терригенно-глауконитовая и терригенно-известковая формации, а для ландшафтов открытого моря — формация черных битуминозных аргиллитов.

В распределении морских аккумулятивных ландшафтов во времени и прострaнстве наблюдаются закономерные связи с ландшафтами континента, причем для прибрежно-морских ландшафтов связи эти выступают совершенно отчетливо, в то время как ландшафты пелaгиали отличаются значительной автономией, а состав и облик формирующихся в них отложений в значительной мере определяется жизнью самого бассейна. Рассмотрим кратко эти морские ландшафты.

В поздней юре и валанжине преимущественно по окраинам Западно-Сибирской плиты был широко распространен прибрежно-морской ландшафт, служивший областью формирования терригенно-глауконитовой формации (см. рис. 20—22).

Ландшафт представлял собой подводную равнину мелководной части эпиконтинентального морского бассейна с соленостью вод, близкой к нормальной (стеногалинная фауна, в том числе аммониты, белемниты и другие моллюски). Среднегодовые температуры вод бассейна в зависимости от географической широты колебались в пределах от  $+15^{\circ}\text{C}$  на крайнем севере низменности до  $+20^{\circ}\text{C}$  и более — на юге. Особенности минерального состава пород верхнеюрско-валанжинской терригенно-глауконитовой формации свидетельствуют о существовании в ландшафте окислительной и окислительно-восстановительной (преимущественно зона верхней сублиторали, где происходило массовое накопление глауконита и лептохлорита) и слабо восстановительной среды (зона нижней сублиторали с характерными для нее минералами — лептохлоритом, сидеритом, фосфатами и редкой вкрапленностью пирита).

Массовое накопление в породах терригенно-глауконитовой формации аутигенных минералов железа (окислов, карбонатов, сульфидов и особенно алюмосиликатов) свидетельствует о поступлении с континента огромных масс растворенного железа, глинозема, кремнезема и других компонентов. Особенно интенсивно эти процессы происходили в северо-западном и северо-восточном районах низменности, где на прилегающих участках суши существовали благоприятные для миграции рудных растворов ландшафты. Здесь в прибрежно-морских фациях известны крупные концентрации железных руд и оруденелых пород (Приполярное и Полярное Зауралье, Туруханский район).

В южной половине низменности (Среднее Приобье, Прииртышье и Тюменское Зауралье) терригенно-глауконитовая формация, которая формировалась только в начале поздней юры, обеднена аутигенными минералами железа. В ней значительно меньше содержится глауконита и практически полностью отсутствует лептохлорит. Это объясняется существованием на соседних участках суши неблагоприятных для массовой миграции рудоносных растворов ландшафтов. Действительно, именно такой ландшафт в начале поздней юры развивался на юге Западной Сибири. Во время формирования барабинской пачки и васюганской свиты, т. е. терригенно-глауконитовой формации, это была возвышенная холмистая равнина с редким растительным покровом из хвойных и ксерофитов, располагавшаяся в зоне субтропического семигумидного климата. Ландшафт был беден органическим веществом и сравнительно слабо обводнен. Все это исключало массовую миграцию рудоносных растворов с поверхностными и грунтовыми водами, а следовательно, и накопление большого количества минералов железа в прибрежно-морском ландшафте. При этом следует обратить внимание еще и на тот факт, что в пределах прибрежно-морского ландшафта на территории Среднего Приобья и Обь-Иртышского междуречья в это время существовала группа островов, где, по-видимому, господствовал более влажный морской

климат и могла, следовательно, обитать более пышная растительность. Эти участки суши могли служить дополнительными источниками рудопносных растворов, а возможно, являлись даже основными, и именно им и обязана своим происхождением терригенно-глауконитовая формация в южных районах низменности.

Во второй половине поздней юры в связи с аридизацией климата и развитием трансгрессии, в результате чего острова были затоплены, терригенно-глауконитовая формация в южной половине низменности полностью прекращает формироваться. В это время на южные и восточные районы плиты распространяется другой аккумулятивный прибрежно-морской ландшафт, свойственный зоне жаркого засушливого климата.

Это был ландшафт прибрежной подводной равнины эпиконтинентального морского бассейна, служивший областью формирования терригенно-известково-мезомиктовой субформации (см. рис. 21, 22).

Среднегодовые температуры воды в ландшафте, по-видимому, были в пределах  $+18-22^{\circ}\text{C}$ , реакция вод щелочная, обстановка осадконакопления в придонном слое окислительная (пирит и сидерит почти полностью отсутствуют, но наблюдаются единичные зерна глауконита, выделения гидроокислов железа). Соленость вод на юге низменности была, вероятно, близкой к нормальной, на что указывают находки стеногалинной фауны, а на юго-востоке бассейн был опресненным.

Ландшафт открытой части относительно глубоководного морского бассейна, служивший областью формирования формации черных битуминозных аргиллитов, существовал на большей части территории низменности в поздней юре и валанжине. В период максимума трансгрессии он местами распространялся на участки, где ранее развивались прибрежно-морские ландшафты.

Ландшафт представлял собой подводную пологохолмистую равнину относительно глубоководной части эпиконтинентального бассейна с соленостью вод, близкой к нормальной (стеногалинная фауна). Среднегодовые температуры поверхностных вод в зависимости от географической широты варьировали в пределах  $+15-20^{\circ}\text{C}$ .

Вещественный состав пород формации черных битуминозных аргиллитов свидетельствует о преобладании в ландшафте (в приповерхностном слое осадков) восстановительной среды (повсеместная пиритизация осадков, обогащение органическим веществом—битумами). Аридизация климата в южной половине низменности обусловила карбонатность пород и их слабую доломитизацию. Минеральный состав глин и аргиллитов формации черных битуминозных аргиллитов (гидрослюда, реже монтмориллонит) находится в полном соответствии и в закономерной связи с ландшафтами областей питания, где в это время были развиты красноцветные ландшафты аридного климата.

Вместе с тем, рассматриваемый ландшафт отличается определенной автономностью в отношении его опромной биологической продуктивности (массовое накопление битумов), в то время как на континенте ландшафты такого типа были развиты сравнительно нешироко и только на севере плиты. Отсюда следует, что органическое вещество в ландшафте накапливалось в основном за счет собственных ресурсов бассейна (фитопланктон и другие морские организмы). Имеющиеся палеонтологические материалы полностью подтверждают этот вывод (например, массовое развитие кокколитофорид).

В валанжинском веке произошло обмеление Западно-Сибирского моря. На востоке и юге плиты образовался обширный мелководно-морской бассейн с группой небольших островов в различных частях его акватории. Так возник ландшафт открытого мелководного морского бассейна, служивший областью формирования терригенно-известково-олигомиктовой субформации (см. рис. 22). Геохимическая обстановка в этом бассейне, температура и соленость вод оставались примерно такими же, как и в

позднеюрском прибрежно-морском ландшафте, служившем областью формирования терригенно-известково-мезомиктовой субформации. Однако в связи с некоторым смягчением климата Западной Сибири, начавшемся в валанжинском веке, и участием в питании рассматриваемого ландшафта водосборных площадей зоны гумидного теплого климата общая карбонатность и полимиктовость отложений несколько снижаются по сравнению с породами терригенно-известково-мезомиктовой субформации.

### Ландшафты готерив-баррема

В готериве в связи с резким усилением интенсивности тектонических движений и регрессией моря палеоландшафтная обстановка на Западно-Сибирской плите резко меняется. Наступает длительный этап преимущественно континентального развития плиты, омоложения и дифференциации рельефа и накопления мощных толщ преимущественно континентальных отложений. Климат в готерив-барремское время существенно смягчается по сравнению с предшествовавшей эпохой. Однако пестроцветные известковистые, местами гипсоносные, отложения, являющиеся индикатором жаркого засушливого климата, в связи с расширением области континентального осадконакопления, в это время достигают своего максимального развития и распространяются почти на всю площадь южной половины низменности (киялинская и илекская свиты). Морской бассейн в готериве сохраняется только в северо-западной части плиты. В барреме он, по-видимому, опресняется. Северная граница субтропического семигумидного климата в то время проходила примерно по 60° с. ш. К северу от нее климат был субтропическим гумидным (см. рис. 23).

Денудационные ландшафты в готерив-барремское время располагались примерно там же, где они были и в предшествующую эпоху, но характер их существенно меняется.

На южной, юго-западной и юго-восточной окраинах Западно-Сибирской плиты существовал ландшафт низменной денудационной равнины с относительно редким распыленным покровом (по-видимому, это были галерейные леса) из хвойных (в основном сосновых, ногоплодных и в меньшей мере араукариевых) и хвойных ксерофитов. В долинах рек и по берегам водоемов, видимо, располагались заросли папоротников, в том числе древовидных (*Dicksonia*, *Alsophila* и др.) и лианоподобных (*Lygodium*, *Gleichenia*), саговниковых и гингковых (см. Приложение 5). Ландшафт развивался в условиях субтропического семигумидного климата и был сравнительно беден органическим веществом. При недостатке гумусовых кислот процессы выветривания протекали в окислительных условиях, а грунтовые растворы обладали щелочной реакцией. В результате этого формировались красноземные почвы и коры выветривания, которые на тех или иных участках в зависимости от интенсивности денудационных процессов достигали гидрослюдистой, монтмориллоновой и даже каолиновой стадий. На это указывает сложный трехкомпонентный (гидрослюда, монтмориллонит, каолинит) состав глиен терригенно-мезомиктовой пестроцветной формации, образовавшейся в соседнем аккумулятивном ландшафте за счет разрушения красноземных кор выветривания.

На западной окраине Сибирской платформы в условиях субтропического гумидного климата развивался ландшафт низменной денудационной равнины, покрытой гинггово-хвойным лесом. На увлажненных участках в подлеске и по берегам водоемов произрастали папоротники, таксодиевые и саговниковые (см. рис. 23). Ландшафт этот, видимо, обладал значительной биологической продуктивностью, процессы химического выветривания в нем развивались в основном по подзолистому типу, а коры выветривания — каолиновые (в соседнем аккумулятивном

континентальном ландшафте каолинит преобладает среди глинистых минералов).

Ландшафт, возможно, мог служить источником рудоносных растворов, но располагался он вдали от морского бассейна, и растворы, не достигая его, рассеивались в осадках континентального ландшафта.

Урал в готерив-барремское время не испытал существенного поднятия. Как и в предшествующую эпоху, он представлял собой холмогорье с абсолютными отметками около 500 м. Однако ландшафт на Северном, Приполярном и Полярном Урале в готерив-барреме был иным, чем в поздней юре и валанжине.

Спорово-пыльцевые комплексы из отложений готерив-баррема у подножья Урала состоят почти исключительно из пыльцы сосновых, количество которой иногда составляет более половины комплекса (в том числе многочисленная пыльца *Cedrus*), и спор папоротников, главным образом *Gleichenia*. В виде совершенно незначительной примеси наблюдается пыльца древних хвойных и гинкговых. Восточнее, в пределах зауральской равнины, спорово-пыльцевые комплексы более разнообразны, они значительно меньше содержат сосновых, но больше других древних хвойных, среди которых наблюдается примесь ксерофитов (пыльца *Clas-sopollis*), больше гинкговых, появляются саговниковые и таксодиевые (см. Приложение 5). Такое изменение спорово-пыльцевых комплексов в связи с их размещением на площади зауральской аккумулятивной равнины совершенно очевидно указывает на то, что пыльца сосновых является аллохтонной частью комплексов и была, видимо, принесена с возвышенностей палео-Урала. Там в это время, по-видимому, существовал ландшафт холмогорья с сосновым лесом. Ландшафт этот развивался в условиях субтропического гумидного климата, но был беден органическим веществом и, видимо, не мог служить благоприятным источником рудоносных растворов, так как процессы химического выветривания были значительно ослаблены. На прилегающих участках низменной денудационной и прибрежной озерно-аллювиальной равнин, периодически затоплявшихся морем или превращавшихся в опресненную лагуну, произрастали папоротники, таксодиевые, саговниковые, а на возвышенных участках — хвойные с примесью ксерофитов и гинкговые (см. рис. 23).

Отсутствие местонахождений спор и пыльцы в отложениях готерив-баррема на юго-востоке Западно-Сибирской плиты не позволяет судить о характере растительного покрова на прилегающих участках ее складчатого обрамления, а следовательно, и реконструировать там палеоландшафты.

В связи с этим на палеоландшафтной карте готерив-баррема для этих районов обрамления показан лишь рельеф, который был достаточно расчлененным и приближался к рельефу юрского периода. Так, Северо-Восточный Казахстан, Салаир, Колывань-Томская дуга и Кузбасс в то время, по-видимому, представляли собой холмогорья или плато с высотами 200—500 м, а центральные районы Алтая, Саян и Енисейского края — низкогорья с абсолютными отметками до 1000 м.

Однако образование опромной по размерам и мощности терригенно-мезомиктовой пестроцветной формации готерив-баррема в южной половине плиты дает косвенное указание на то, что в горных и предгорных районах господствовали ландшафты преимущественно с красноземным типом выветривания и усиленной механической денудацией. С большей долей вероятности на плато Северного Казахстана реконструируется ландшафт сухих редколесий (состоявших в основном из хвойных и ксерофитов) с красноземным типом выветривания.

Аккумулятивные континентальные ландшафты в готерив-барреме занимали большую часть южной области седиментации Западно-Сибирской плиты.

В южной половине низменности чрезвычайно широко был распространен ландшафт прибрежной озерно-аллювиальной равнины, периодически превращавшейся в обширную опресненную лагуну. На равнине по берегам водоемов и в долинах рек произрастали галерейные леса и заросли древовидных (*Dicksonia*, *Alsophila*, *Todites* и др.), лианоподобных (*Lygodium*, *Gleichenia*) и травянистых папоротников (Polypodiaceae, Орфиоглосовые), плаунов, а также немногочисленные саговниковые, гинкговые и таксодиевые. На водораздельных участках, по-видимому, существовал редкий растительный покров из хвойных (*Pinus*, реже *Cedrus*, *Podocarpus*), гинкговых и немногочисленных ксерофитов (см. рис. 23). Ландшафт развивался в условиях субтропического семигумидного климата и характеризовался дефицитом органических соединений в поверхностных и грунтовых водах и резко окислительной обстановкой осадконакопления. В соответствии с этим ландшафт служил областью формирования мощной терригенно-мезомиктовой пестроцветной формации, накопление которой происходило как за счет продуктов перетолжения красноземных кор выветривания соседних денудационных ландшафтов, так и за счет собственных ресурсов. В обоих случаях осадки накапливались в окислительной обстановке и сохраняли пестроцветную окраску.

В юго-восточной части низменности озерно-аллювиальная равнина развивалась в обстановке более сухого семиаридного климата. Как и в позднерорско-валанджинское время, ландшафт здесь представлял собой аллювиальную, вероятно, полупустынную равнину, периодически затоплявшуюся и превращавшуюся в опресненную лагуну.

Несмотря на значительное число проведенных анализов, споры и пыльца в отложениях готерив-баррема этого района не обнаружены. Возможно, такое положение связано с существованием в прошлом весьма редкой растительности, обитавшей, видимо, лишь в оазисах, где произрастали папоротники, саговниковые, гинкговые и хвойные. На остальных площадях произрастали редкие ксерофитные хвойные.

О таком характере ландшафта свидетельствует и находка в отложениях готерив-баррема по р. Чулым (Шестаковский яр) костей скелета птиценогого динозавра *Psittacosaurus* (Рождественский, 1955). Как указывает В. М. Синицын (1966), такие динозавры не были так тесно связаны с водоемами, как гигантские ящеры юры. Они жили исключительно на суше на безлесных пространствах по периферии тропической аридной зоны. Корм они находили в небольших зарослях по берегам водоемов, а от хищников спасались только бегством. Поэтому для них важно наличие больших безлесных пространств, обеспечивающих хороший обзор и возможность уйти от более тяжелого и менее выносливого хищника.

В северной половине низменности (за исключением ее северо-западной части) в готерив-барреме был широко распространен аккумулятивный континентальный ландшафт, представлявший собой прибрежную, местами заболоченную озерно-аллювиальную равнину, участками периодически затоплявшуюся морем или превращавшуюся в опресненную лагуну. На возвышенных участках произрастали хвойно-гинкговые леса с небольшой примесью ксерофитов, а в низинах, на болотах и по берегам водоемов — леса и заросли древовидных, лианоподобных и травянистых папоротников и немногочисленные таксодиевые.

Ландшафт развивался в условиях субтропического влажного климата, был сильно обводнен и обладал высокой биологической продуктивностью, что нередко приводило к угленакоплению. Обстановка осадконакопления преимущественно восстановительная. Ландшафт служил областью формирования сероцветных отложений терригенно-мезомиктовой угленосной формации.

Морской аккумулятивный ландшафт в готерив-барреме был распространен только в северо-западной части низменности

(см. рис. 23). Он представлял собой подводную равнину эпиконтинентального морского бассейна, в готериве еще относительно глубоководного, с соленостью, приближающейся к нормальной, а в барреме — мелководного и опресненного. Среднегодовая температура воды в бассейне, видимо, была в пределах  $+15-18^{\circ}\text{C}$ , рН — слабощелочная, Eh — слабовосстановительная (развитие карбонатных цементов в алевролитах и песчаниках, прослой сидеритов, слабая пиритизация). Ландшафт служил областью формирования терригенно-мезомиктовой формации.

Глаукоцит и лептохлорит в этих отложениях отсутствуют совершенно. Содержание названных минералов в породах готерива повышается лишь на крайнем северо-востоке низменности, однако не настолько, чтобы здесь можно было выделить терригенно-глаукоцитовую формацию. Повышение роли этих минералов на северо-востоке низменности связано, видимо, с приближением к денудационному ландшафту северо-западной части Сибирской платформы, который по своим геохимическим особенностям мог служить источником рудоносных растворов.

### Ландшафты апт-альба

В связи с ослаблением активности тектонических движений в апт-альбское время на плите и в районах ее обрамления происходит существенное выравнивание рельефа. Морской бассейн (в апте опресненный) продолжал существовать примерно в тех же границах, что и в готерив-барреме, временами даже несколько расширяясь. Климат остается весьма теплым, но становится более влажным, на что указывают изменения во флоре и минеральном составе отложений.

Среди континентальных осадков этого возраста отсутствуют индикаторы засушливого климата — известковистые пестроцветные глины гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, которые получили такое широкое развитие в предшествующую эпоху. В апт-альбское время в ряде районов обрамления Западно-Сибирской плиты (на Урале, в Северном Казахстане, на Салаире и Кузнецком Алатау, на Енисейском кряже и Сибирской платформе), а также на прилегающих участках денудационных равнин плиты формируются латеритные коры выветривания и генетически связанные с ними элювиальные и осадочные бокситы, железные руды, а также пестроцветные некарбонатные глины каолинит-галлазитового состава. Пачки последних, местами с бокситами, накапливались также по окраинам области седиментации плиты не только в апт-альбе, но и в сеномане, а отчасти и в туроне в результате размыва и переотложения кор выветривания и связанных с ними осадочных образований на соседних участках области денудации (бокситоносная формация, см. рис. 1, 2, 10 и 11).

Образование латеритных кор выветривания и бокситов совершенно определенно указывает на выравнивание рельефа и существование в то время жаркого и достаточно влажного климата. По мнению многих исследователей (Fox, 1932; Фагелер, 1935; Кротов, 1959; Келлер, 1963; Синицын, 1962, 1966; и др.), образование бокситов происходит только в тропиках и субтропиках в условиях переменного-влажного климата, когда продолжительность сухих сезонов не превышает 2—2,5 месяца (Синицын, 1966), а по В. Д. Келлеру (1963), даже не более одного месяца в году.

Во флоре апт-альба преобладают гигрофильные элементы (папоротники, в том числе древовидные, таксодиевые). Ксерофитные хвойные (*Brachyphyllum* и *Pagiophyllum*) в спорово-пыльцевых спектрах встречаются в небольших количествах спорадически.

На севере плиты (Нижнее Приобье, низовья р. Енисей) климат, видимо, был более прохладным и влажным. Отложения бокситоносной формации здесь не установлены, а во флоре исчезают ксерофильные хвойные и возрастает количество сосновых (см. Приложение 6).

На общее увлажнение климата в апт-альбе указывает также возобновление процессов угленакопления, вновь приобретающих широкое развитие в пределах области седиментации Западно-Сибирской плиты (терригенно-мезомиктовая угленосная формация, см. рис. 1, 2 и 10).

Денудационные ландшафты в апт-альбе располагались приблизительно на тех же площадях, что и в предшествующую эпоху.

На восточном склоне Урала (за исключением его северных районов) и в Зауралье, в Северном и Северо-Восточном Казахстане, в пределах Предалтайского плато, Салаира, Томь-Колыванской области, Кузнецкого Алатау и северной части Западного Саяна, а также в предгорьях Енисейского кряжа и на прилегающих участках Западно-Сибирской плиты и, наконец, на западе Сибирской платформы существовал ландшафт низменной денудационно-аккумулятивной равнины, местами с останцовыми возвышенностями, с абсолютными отметками до 500 м, сохранившимися от более высокого рельефа предшествовавшей эпохи (см. рис. 24).

Растительный покров на равнине имел, видимо, дифференцированный характер. На водораздельных участках, по-видимому, располагались редколесья преимущественно из хвойных (*Pinus, Picea, Cedrus, Podocarpus*) с небольшой примесью ксерофитов (*Brachyphyllum, Pagiophyllum*). На увлажненных участках — в низинах, долинах рек и по берегам водоемов произрастали галерейные леса и заросли из хвойных, древовидных, лианоподобных и травянистых папоротников (среди которых особенно много представителей рода *Gleichenia*) и очень многочисленных саговниковых. В известной мере ландшафт этот напоминал современную влажную саванну.

Ландшафт развивался в условиях переменно-влажного субтропического климата и был сравнительно беден органическим веществом. В обстановке избыточного увлажнения (количество атмосферных осадков превышало испарение), сменяющегося сравнительно короткими периодами осушения, дефицита гумусовых кислот в грунтовых водах и высокой температуры процессы химического разложения горных пород протекали весьма интенсивно, а окислительная обстановка и преимущественно щелочная реакция почвенных и грунтовых растворов обуславливали красноцветный тип выветривания. При этом на хорошо дренируемых участках, сложенных легко разлагающимися алюмосиликатными породами, формировались мощные латеритные коры выветривания, богатые свободными гидратами окислов алюминия (элювиальные бокситы) и иногда железа. При выветривании богатых железистыми минералами ультраосновных пород элювиальные образования особенно обогащались железом, что приводило к формированию месторождений остаточных железных руд, нередко природнолегированных (Замарайская депрессия на Северном Урале).

Продукты разрушения латеритных кор выветривания переносились в пределах денудационной равнины, осаждались в пониженных частях рельефа, в карстовых и эрозионно-карстовых впадинах, а также накапливались на прилегающих участках аккумулятивной равнины. Среди переотложенных продуктов латеритных кор выветривания особенно широко распространены пачки пестроцветных каолиновых глин, бокситовых глин, нередко встречаются осадочные бобовые железистые бокситы и бобовые высокоглиноземистые железные руды.

В северных районах Зауралья и восточного склона Урала, а также на северо-западе Сибирской платформы в апт-альбское время существовал ландшафт низменной денудационной равнины, покрытой хвойным лесом с очень небольшой примесью реликтов юрской флоры — гинкговых. В пониженных участках — в долинах рек и по берегам водоемов — состав растительности был, видимо, более разнообразным. К хвойным здесь местами прибавлялись древовидные папоротники и таксодиевые, а подлесок состоял из папоротников и цикадофитов.

Ландшафт этот развивался в условиях влажного субтропического климата, процессы выветривания в нем происходили по подзолистому типу, формировались коры выветривания, преимущественно каолиновые отбеленные. Поверхностные и грунтовые воды обладали кислой реакцией, но содержали сравнительно мало растворенных минеральных компонентов и органического вещества.

Аккумулятивные континентальные и морские ландшафты в апт-альбское время располагались в области седиментации Западно-Сибирской плиты и были весьма сходны с соответствующими ландшафтами готерив-баррема северной ее части. Описание последних приведено выше (см. рис. 23 и 24).

Как и в готерив-барреме, в этих ландшафтах в апт-альбское время продолжала накапливаться мощная толща сероцветных отложений — терригенная мезомиктовая надформация (терригенно-мезомиктовая и терригенно-мезомиктовая угленосная формации).

### Ландшафты сеномана

В начале позднего мела в связи с новыми энергичными подвижками рельеф в обрамлении Западно-Сибирской плиты существенно омолаживается. На Урале и в Северном Казахстане возникают холмогорья и возвышенные плато. В рельефе северной части Алтае-Саянской области вновь обособляются в виде пологих возвышенностей структуры Салаирского кряжа и Томь-Кольванской дуги. Поднятие испытывает также Сибирская платформа, превращаясь в возвышенное плато (см. рис. 25).

Одновременно на всей территории Западной Сибири устанавливается гумидный субтропический климат. Качественные изменения происходят и в составе флоры — с конца альбского века появляются и затем широко расселяются представители новой флоры — покрытосеменные.

Все это привело к качественным изменениям палеоландшафтной обстановки в Западной Сибири.

Однако в пределах области седиментации плиты физико-географическая обстановка еще сохраняла все основные особенности предшествовавшей эпохи. Даже в составе флоры продолжают господствовать представители мезофита, покрытосеменные еще не приобрели заметной роли в растительности (см. Приложение 7).

В сеноманское время имела место вертикальная флористическая зональность, явившаяся отражением климатической. Она проявилась в том, что климат возвышенных участков складчатого обрамления плиты был несколько более прохладным, нежели на равнине, где господствовал субтропический гумидный климат. В условиях умеренно-теплого влажного климата возвышенных участков процессы химического выветривания, надо полагать, были несколько ослаблены. Мощность коры выветривания была, видимо, небольшая, процессы механической денудации приобретали заметное влияние.

Денудационные ландшафты развивались главным образом в обрамлении плиты, лишь частично распространяясь на ее западные, южные и юго-восточные окраины.

На крайнем юге Западно-Сибирской плиты существовал ландшафт низменной денудационной равнины, покрытой хвойным лесом (сосновые, югоплодниковые) с примесью первых представителей покрытосеменных. В подлеске произрастали преимущественно папоротники.

Ландшафт развивался в условиях влажного субтропического климата и был сравнительно богат органическим веществом. Процессы химического выветривания происходили по подзолистому типу, формировались каолиновые коры выветривания. Поверхностные и грунтовые воды выносили довольно много растворенных соединений железа, алюминия, кремнезема и других минеральных компонентов, а также органического

вещества, которые рассеивались в осадках соседнего аккумулятивного ландшафта.

В Зауралье в это время развивался ландшафт низменной денудационной равнины с влажным лиственно-хвойным лесом, с подлеском из папоротников. Среди древостоя преобладали сосновые (*Cedrus*, *Picea*) и немногочисленные покрытосеменные неизвестной систематической принадлежности. Устанавливаются также единичные *Salicaceae*, *Betulaceae*, *Quercites*, *Castanea*, *Menispermaceae*, *Hamamelidaceae*, *Ericipites*. В долинах рек и на побережье существовали заросли папоротников (в основном *Gleichenia*, *Schizaeaceae*, *Polypodiaceae*) и таксодиевые (*Taxodium*).

Ландшафт развивался в обстановке влажного субтропического климата, процессы химического выветривания протекали весьма интенсивно с образованием отбеленных выщелоченных подзолов. Поверхностные и грунтовые воды содержали очень много растворенного органического вещества, что обуславливало их кислую восстанавливающую реакцию, и растворенных минеральных компонентов. Последние мигрировали в соседний аккумулятивный ландшафт, там в условиях восстановительной среды рассеивались и, наряду с терригенным материалом, участвовали в формировании сероцветных преимущественно континентальных отложений терригенно-мезомиктовой надформации.

На Урале, на западе Сибирской платформы и в пределах Енисейского кряжа в это время существовали ландшафты плато или холмогорья, покрытые сосновыми, а на Урале — кедровыми лесами (род *Cedrus*). В древостое в виде сравнительно небольшой примеси произрастали также представители древнейших покрытосеменных. Последние уже значительную роль играли в лесах Южного и Среднего Урала.

Ландшафты развивались в условиях влажного умеренно-теплого климата. Процессы химического выветривания подзолистого типа, видимо, были ослаблены, значительную роль приобретала механическая денудация. Вследствие этого рассматриваемые ландшафты являлись областями преимущественно терригенного питания, их существованием было обусловлено накопление пачек грубообломочных пород в отложениях сеномана на восточном склоне Урала и по окраинам плиты (мысовская свита).

Сходные ландшафты развивались, видимо, на плато Северного Казахстана и возвышенностях Алтае-Саянской области.

В связи с поднятием рельефа обрамления Западно-Сибирской плиты и установлением постоянно-влажного климата формирование латеритных кор и бокситов в Западной Сибири прекращается. В это время происходят энергичный размыв апт-альбских латеритных кор и бокситов, их переотложение (местами образуются залежи переотложенных бокситов) и ресификация. Особенно интенсивный размыв латеритных кор выветривания и бокситов происходил на западе Сибирской платформы, о чем свидетельствует накопление огромных масс переотложенного бокситового материала (гальки и бобовины боксита) в альб-сеноманских отложениях бассейна р. Турухан.

Аккумулятивные континентальные и морские ландшафты сеноманского времени располагались в области седиментации Западно-Сибирской плиты и были весьма сходны с соответствующими ландшафтами предшествующей эпохи. Ландшафты эти, как и в апт-альбское время, служили областью формирования терригенной мезомиктовой надформации (см. рис. 25). Описание их приведено выше.

### Ландшафты позднего мела (турон — даний)

С туронского века в Западной Сибири начинается длительная эпоха относительного тектонического покоя и выравнивания рельефа. Одновременно происходит трансгрессия, и почти вся территория плиты оказывается затопленной морскими водами.

На протяжении всего позднего мела в Западной Сибири продолжал существовать влажный субтропический климат, который на крайнем юге рассматриваемой территории временами (коньяк-сантон-кампанское время) приобретал черты, свойственные современному средиземноморскому (жаркое и сухое лето и влажная теплая зима) климату.

Во флоре позднего мела во все возрастающих количествах отмечаются представители покрытосеменных, тогда как компоненты мезозойской флоры постепенно исчезают. Так, если в туроне флора еще очень сходна с сеноманской, то в коньяк-сантон-кампанское время резко сокращается количество древних хвойных, почти полностью исчезают цикадовые и гинкговые. Среди папоротников в позднем меле господствуют *Schizaeaceae* (особенно *Anemia*, *Schizaea*), *Gleichenia*, *Polypodiaceae*, *Ophioglossaceae*. Встречаются *Cyathea*, *Coniopteris*, плауны и *Sphagnum*, тогда как в раннемеловую эпоху преобладали роды папоротников *Lygodium*, *Peleteria*, *Osmunda*, *Dicksonia* и др.

Количество пыльцевых зерен покрытосеменных растений в спорово-пыльцевых спектрах сенона в среднем составляет уже 30—40%, а в конце позднего мела 40—50% (иногда до 60%) от всего количества пыльцы и спор. При этом в южных районах низменности среди них преобладают представители вечнозеленой растительности тропиков (*Laurus*, *Proteaceae*, *Moraceae*, *Myraceae* и др.) и субтропиков (*Platanus*, *Hamamelis*, *Liquidambar* и др.), а на севере господствуют представители умеренно-теплой широколиственной флоры (*Juglandaceae*, *Quercus*, *Acer*, *Castanea*, *Carpinus* и др.) с примесью вечнозеленых растений и листопадных пород умеренного пояса (сем. *Salicaceae*, *Betulaceae*). Везде отмечается большое количество пыльцы покрытосеменных растений, не имеющих аналогов в современной флоре.

Количество хвойных семейств сосновых и таксодиевых во флоре позднего мела по сравнению с предшествовавшей эпохой существенных изменений не претерпевает (см. Приложения 7—9).

Качественные изменения палеогеографической обстановки и характера растительного покрова позднемеловой эпохи привели к соответствующим изменениям палеоландшафтов в пределах Западно-Сибирской плиты и ее обрамления.

Денудационные ландшафты располагались в районах обрамления плиты, а также на крайнем юге и юго-востоке.

В позднемеловую эпоху эти области представляли собой низменные пологохолмистые равнины и только структуры северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа выделялись в виде холмогорий с абсолютными отметками до 500 м (см. рис. 26—28).

На юге Западной Сибири в туроне продолжает развиваться ландшафт, сформировавшийся здесь еще в сеномане. В туронское время он только несколько расширяется, переходя в районы Салаира, Кольвань-Томской области и Северного Казахстана в связи с образованием там низменных денудационных равнин (см. рис. 26). Описание этого ландшафта приведено выше (см. ландшафты сеномана).

Начиная с коньякского века и вплоть до конца позднего мела в связи с эволюцией растительного мира характер ландшафтной обстановки на этой территории меняется. В это время здесь развивается ландшафт низменной денудационной равнины, покрытой вечнозелеными хвойно-лиственными лесами (см. рис. 27, 28).

В древостое преобладали хвойные (*Cedrus*, *Pinus* subgen. *Diploxylon*, *P.* subgen. *Haploxylon*, *Dacrydiumites*), а также вечнозеленые и широколиственные покрытосеменные, свойственные субтропическим и тропическим лесам (*Laugaceae*, *Myraceae*, *Proteaceae*, *Santalaceae*, *Hamamelidaceae*, *Nyssaceae*, *Araliaceae*, *Juglandaceae*, *Fagaceae*, *Ulmaceae*, *Platanaceae* и др.). В виде незначительной примеси произрастали также представители мелколистных деревьев из семейств ивовых и березовых. Подле-

сок состоял из *Muricaceae*, *Moraceae*, *Ericaceae*, *Rosaceae* и других, а на влажных участках произрастали папоротники *Polypodiaceae*, *Ophioglossaceae*, а также *Sphagnum* и *Lycopodiaceae*. На побережье и в долинах рек располагались, видимо, заросли папоротников и таксодиевых (род *Taxodium*).

Ландшафт этот развивался в условиях субтропического климата, гумидного, но отличавшегося некоторым дефицитом влажности. В этих условиях процессы химического выветривания пород водосборных площадей происходили преимущественно по подзолистому типу с образованием выщелоченных слабоизвестковистых кор выветривания и почв типа современных каштановых. Поверхностные и грунтовые воды содержали довольно много растворенных минеральных компонентов, в том числе растворов железа, а также органические вещества. Эти растворы поступали в море, где осаждались вместе с терригенным материалом, образуя осадки, относительно обогащенные хемогенными компонентами.

Близость морского бассейна и геохимические особенности ландшафта водосборной площади создали благоприятные предпосылки для накопления в прибрежно-морском ландшафте терригенно-глауконитовой формации.

Аналогичный ландшафт в конце позднемеловой эпохи (маастрихтский и датский века) существовал на западе Сибирской платформы (см. рис. 28).

На Урале и в Зауралье в позднемеловую эпоху развивались ландшафты низменных денудационных равнин. В туронском веке это была низменная, местами пологохолмистая равнина, участками заболоченная и покрытая густыми зарослями таксодиевых и папоротников. На водораздельных участках и останцовых возвышенностях произрастали густые влажные лиственно-хвойные леса с папоротниковым подлеском (см. рис. 26). В древостое лесных массивов преобладали хвойные *Cedrus*, *Picea* и другие, а также немногочисленные представители покрытосеменных широколиственных, единичные формы флоры тропических и субтропических стран, а также листопадные растения умеренно-теплой зоны (*Quercites*, *Menispermum*, *Salix*, cf. *Betula*). Большую часть древостоев составляли растения, продуцировавшие пыльцу типа *Extratripopollemites*.

Ландшафт развивался в условиях влажного субтропического климата и отличался высокой биологической продуктивностью. В этой обстановке процессы химического выветривания проходили весьма интенсивно, формировались мощные выщелоченные подзолы, а грунтовые и поверхностные воды транспортировали чрезвычайно много растворенных минеральных компонентов (особенно железа и кремнезема) и органических коллоидов.

В коньяк-сантон-кампанское время такой же ландшафт существовал на западе Сибирской платформы и в пределах Томь-Колыванской зоны (см. рис. 27), но в составе древесных покрытосеменных здесь было довольно много тропических растений (*Proteaceae*, *Loganthaceae* и др.). В подлеске произрастали кустарниковые формы покрытосеменных и папоротники.

Этот вид ландшафтов по своим геохимическим особенностям является весьма благоприятным источником питания для формирования в прибрежной зоне морского бассейна осадков, обогащенных минералами железа. Таким типом отложений являются, в частности, терригенно-глауконитовая формация и связанные с ней оолитовые железные руды. Эти отложения и образовались в прибрежно-морских фациях вблизи описанных денудационных ландшафтов. Здесь отложения терригенно-глауконитовой формации наиболее обогащены хемогенными рудными компонентами и содержат огромные залежи оолитовых железных руд (Аятское, Аткульское, Мугайское месторождения в туроне Зауралья, Туруханское,

Елогуйское, Колпашевское, Бокчарское и другие месторождения в сеноне Приенисейской зоны низменности и Колпашевского Приобья).

Денудационный ландшафт с подзолистым типом выветривания, но менее благоприятный в качестве источника питания хемогенными рудными компонентами, существовал в туронском веке на западе Сибирской платформы (см. рис. 26).

Это была низменная денудационная равнина, покрытая хвойным лесом. На побережье, видимо, произрастали заросли таксодиевых и папоротников. Ландшафт также развивался в условиях субтропического влажного климата, но был относительно беден органическим веществом. Поэтому, хотя процессы химического выветривания происходили также по подзолистому типу, миграция минеральных компонентов была затруднена. Ввиду этого в прибрежную зону морского бассейна поступало относительно мало хемогенных компонентов (особенно рудных), и формировавшаяся здесь терригенно-глауконитовая формация, хотя и отличается тонкодисперсным составом отложений, но содержит мало глауконита, лептохлорита и рудных концентраций этих минералов.

На Урале в коньяк-сантон-кампанское время существовал ландшафт низменной денудационной равнины, покрытой влажными хвойно-лиственными лесами с подлеском из кустарниковых пород покрытосеменных и папоротников. Ландшафт развивался в условиях субтропического влажного климата и отличался достаточно высокой биологической продуктивностью, что способствовало интенсивному развитию подзолистых кор выветривания и миграции в поверхностных и грунтовых водах органо-минеральных соединений. Ландшафт являлся источником хемогенного и терригенного материала при формировании терригенно-глауконитовой формации и связанных с ней месторождений железных руд в сеноне Зауралья.

Данных по составу растительности на Приполярном и Полярном Урале в коньяк-сантон-кампанское время недостаточно для воссоздания палеоландшафтной обстановки. Однако наличие в коррелятивных отложениях смежных районов Полярного Зауралья терригенно-глауконитовой формации может служить указанием на то, что в области питания существовал ландшафт с подзолистым выветриванием, повышенной мобильностью минеральных компонентов и органических соединений. Такие геохимические черты свойственны лесным ландшафтам влажных субтропиков с высокой биологической продуктивностью.

Насколько можно судить по имеющимся литологическим и палинологическим данным (см. Приложение 8, рис. 13), скорее всего, это был ландшафт низменной денудационной равнины, покрытой влажным листово-хвойным лесом с папоротниковым подлеском. На побережье, видимо, произрастали таксодиевые и папоротники (см. рис. 27).

Ввиду отсутствия данных о флоре маастрихтского и датского веков в западных районах низменности, палеоландшафты Урала и зауральских равнин этого времени не реконструировались.

Аккумулятивный континентальный ландшафт на протяжении позднемиоценовой эпохи развивался на юго-востоке плиты, в конце эпохи (поздний маастрихт и даний) он распространился на всю восточную ее часть, где еще в раннем маастрихте существовал прибрежно-морской ландшафт (см. рис. 26—28).

Ландшафт представлял собой прибрежную озерно-аллювиальную, местами заболоченную равнину, покрытую хвойно-лиственными лесами, а на увлажненных участках и по берегам водоемов — зарослями таксодиевых и папоротников.

Лес в туронское время состоял главным образом из хвойных, а в сеноне — из древних покрытосеменных, среди которых большая часть (судя по количеству продуцируемой пыльцы, обнаруживаемой в спорово-пыльцевых комплексах) относится к растениям неизвестной систематической

принадлежности (*Gothanipollis*, *Mancicorpus*, *Aquilapollenites* и др.). Уже в туронском веке, особенно у подножий возвышенностей Алтае-Саянской области и Енисейского края, отмечается значительное количество представителей покрытосеменных, относимых к широколиственной флоре (*Quercus*, *Castanea*, *Juglandaceae*, *Acer*), а во второй половине позднего мела — представителей тропиков и субтропиков (*Myrica*, *Ilex*, *Myrtales*, *Proteaceae*, *Loganthaceae*, *Santalaceae* и др.). Отмечается и примесь листопадных растений умеренного пояса (сем. *Salicaceae*, *Betulaceae*, *Alnus*). Из мезозойских голосеменных в начале позднемеловой эпохи в единичных случаях еще отмечаются представители рода *Ginkgo*.

Из хвойных в древостое преобладали сосновые (*Pinus* spp., *Cedrus*, *Picea*, *Podocarpus*). Особенно пышное развитие в ландшафте получили таксодиевые (род *Taxodium*), которые селились на болотах и увлажненных участках.

В подлеске произрастали папоротники *Anemia*, *Gleichenia*, *Coniopteris*, *Cyathea*, *Cibotium* и др., а также голосеменные *Cupressaceae*, *Dacrydiumites* и кустарниковые формы покрытосеменных (*Ericaceae*, *Menispermaceae* и др.).

Ландшафт развивался в условиях влажного субтропического климата и отличался высокой биологической продуктивностью, что нередко приводило к угленакплению (см. рис. 14). Огромный растительный опад, большая обводненность местности обусловили восстановительный характер среды осадконакопления.

Рассматриваемый ландшафт служил областью формирования сероцветной толщи глин и песков (обогащенных каолином и растительными остатками, местами с прослоями бурых углей), объединяемых в терригенно-олигомиктовую каолиновую формацию.

Аккумулятивные морские ландшафты в позднемеловую эпоху были распространены наиболее широко.

По окраинам Западно-Сибирской плиты начиная с турона и до конца позднего мела существовал прибрежно-морской ландшафт, служивший областью формирования терригенно-глауконитовой формации (см. рис. 26—28). Аналогичный ландшафт существовал и в позднеюрско-валанжинское время, когда возникновение его также было связано с талассократическим этапом развития плиты.

Как и его позднеюрско-валанжинский аналог, рассматриваемый ландшафт представлял собой подводную равнину мелководной части эпиконтинентального морского бассейна с соленостью вод, близкой к нормальной. На это указывает, в частности, состав морской фауны (кораллы, аммониты, белемниты, стеногалинные формы пелеципод, фораминифер и другие организмы).

Данные палеотермометрии и литолого-фациального анализа свидетельствуют о некотором похолодании вод Западно-Сибирского позднемелового бассейна по сравнению с позднеюрским и валанжинским бассейнами, о влиянии на температурный режим холодных и теплых течений.

К началу позднемеловой эпохи в связи с усилением дифференциации климата и существенным похолоданием его в Арктической области (Синицын, 1966) температура вод Арктического бассейна также снизилась (см. гл. III). Это не могло не сказаться на температурном режиме Западно-Сибирского бассейна, на составе его фауны, флоры и осадков, особенно в зонах влияния холодных морских течений. С вторжением прохладных арктических вод было связано, по-видимому, понижение среднегодовых температур в северо-западной части Западно-Сибирского моря до +9—14° С (верхний сантон — нижний кампан, сантон бассейна р. Сыни в Полярном Зауралье), расселение в нем бореальной фауны и флоры (например, песчаных форм фораминифер, диатомей) и образование осадков кремнистой формации.

С вторжением через Тургайский пролив мощного теплого течения (маастрихт-даний) связано общее потепление вод значительной части Западно-Сибирского бассейна, расселение в нем тепловодных организмов, в том числе известковых водорослей тропических морей — кокколи-тофорид, и накопление осадков карбонатно-глинистой формации.

На мелководных прибрежных участках, т. е. в прибрежно-морском ландшафте, температура воды, видимо, была несколько выше, чем показывают палеотемпературные определения, в том числе и в северной части бассейна, где влияние холодных течений сказывалось наиболее ощутимо. В пользу этого можно привести следующие данные. В бассейне р. Мугай (Среднее Зауралье) в прибрежно-морских отложениях турона найдены кости скелета плезиозавра. Можно думать, что здесь температура воды даже зимой не опускалась ниже  $+10^{\circ}\text{C}$ .

Относительно высокая температура воды была у восточных берегов Западно-Сибирского моря. Это подтверждается находками в верхних горизонтах морского верхнего мела бассейна р. Вах кораллов из рода *Leptoria*, которые не могли существовать при сезонных понижениях температуры воды до  $+10^{\circ}\text{C}$ . На крайнем северо-востоке низменности (на правобережье Енисейского залива) в прибрежно-морских глауконитовых песках турон-сантона наблюдаются многочисленные банки иноцерамов и нередко их отдельные гигантские раковины размером до 1,5 м. Массовое накопление глауконита в рассматриваемом ландшафте также свидетельствует об относительно высокой среднегодовой температуре воды (не ниже  $+15^{\circ}\text{C}$ , по Н. С. Шатскому).

Таким образом, в прибрежно-морском аккумулятивном ландшафте среднегодовые температуры вод были относительно высокими, значения их, видимо, колебались в пределах  $+12$ — $15^{\circ}\text{C}$  на севере и до  $+20^{\circ}\text{C}$  и выше на юге, в районе Тургайского пролива.

Основные черты геохимии среды осадконакопления были, видимо, такими же, как и в соответствующем ландшафте позднеюрско-валанжинского времени, что отразилось в сходстве парагенезов пород верхнеюрско-валанжинской и верхнемеловой — палеогеновой терригенно-глауконитовых формаций. Последняя отличается, однако, более высокой степенью рудоносности в отложениях верхнего мела, что, скорее всего, связано с существованием в позднемеловую эпоху более благоприятных ландшафтов в областях питания. Особенно интенсивно процессы рудо-накопления происходили в юго-западной и восточной частях позднемелового бассейна, где на прилегающих денудационных равнинах имели место оптимальные условия для массовой миграции рудоносных растворов.

В группе аккумулятивных ландшафтов позднемелового открытого моря получили широкое площадное развитие следующие виды: 1) ландшафт, служивший областью формирования кремнистой формации (турон-даний); 2) ландшафт области формирования терригенно-олигомиктовой глинистой формации (турон, маастрихт-даний) и 3) ландшафт, служивший областью формирования карбонатно-глинистой формации (маастрихт-даний).

Два первых ландшафта в Западной Сибири продолжали существовать и в палеогене.

Ландшафт открытого моря, служивший областью формирования кремнистой формации, был весьма широко распространен в коньяк-кампанское время, когда он занимал большую часть области седиментации плиты. В туронское и маастрихт-датское время он был локализован только в северо-западной части плиты (см. рис. 26—28).

Особенностью данного ландшафта является его связь с относительно холодными водами и значительная автономия по отношению к ландшафтам областей питания.

Образование этого ландшафта было связано с качественными изменениями физико-химической среды осадконакопления. На первый план

в этом случае отчетливо выступает фактор гидродинамического режима в бассейне — наличие в нем мощных и относительно холодноводных течений, вторгавшихся в Западно-Сибирское море со стороны Арктического бассейна.

Воды этого течения устремлялись к югу вдоль восточного склона Урала, достигая в период максимальной активности (коньяк-сантон-кампанское время) Южного Зауралья и частично заходя в Тургайский пролив. Основное течение поворачивало на восток в районы Тарского Прииртышья и Васюганья, а затем следовало на север вдоль прибрежной отмели на востоке Западно-Сибирского моря (см. рис. 27). Иными словами, движение вод в Западно-Сибирском море имело круговой характер и было направлено против часовой стрелки. Холодное течение было направлено с севера на юг, прижимаясь к восточному склону Урала (видимо, вследствие вращения Земли); после встречи с тургайскими водами течение вдоль южного и восточного берегов становилось теплым. Наиболее постоянным, мощным и холодноводным северное течение было в северо-западной части акватории бассейна, в северных районах Зауралья.

Существование холодного течения в Зауралье подтверждается данными литолого-фациального (Галеркина и др., 1963) и формационного (Гольберт, 1966) анализов, расселением диатомовых водорослей (Векшина, 1956, 1961а, б, 1962; Стрельникова, 1963, 1965), а также фауны и микрофауны. Впервые на существование мощных течений в позднемеловых и палеогеновых бассейнах Зауралья обратили внимание уральские геологи — Л. А. Умова, А. П. Сигов, М. Н. Дегтева и др.

Течение в восточной части позднемелового и эоценового бассейнов Западной Сибири впервые было показано на палеоландшафтных картах, составленных А. В. Гольбертом и И. Д. Поляковой (СНИИГГИМС, 1965 г.). Существование его подтверждается обеднением количественного и качественного состава диатомей и кремневых жгутиковых в отложениях кампана и эоцена от периферии к центру низменности, на что указывала В. Н. Векшина (1961а, б). Видимо, наиболее многочисленными и разнообразными популяции этих обитателей северных морей жили в прохладных водах морских течений, проходивших главным образом по окраинам Западно-Сибирского моря. Характерно, что наиболее богатые комплексы диатомей (до 100 видов) отмечаются в северо-западных районах низменности. На юго-западе количество видов уменьшается до 20—30, а в центральных районах до 5. В восточных же районах низменности, т. е. в зоне южного течения, видовое разнообразие диатомей небольшое (в основном виды трех родов), а панцири их отличаются плохой сохранностью.

Такой характер расселения диатомовых водорослей связан, по-видимому, с постепенным ухудшением условий обитания фитопланктона с севера на юг (ввиду постепенного потепления вод) и массовой его гибели в южных районах акватории бассейна. В зону южного течения в массовом количестве поступал, видимо, лишь мертвый планктон, раковины которого и отлагались на дне.

И. В. Николаева (1966) на основе детального изучения литологического состава и фаций верхнемеловой железозонной толщи в Колпашевском Приобье также приходит к выводу о существовании в юго-восточной части акватории позднемелового бассейна морских течений, направленных с юга на север.

В коньяк-сантон-кампанское время (а также в эоцене) в связи с расширением связей Арктического бассейна с Западно-Сибирским морем холодные воды распространялись практически на всю акваторию последнего. В эти эпохи ландшафт, служивший областью формирования кремнистой формации, охватывал большую часть области седиментации плиты.

Рассматриваемый ландшафт представлял собой подводную равнину мелководного эпиконтинентального бассейна с соленостью вод, несколько ниже нормальной (преимущественно эвригалинная фауна). Палеотемпературные определения морских вод данного ландшафта, имеющиеся для сантон-кампана бассейна р. Сыни (+9—13°), скорее всего характеризуют минимальные значения среднегодовых температур вод. В южной части акватории коньяк-сантон-кампанского бассейна температура воды была, видимо, около +15°С.

Вещественный состав пород кремнистой формации указывает на чрезвычайно высокую биологическую продуктивность данного ландшафта в отношении зоо- и фитопланктона с кремневым скелетом (диатомовые водоросли, радиолярии). Скелетные остатки этих организмов в огромных количествах накапливались на морском дне и часто приобретали породообразующее значение (диатомиты, трепела, диатомовые глины).

Наличие в породах кремнистой формации рассеянных зерен глауконита, наряду с почти полным отсутствием пирита, указывает на преимущественно окислительный характер среды осадконакопления в ландшафте, что, видимо, было обусловлено энергичным перемешиванием придонных вод. Органическими остатками наземного происхождения ландшафт чрезвычайно беден, что, видимо, также связано с рассеиванием их морскими течениями.

Ландшафт открытой части эпиконтинентального морского бассейна, служивший областью формирования терригенно-олигомиктовой глинистой формации, в позднемеловую эпоху наиболее широко был распространен в туронском веке, когда он занимал почти всю площадь моря. В коньяк-сантон-кампанское время он, видимо, отсутствовал, а в маастрихтском и датском веках существовал на севере Западно-Сибирской плиты (см. рис. 26—28).

Ландшафт представлял собой подводную равнину открытой части мелководного эпиконтинентального морского бассейна с соленостью вод, близкой или несколько ниже нормальной (на что указывает состав морской фауны). Среднегодовая температура воды была, видимо, около +15°С (в зависимости от географической широты и степени влияния вод теплых и холодных морских течений).

Литологический состав терригенно-олигомиктовой глинистой формации (преимущественно слоистые глины с тонкими прослойками или намывами по плоскостям напластования алевритового или тонкозернистого песчаного материала полевошпатово-кварцевого или кварцевого состава с мелкими зернышками глауконита), присутствие местами тонкого растительного детрита со следами эпигенетической пиритизации и незначительное развитие сидерита, также обычно эпигенетического, указывают на существование в областях питания низкого выровненного рельефа и на преобладание окислительной обстановки в морском аккумулятивном ландшафте. В зоне влияния вод теплых или холодных морских течений осадки ландшафта обогащались соответственно карбонатами кальция или опалом. Органическая жизнь в ландшафте и общая биологическая продуктивность были очень низкими.

Ландшафт, служивший областью формирования карбонатно-глинистой формации, получил широкое распространение в маастрихтском и датском веках, когда через Тургайский пролив в Западно-Сибирский бассейн вторглись теплые воды из Приаралья. Они распространились почти на всю южную половину акватории бассейна и достигли на севере приблизительно 65° с. ш. Севернее, куда не проникали теплые воды южного течения, располагался ландшафт области формирования терригенно-олигомиктовой глинистой формации, на крайнем западе и северо-западе плиты в зоне северного течения — ландшафт, служивший областью формирования кремнистой формации. В Среднем Зауралье все три ландшафта соприкасались (см. рис. 28). В разрезах верхнего мела здесь

можно наблюдать переслаивание пачек пород кремнистой, карбонатно-глинистой и терригенно-олигомиктовой глинистой формаций.

Вторжение массы теплых вод повлекло за собой качественные изменения физико-химической обстановки в бассейне и условий осадконакопления. С теплыми южными водами в Западно-Сибирское море проникли и их обитатели — разнообразные представители фауны и флоры тропических морей — моллюски с толстостенными и богато скульптурированными известковыми раковинами, иглокожие, фораминиферы, известковые одноклеточные водоросли кокколитофориды и другие организмы.

Ландшафт представлял собой подводную равнину эпиконтинентального морского бассейна с соленостью, близкой к нормальной. О температуре вод бассейна можно судить по наличию в его осадках многочисленных кокколитов — скелетных остатков известковистых одноклеточных водорослей — обитателей тропических и субтропических морей, вымирающих при сезонных колебаниях температур, опускающихся ниже  $+9^{\circ}\text{C}$ . Кокколитофориды в большом количестве отмечаются не только на юге, но и в северных частях моря. На юго-западе среднегодовая температура воды, по данным изотопного анализа, не превышала  $+10$ — $14^{\circ}\text{C}$ , но, видимо, температура поверхностных слоев воды была не ниже  $+20^{\circ}\text{C}$ , что подтверждается повсеместным карбонатонакоплением. Судя по составу осадков, среда осадконакопления в рассматриваемом ландшафте была слабо щелочной и преимущественно окислительной (присутствие глауконита, слабое развитие сульфидов, и то, как правило, вторично образовавшихся по органическим остаткам).

Ландшафт характеризовался пышным развитием органической жизни, отличался высокой биохимической продуктивностью за счет собственных ресурсов (накопление химико-биогенных осадков) и в этом смысле в значительной мере был автономным по отношению к ландшафтам областей питания. Повышенная температура вод обусловила химическое осаждение карбонатов кальция и накопление толщи известковистых глин, мергелей, прослоев известняков.

### Ландшафты палеогена

В палеоценовую эпоху на суше и в морском бассейне продолжали развиваться те же типы ландшафтов, что и в конце позднего мела (в маастрихтском и датском веках), за исключением морского ландшафта, служившего областью формирования карбонатно-глинистой формации. Его место теперь занимает расширивший свою площадь ландшафт открытой части морского бассейна, служивший областью формирования терригенно-олигомиктовой глинистой формации (см. рис. 29).

По сравнению с концом позднемеловой эпохи сохранились и основные черты географического размещения ландшафтов суши и моря. Однако в связи с поднятием Сибирской платформы и восточной части плиты ландшафтные зоны на востоке плиты соответствующим образом сместились к западу. При этом денудационный ландшафт, который ранее существовал на западе Сибирской платформы, переместился на низменную денудационную равнину, образовавшуюся на восточной окраине плиты. На Сибирской платформе, которая уже в позднем маастрихте начала постепенно воздыматься и к началу палеоцена превратилась в плато, образовался, видимо, иной ландшафт. Возможность его реконструкции крайне затруднена отсутствием коррелятивных отложений и изученных спорово-пыльцевых комплексов в районах, расположенных непосредственно у границ данного ландшафта или вблизи него (см. Приложение 10).

Наличие достаточного числа изученных спорово-пыльцевых комплексов в отложениях палеоцена Зауралья делает возможным воссоздание

ландшафта этого времени на Урале. Он представляется нам аналогичным другим ландшафтам низменных денудационных равнин этой эпохи (см. Приложение 10 и рис. 29).

Все ландшафты суши и моря рассматриваемой эпохи аналогичны описанным выше ландшафтам позднего мела. Отметим лишь, что лесные формации палеоценовой эпохи отличались меньшим содержанием представителей меловой флоры, которая к этому времени сохранилась в качестве реликтов. Становится более разнообразным состав покрытосеменных, в том числе растений неопределенного систематического положения. Эти изменения не привели, однако, к существенной перестройке ландшафтов суши.

При реконструкции ландшафтов эоцена и раннего олигоцена авторы столкнулись с известными трудностями, связанными с изучением растительного покрова и климата той эпохи. Дело в том, что в спорово-пыльцевых спектрах из этих отложений весьма значительное количество пыльцы покрытосеменных (являющихся основным компонентом палеогеновой флоры) определяется по искусственной системе. Ее принадлежность к какому-либо определенному таксону установить не удастся, так как у многих современных родов из разных семейств пыльца имеет подобные же морфологические признаки. Поэтому диаграммы спорово-пыльцевых спектров, изображенные на картах (см. Приложения 11, 12), дают возможность только в самых общих чертах судить о растительности рассматриваемой эпохи, так как экология растений, продуцировавших указанную пыльцу, остается невыясненной. Обеспеченность изученными спорово-пыльцевыми комплексами всей площади исследуемого региона для эоценовой эпохи явно недостаточна.

По этой же причине не получили всестороннего обоснования и реконструкции палеоклимата.

Однако данные литологии и формационного анализа свидетельствуют в пользу существования в эоцене влажного субтропического климата, а в раннем олигоцене — умеренно-теплого. На это, в частности, указывает тот факт, что в эоценовую эпоху продолжала формироваться верхнемеловая-палеогеновая терригенно-глауконитовая формация, свойственная прибрежно-морским ландшафтам субтропической зоны. Эоценовые отложения этой формации содержат очень много глаукопита, а на востоке бассейна (в Среднем Приобье) — пласты оолитовых железных руд (бакчарский горизонт). В раннем олигоцене по окраинам Чеганского эпиконтинентального бассейна терригенно-глауконитовая формация формировалась также, но в прибрежно-морских отложениях этого возраста содержание глаукопита резко снижается, а оолитовые железные руды и оруденелые породы (ослиговые песчаники и другие породы, обогащенные рудными минералами) отсутствуют совершенно (см. рис. 16, 17). «Угнетенный» облик терригенно-глауконитовой формации в отложениях нижнего олигоцена, очевидно, обусловлен ухудшением обстановки ее формирования, а именно похолоданием климата.

Эоценовый морской бассейн Западной Сибири был, по-видимому, относительно холодноводным, так как он развивался в обстановке массового вторжения вод Арктического бассейна. Заселен он был преимущественно бореальной фауной и флорой. Особенно пышное развитие получили диатомовые водоросли. Существование холодноводного морского бассейна, который занимал почти всю территорию низменности, несомненно, отражалось на климате Западной Сибири. В эоцене он оставался субтропическим, но отнюдь не теплее, чем в позднем мелу, тогда как в других областях Евразии климатический оптимум приходился именно на эоцен (Шварцбах, 1955; Страхов, 1960; Сеницын, 1962, 1966). Это отклонение эволюции климата Западной Сибири от климата сопредельных областей было связано, по-видимому, исключительно с влиянием относительно холодноводного морского бассейна.

Чеганский бассейн был, видимо, более тепловодным. Он не сообщался с Арктическим, но не утратил связи с Приаральским, откуда в Западно-Сибирское море проникали теплые воды и представители фауны и флоры южных морей. В то же время климат раннего олигоцена в Западной Сибири становится более прохладным, умеренным, что было обусловлено общим похолоданием климата планеты.

Образование в прибрежных зонах эоценового и раннеолигоценового бассейнов терригенно-глауконитовой формации свидетельствует также о существовании на суше лесов. Судя по составу спорово-пыльцевых комплексов, в эоцене это были лиственные леса с участием хвойных. Среди лиственных пород уже заметна роль представителей так называемой тургайской флоры — *Fagaceae*, *Aceraceae*, *Tilia*, *Ulmaceae* и другие, но основной фон в спектрах составляет пыльца покрытосеменных, относимая к группам *Tricolporopollenites* и *Triatroporopollenites*. Довольно многочисленна также пыльца тропических и субтропических растений: *Palmae*, *Mycicaceae*, *Myrtaceae*, *Moraceae*, *Hamamelidaceae*, *Juglandaceae* (роды *Cyclocarya*, *Platycarya*, *Engelhartia*), *Magnoliaceae*, *Ilex*, *Nyssa*, *Ranunculaceae*, *Loganiaceae* и др. В спектрах эоцена и особенно олигоцена содержится уже довольно много пыльцы мелколистной флоры — семейства *Betulaceae* (*Alnus* sp., *Betula* sp.). Местами много пыльцы типа *Trudopollens*. Из хвойных сохраняются *Pinaceae* и *Taxodiaceae*, роль папоротников незначительна.

В раннем олигоцене происходит дальнейшее развитие тургайской флоры. В составе ее семейства *Juglandaceae* (*Juglans*, *Pterocarya*), *Tiliaceae* (*Tilia*), *Hamamelidaceae* (*Carylopsis*, *Fothergilia*, *Liquidambar*), *Ulmaceae* (*Celtis*, *Planera*), изредка *Fagus*. Особенно пышное развитие в это время получили различные виды рода *Quercus*. Более разнообразной становится группа хвойных, среди которых появляется новый род *Tsuga*. В большом количестве отмечаются споры, относимые к *Hydropteris indutus*, и местами водных папоротников *Azolla*.

Одновременно происходит заметное сокращение пыльцы тропических и субтропических растений, что указывает на похолодание климата. Только на крайнем юге, в Павлодарском Прииртышье и в Тургае, они составляют значительную часть спорово-пыльцевых комплексов из отложений эоцена и нижнего олигоцена. Примечательно, что в этих комплексах отмечается и пыльца ксерофитных голосеменных (род *Ephedra*).

Эти особенности флоры южных районов Западной Сибири послужили основанием для выделения здесь зоны субтропического климата, отличавшегося некоторым дефицитом влажности (см. Приложения 11, 12).

Денудационные ландшафты. На юге Западной Сибири (главным образом в пределах Северного Казахстана) в эоцене и раннем олигоцене существовал ландшафт низменной денудационной равнины, покрытой светлыми лиственными лесами из вечнозеленых субтропических и тропических растений (в том числе пальм) и широколиственных пород с примесью хвойных. На увлажненных участках (в подлеске) и по берегам водоемов селились папоротники и таксодиевые. На возвышенных водораздельных участках растительный покров, по-видимому, становился более редким (редколесья) и приобретал ксерофильный облик. Здесь местами селились хвойные (сосновые) или заросли ксерофитных кустарников (род *Ephedra*).

Ландшафт развивался в условиях субтропического гумидного климата, отличавшегося, однако, некоторым дефицитом влажности (возможно, имели место сухие сезоны, и климат напоминал современный средиземноморский) (см. рис. 30, 31).

Процессы химического выветривания в этих условиях протекали по подзолистому типу и были достаточно интенсивными, а наличие в грунтовых и поверхностных водах органического вещества способствовало миграции минеральных компонентов. Ландшафт служил источником

рудоносных растворов для образования отложений терригенно-глауконитовой формации в соседнем прибрежно-морском ландшафте. Однако он не был оптимально благоприятным в смысле питания рудоносными растворами (слабая обводненность местности, дефицит атмосферных осадков, сравнительно низкая биологическая продуктивность растительного покрова). Поэтому терригенно-глауконитовая формация на соседних участках прибрежной зоны морского бассейна характеризуется рассеянной минерализацией рудных компонентов. Минералы железа в породах формации представлены преимущественно глауконитом.

На Урале и на юго-востоке плиты в эоцене существовал ландшафт низменных, местами заболоченных равнин, покрытых влажными лиственными лесами. В древостое здесь, по-видимому, преобладали растения, продуцировавшие пыльцу, определяемую по искусственной системе, а также представители широколиственной флоры. В меньшем количестве произрастали хвойные и вечнозеленые породы тропиков и субтропиков. В подлеске преобладали кустарники, а на заболоченных участках и вдоль морского побережья — заросли таксодиевых и папоротников.

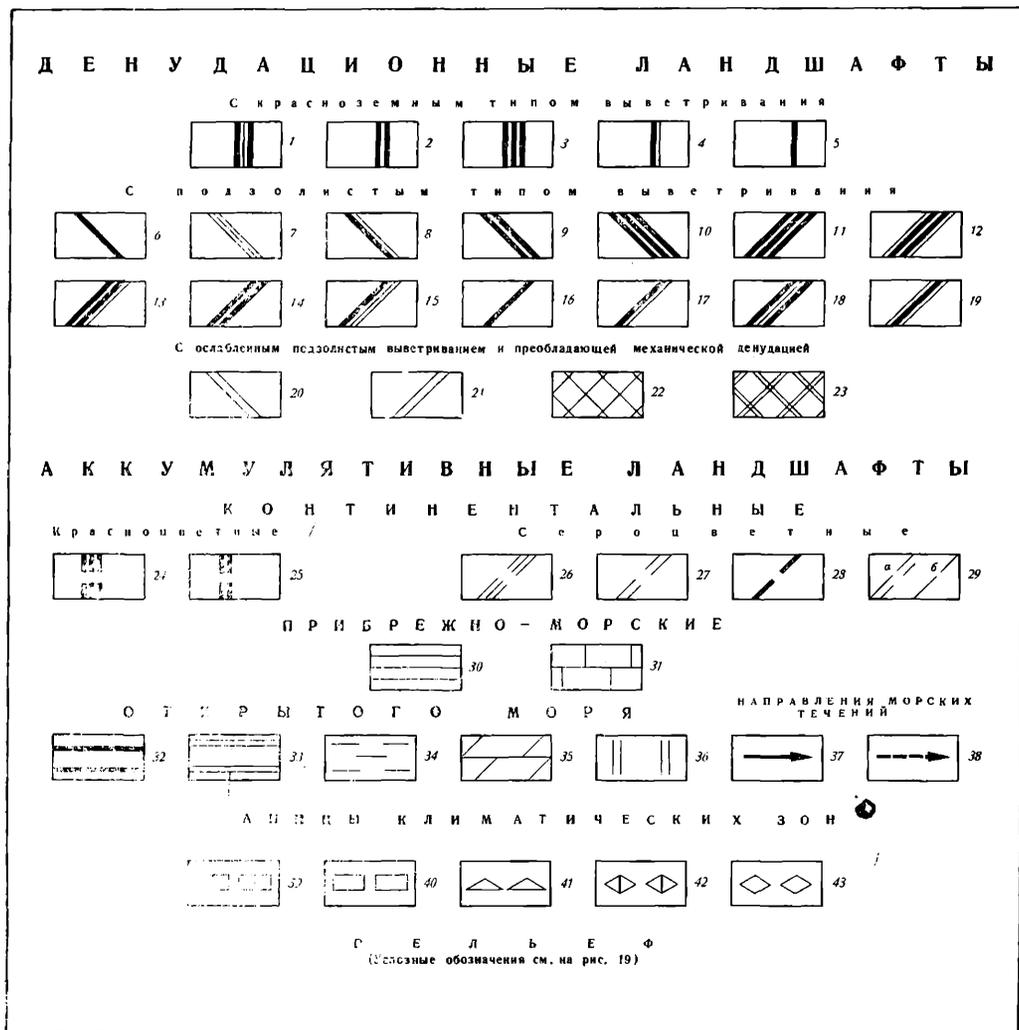


Рис. 18. Условные обозначения к Схематическим картам палеоландшафтов Западной Сибири (рис. 19—31)

**Д Е Н У Д А Ц И О Н Н Ы Е Л А Н Д Ш А Ф Т Ы**

С красноземным типом выветривания: 1 — холмогорье с редким растительным покровом гинкговых, хвойных с примесью ксерофитов. В долинах рек — заросли дикадофитов, гинкго-

вых и папоротников. Климат субтропический семигумидный. Тип выветривания преимущественно красноземный (валанжин). 2 — низменная денудационная равнина с редколесьем из хвойных, в том числе ксерофитов. В долинах рек — галерейные гинкгово-хвойные леса, заросли папоротников и цикадофитов. Климат субтропический семигумидный. Тип выветривания преимущественно красноземный (желловей-оксфорд). 3 — низменная денудационная равнина, возможно, полупустынная, местами с редким растительным покровом, преимущественно из хвойных ксерофитов. Климат субтропический семиаридный. Тип выветривания красноземный (кимеридж-волжское время — валанжин). 4 — низменная денудационная равнина с редким растительным покровом хвойных с примесью ксерофитов. В долинах рек и по берегам водоемов — заросли цикадофитов, гинкговых и папоротников, в том числе древовидных. Климат субтропический семигумидный. Тип выветривания преимущественно красноземный (поздняя юра, готерив-баррем). 5 — низменная денудационно-аккумулятивная равнина с редколесьем из хвойных и немногочисленных ксерофитов на возвышенных участках. В низинах и по берегам водоемов — галерейные леса и заросли хвойных, древовидных, лианоподобных и травянистых папоротников, таксодиевых и цикадофитов. Климат субтропический переменновлажный. Тип выветривания красноземный, местами латеритный. Ландшафт служил областью формирования пестроцветной бокситоносной формации (апт-альб).

С подзолистым типом выветривания: 6 — возвышенная холмистая равнина, плато, холмогорье, покрытые хвойными лесами с папоротниковым подлеском. Климат субтропический гумидный. Тип выветривания подзолистый (поздняя юра, неоком). 7 — возвышенная холмистая равнина, покрытая гинкгово-хвойными лесами с подлеском из папоротников. На возвышенных участках — преимущественно хвойные леса, местами с примесью хвойных ксерофитов. На увлажненных участках — заросли папоротников, плаунов и хвощей. Климат умеренно-теплый гумидный. Тип выветривания подзолистый (средняя юра). 8 — низменная денудационная равнина, покрытая хвойными лесами с примесью гинкговых. В подлеске местами заросли папоротников и цикадофитов. Климат субтропический гумидный. Тип выветривания подзолистый (апт-альб). 9 — низменная денудационная равнина, покрытая гинкгово-хвойными лесами. На побережье и в низинах — заросли папоротников, цикадофитов и таксодиевых. Климат субтропический гумидный. Тип выветривания подзолистый (поздняя юра, неоком). 10 — низменная денудационная равнина, местами заболоченная, покрытая зарослями папоротников, гинкговых, цикадофитов и проблематичных таксодиевых. Климат субтропический гумидный. Тип выветривания подзолистый (поздняя юра, валанжин). 11 — низменная денудационная, участками заболоченная равнина, покрытая зарослями папоротников и таксодиевых. На водоразделах и останцовых возвышенностях — влажные лиственно-хвойные леса. Подлесок: папоротники, кустарники покрытосеменных. Климат субтропический гумидный. Тип выветривания подзолистый (турон-коньяк-сантон-кампан). 12 — низменная денудационная равнина, покрытая влажными лиственно-хвойными лесами с папоротниковым подлеском. В долинах рек и на побережье заросли папоротников и таксодиевых. Климат субтропический гумидный. Тип выветривания подзолистый (сеноман-коньяк-сантон-кампан). 13 — низменная денудационная равнина, покрытая хвойными лесами. На побережье заросли папоротников и таксодиевых. Климат субтропический гумидный. Тип выветривания подзолистый (турон). 14 — низменная денудационная равнина, покрытая влажными лиственно-хвойными лесами. Подлесок: папоротники, кустарники покрытосеменных. Климат субтропический гумидный. Тип выветривания подзолистый (турон). 15 — низменная денудационная равнина, покрытая хвойными лесами с примесью древнейших покрытосеменных и папоротниковым подлеском. Климат субтропический гумидный. Тип выветривания подзолистый (сеноман, турон). 16 — низменная денудационная равнина, покрытая хвойно-лиственными лесами. Подлесок: папоротники, кустарники покрытосеменных. По побережью и в долинах рек — заросли папоротников и таксодиевых. Климат субтропический средиземноморского типа. Тип выветривания подзолистый (коньяк-сантон-кампан, маастрихт-даний, палеоцен). 17 — низменная денудационная равнина, покрытая лиственными лесами с примесью хвойных. На возвышенных участках — редколесья из хвойных и заросли ксерофитных кустарников. Климат субтропический средиземноморского типа. Тип выветривания подзолистый (эоцен, поздний эоцен — ранний олигоцен). 18 — низменная денудационная равнина, покрытая влажными лиственными лесами с примесью хвойных и кустарниковым подлеском. В низинах и на побережье — заросли таксодиевых и папоротников. Климат субтропический гумидный. Тип выветривания подзолистый (эоцен). 19 — низменная денудационная равнина, покрытая влажными хвойно-лиственными лесами с кустарниковым подлеском. Климат умеренно-теплый гумидный. Тип выветривания подзолистый (поздний эоцен — ранний олигоцен).

С ослабленным подзолистым выветриванием и преобладающей механической денудацией: 20 — холмогорье, покрытое хвойными преимущественно сосновыми лесами. Климат субтропический гумидный. Тип выветривания подзолистый ослабленный (готерив-баррем). 21 — возвышенная равнина, плато, холмогорье, покрытые сосновыми, местами кедровыми лесами с примесью древнейших покрытосеменных. Климат умеренно-теплый гумидный. Тип выветривания подзолистый ослабленный (сеноман). 22 — низкогорья, покрытые хвойными лесами. Климат умеренно-теплый гумидный. Процессы подзолистого выветривания ослаблены, преобладает механическая денудация (средняя юра). 23 — низкогорья, покрытые гинкгово-хвойными лесами. Климат субтропический гумидный. Процессы подзолистого выветривания ослаблены, преобладает механическая денудация (поздняя юра).

#### А К Қ У М У Л Я Т И В Н Ы Е Л А Н Д Ш А Ф Т Ы К о н т и н е н т а л ь н ы е

Красноцветные: 24 — лагуна, периодически осушавшаяся и превращающаяся в аллювиальную, по-видимому, полупустынную равнину с редким растительным покровом в основном хвойных, в том числе ксерофитов. Заросли папоротников, гинкговых и цикадофитов — только по берегам водоемов. Климат субтропический семиаридный. Ландшафт служил областью формирования терригенно-мезомиктовой пестроцветной формации (поздняя юра, неоком). 25 — прибрежная

озерно-аллювиальная равнина, периодически превращавшаяся в обширную опресненную лагуну. По берегам водоемов и в долинах рек — галерейные леса и заросли папоротников (в том числе, древовидных и лианоподобных в готерив-барреме), цикадофитов, гинкговых, хвойных и таксодиевых. На водоразделах — редкий растительный покров в основном гинкговых, хвойных, в том числе ксерофитных. Климат субтропический семигумидный. Ландшафт служил областью формирования терригенно-полимиктовой (поздняя юра) и терригенно-мезомиктовой (неоком) пестроцветных формаций.

**Сероцветные:** 26 — озеро-аллювиальная равнина с участками эрозионного рельефа, сложенными породами доюрского фундамента. На равнине — гинкгово-хвойные леса с папоротниковым подлеском. На возвышенных участках — преимущественно хвойные леса с примесью ксерофитов, а в низинах и по берегам водоемов — заросли папоротников, плаунов и хвощей. Климат умеренно-теплый гумидный. Ландшафт служил областью формирования терригенно-полимиктовой угленосной формации (средняя юра, келловей-оксфорд). 27 — прибрежная, местами заболоченная, озерно-аллювиальная равнина, участками периодически затоплявшаяся морем или превращавшаяся в опресненную лагуну. На возвышенных участках гинкгово-хвойные леса с небольшой примесью хвойных ксерофитов, в низинах, на болотах и по берегам водоемов — леса и заросли древовидных, лианоподобных и травянистых папоротников, таксодиевых и местами цикадофитов. В сенокане на водоразделах преимущественно хвойные леса, на юге с примесью древнейших покрытосеменных. Климат субтропический гумидный. Ландшафт служил областью формирования терригенно-мезомиктовой угленосной формации (готерив-баррем, апт-альб, сеноман). 28 — прибрежная озеро-аллювиальная равнина, покрытая хвойно-лиственными лесами. Подлесок: папоротники, кустарники покрытосеменных. На увлажненных участках, по берегам водоемов — заросли таксодиевых и папоротников. Климат субтропический гумидный. Ландшафт служил областью формирования терригенно-олигомиктовой каолиновой формации (турон, коньяк-кампан, маастрихт-даний, палеоцен). В маастрихте и дании затоплявшаяся морем часть ландшафта служила областью формирования терригенно-глауконитовой формации. 29 — прибрежная (периодически затоплявшаяся морем) озеро-аллювиальная равнина, покрытая лиственными лесами с подлеском из кустарниковых покрытосеменных. На увлажненных участках и у берегов водоемов — заросли папоротников, в том числе водных и таксодиевых. В раннем олигоцене в лесах существенная примесь сосновых. Климат в эоцене (а) субтропический гумидный, в раннем олигоцене (б) — умеренно-теплый гумидный. В момент затопления морем ландшафт служил областью формирования терригенно-глауконитовой формации.

#### Прибрежно-морские

30 — прибрежная подводная равнина эпиконтинентального морского бассейна с соленостью, близкой к нормальной, и среднегодовой температурой воды от +10 до 20° С и более. Ландшафт служил областью формирования терригенно-глауконитовой формации (поздняя юра, валанжин, поздний мел, палеоцен — ранний олигоцен); 31 — подводная равнина мелководного эпиконтинентального морского бассейна с соленостью, близкой к нормальной и среднегодовой температурой воды от +18 до 22° С. Ландшафт служил областью формирования терригенно-известковой формации (поздняя юра, валанжин).

#### Открытого моря

32 — подводная равнина относительно глубоководного эпиконтинентального морского бассейна с соленостью, близкой к нормальной, и среднегодовой температурой воды от +15 до 20° С. Ландшафт служил областью формирования формации черных битуминозных аргиллитов (поздняя юра, валанжин). 33 — подводная равнина эпиконтинентального морского бассейна, в готериве относительно глубоководного с соленостью, близкой к нормальной, в альбе и сеномане — мелководного, а в барреме и апте — мелководного опресненного. Среднегодовая температура воды +15—18° С. Ландшафт служил областью формирования терригенно-мезомиктовой формации (готерив-баррем, апт-альб, сеноман). 34 — подводная равнина эпиконтинентального бассейна с соленостью, близкой к нормальной, и среднегодовой температурой воды около +15° С. Ландшафт служил областью формирования терригенно-олигомиктовой глинистой формации (турон, маастрихт, палеоцен). 35 — подводная равнина эпиконтинентального морского бассейна в зоне воздействия теплых течений с соленостью, близкой к нормальной, и среднегодовой температурой воды около +20° С. Ландшафт служил областью формирования карбонатно-глинистой формации (маастрихт-даний). 36 — подводная равнина эпиконтинентального морского бассейна в зоне воздействия холодных течений с соленостью, ниже нормальной, и температурой вод, вероятно, около +9—15° С. Ландшафт служил областью формирования кремнистой формации (турон, коньяк-кампан, палеоцен, эоцен).

**Направления морских течений:** 37 — теплых; 38 — холодных

#### ГРАНИЦЫ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОН

39 — граница зон субтропического семиаридного климата на юге и субтропического гумидного на севере; 40 — граница зон субтропического семигумидного климата на юге и субтропического гумидного на севере; 41 — граница зон субтропического переменного влажного климата на юге и субтропического гумидного на севере (апт-альб); 42 — граница зон субтропического климата средиземноморского типа на юге и субтропического гумидного на севере (коньяк-сантон-кампан); 43 — граница зон субтропического климата средиземноморского типа на юге и умеренно-теплого гумидного на севере (эоцен — ранний олигоцен)

#### Р Е Л Ь Е Ф:

(Условные обозначения см. на рис. 19)

1 — среднегорье (1000—2000 м); 2 — низкогорье (500—1000 м); 3 — возвышенная холмистая равнина, плато, холмогорье (200—500 м); 4 — низменная денудационная равнина (0—200 м); 5 — низменная озеро-аллювиальная равнина (0—100 м); 6 — низменная прибрежная равнина, периодически затоплявшаяся морем или превращавшаяся в лагуну; 7 — подводная равнина прибрежной части морского бассейна; 8 — подводная равнина эпиконтинентального морского бассейна; 9 — подводная равнина относительно глубоководного эпиконтинентального морского бассейна

правление морских течений: 37 — холодных; 38 — теплых.

**Рельеф**

низменная денудационная равнина (0—200 м); 2 — возвышенная холмистая  
шина, плато, холмогорье (200—500 м); 3 — низкогорье (500—1000 м); 4 — сред-  
негорье (1000—2000 м)



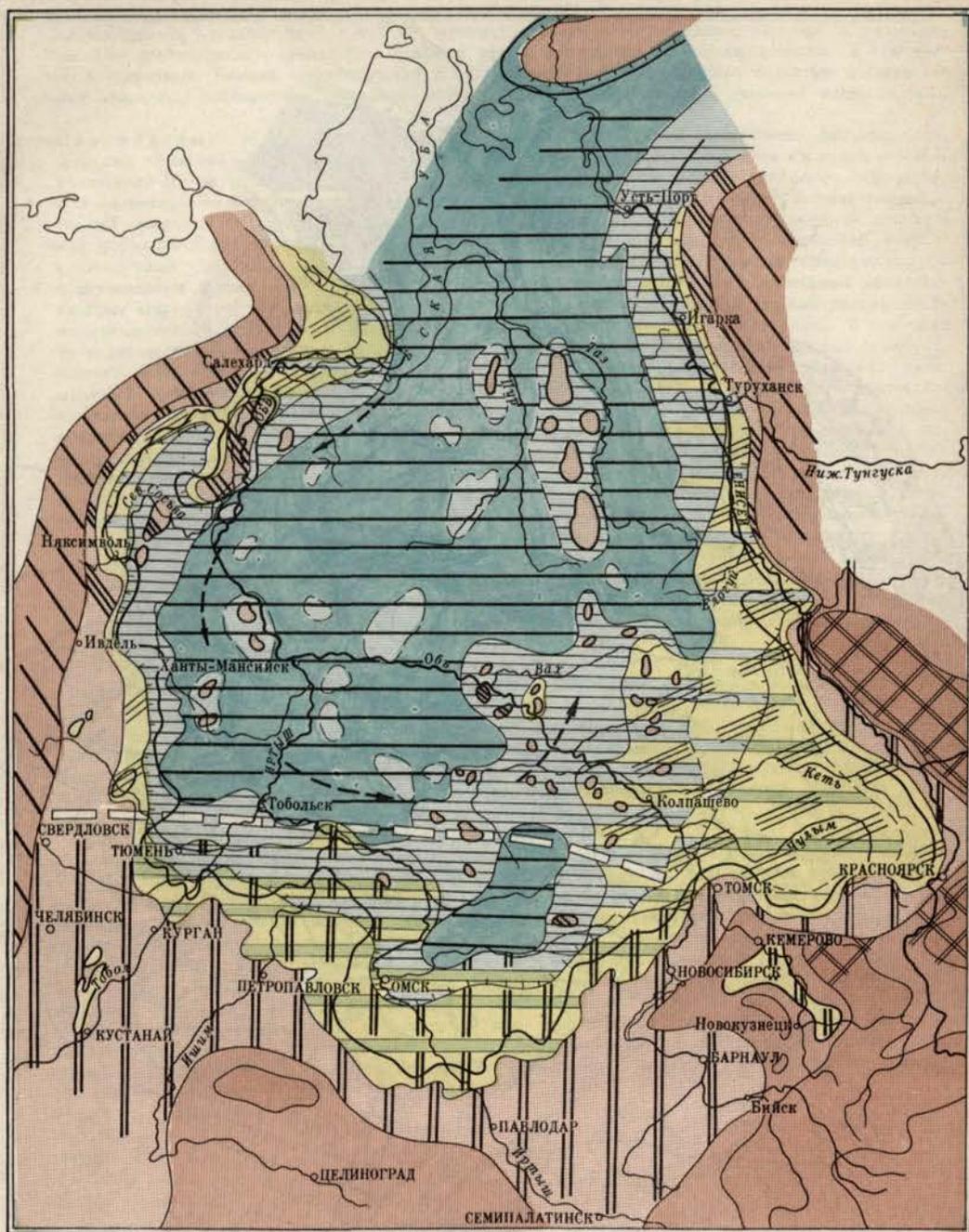


Рис.20. Схематическая карта палеоландшафтов Западной Сибири  
Келловей-оксфорд

Условные обозначения см. на рис.18

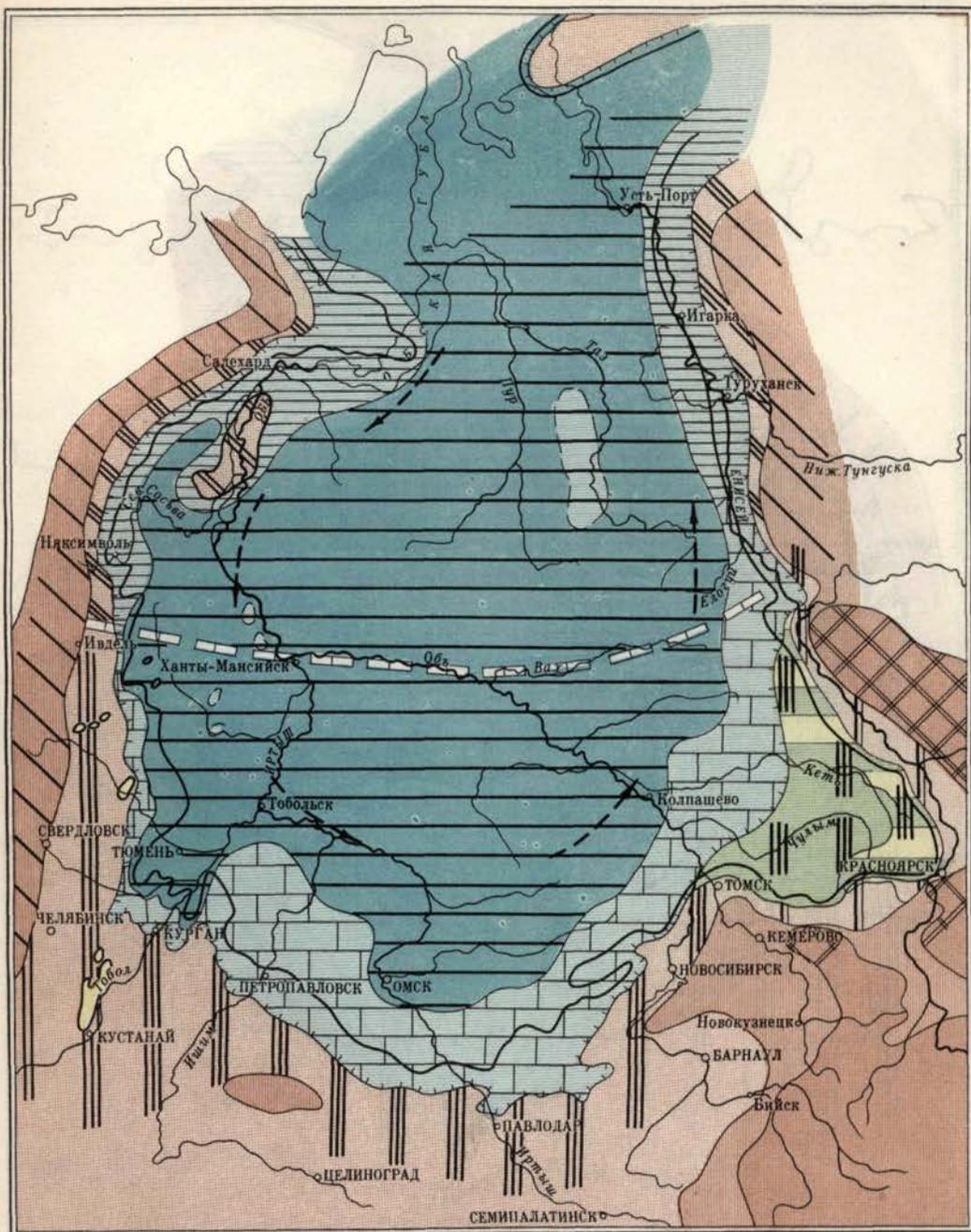


Рис.21. Схематическая карта палеоландшафтов Западной Сибири  
Кимеридж-волжский век

Условные обозначения см. на рис.18

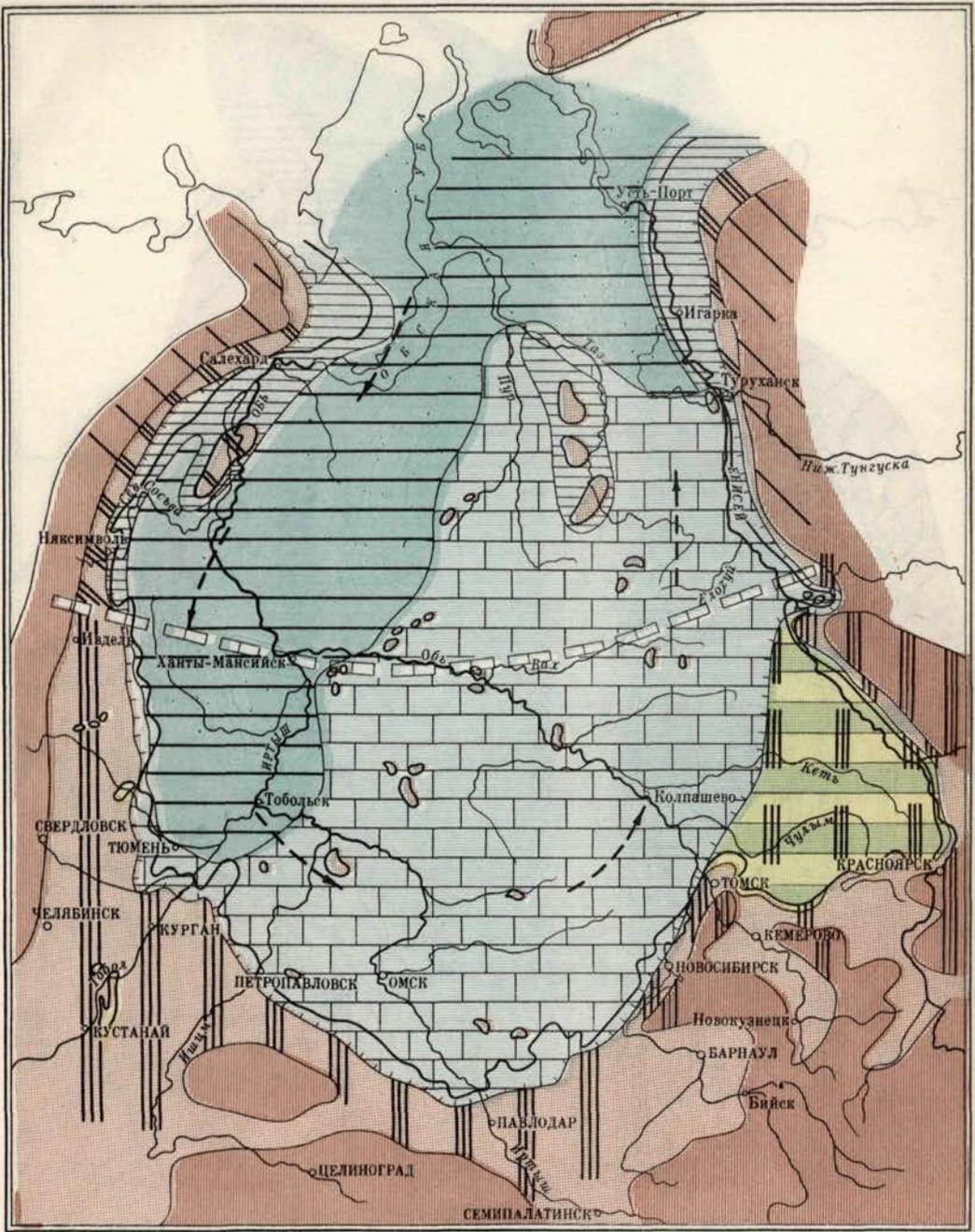


Рис. 22. Схематическая карта палеоландшафтов Западной Сибири

Валанжин

Условные обозначения см. на рис. 18

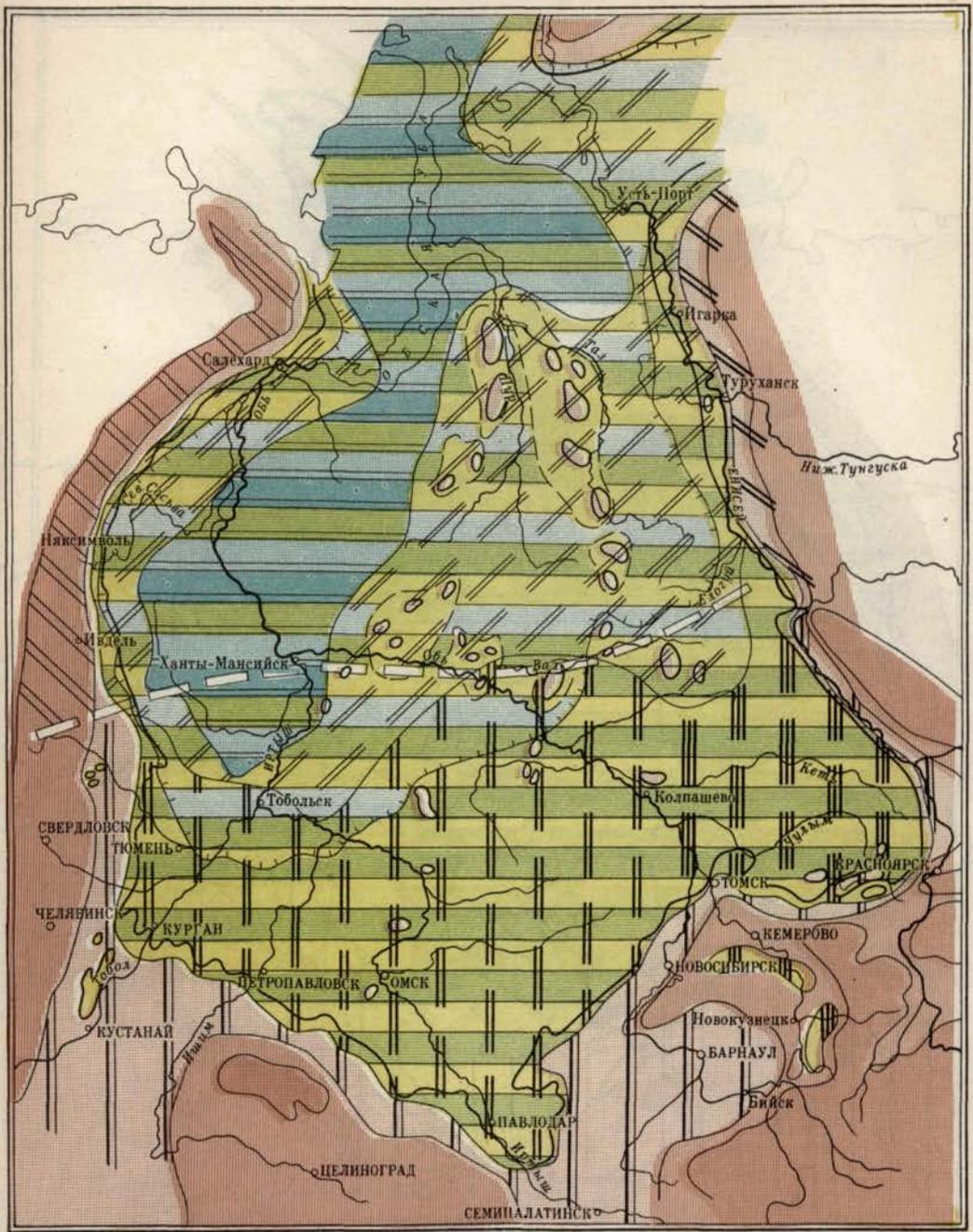


Рис.23. Схематическая карта палеоландшафтов Западной Сибири  
Готерив-баррем

Условные обозначения см. на рис.18

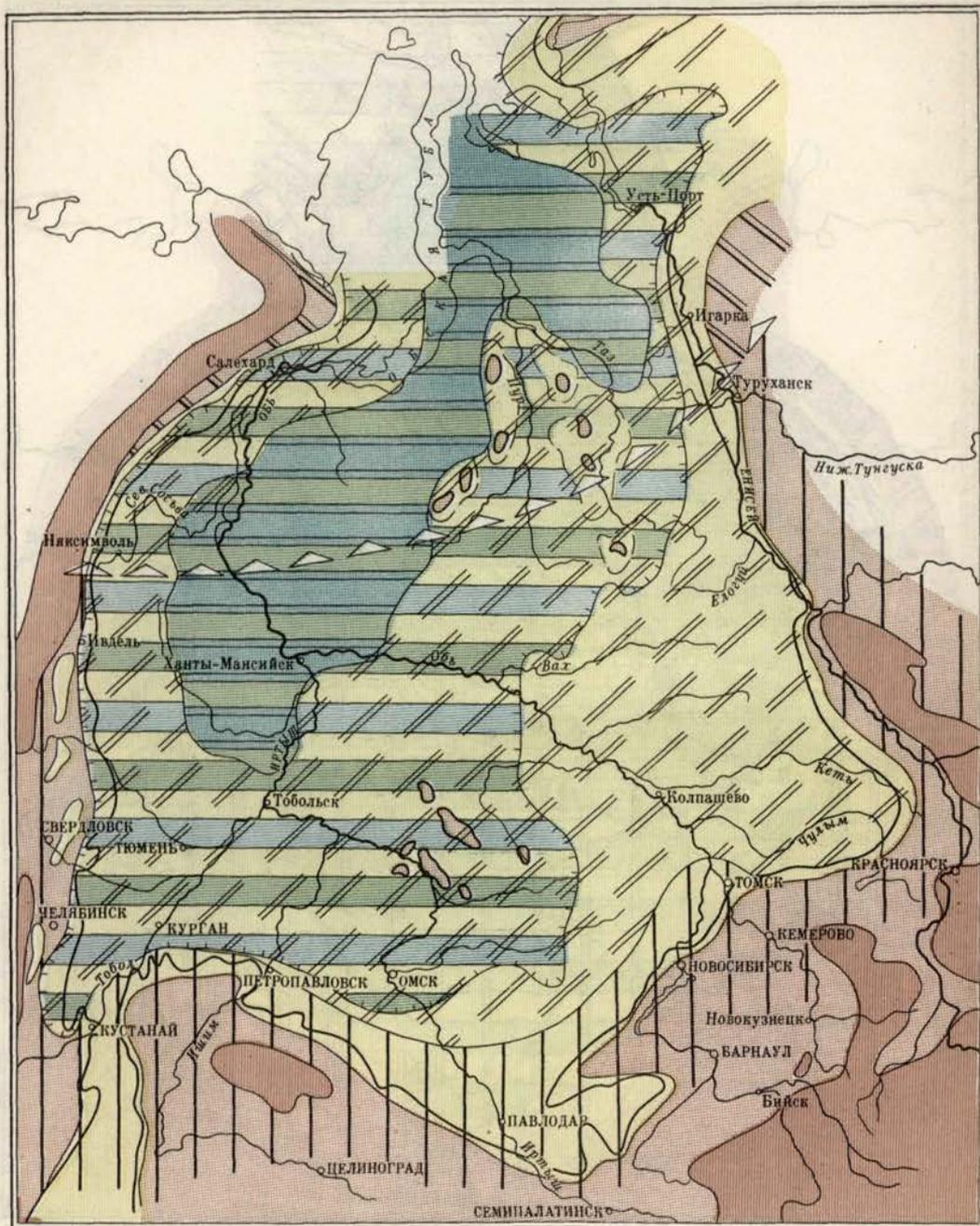


Рис.24. Схематическая карта палеоландшафтов Западной Сибири  
Апт-альб

Условные обозначения см. на рис.18

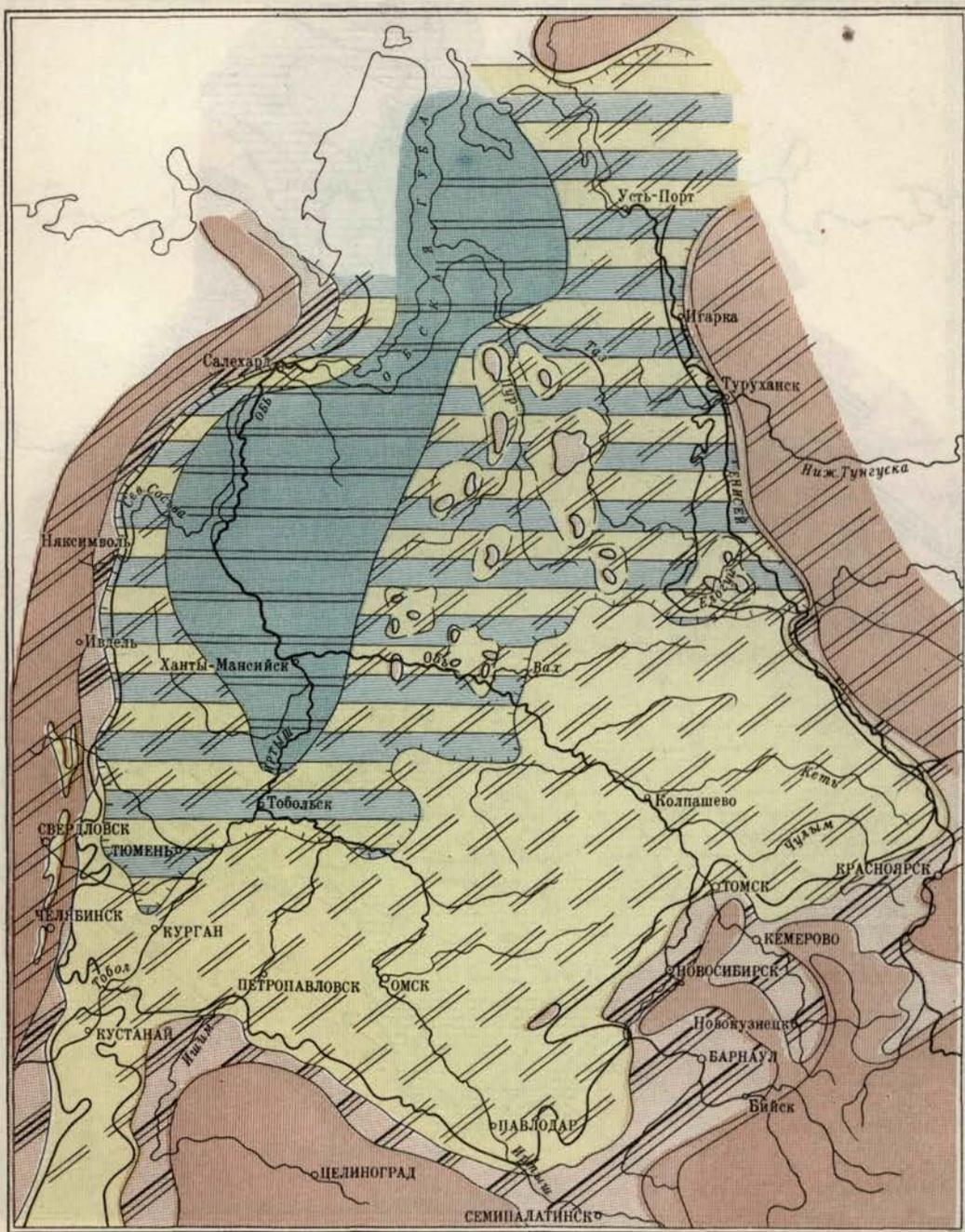


Рис.25. Схематическая карта палеоландшафтов Западной Сибири  
Сеноман

Условные обозначения см. на рис.18



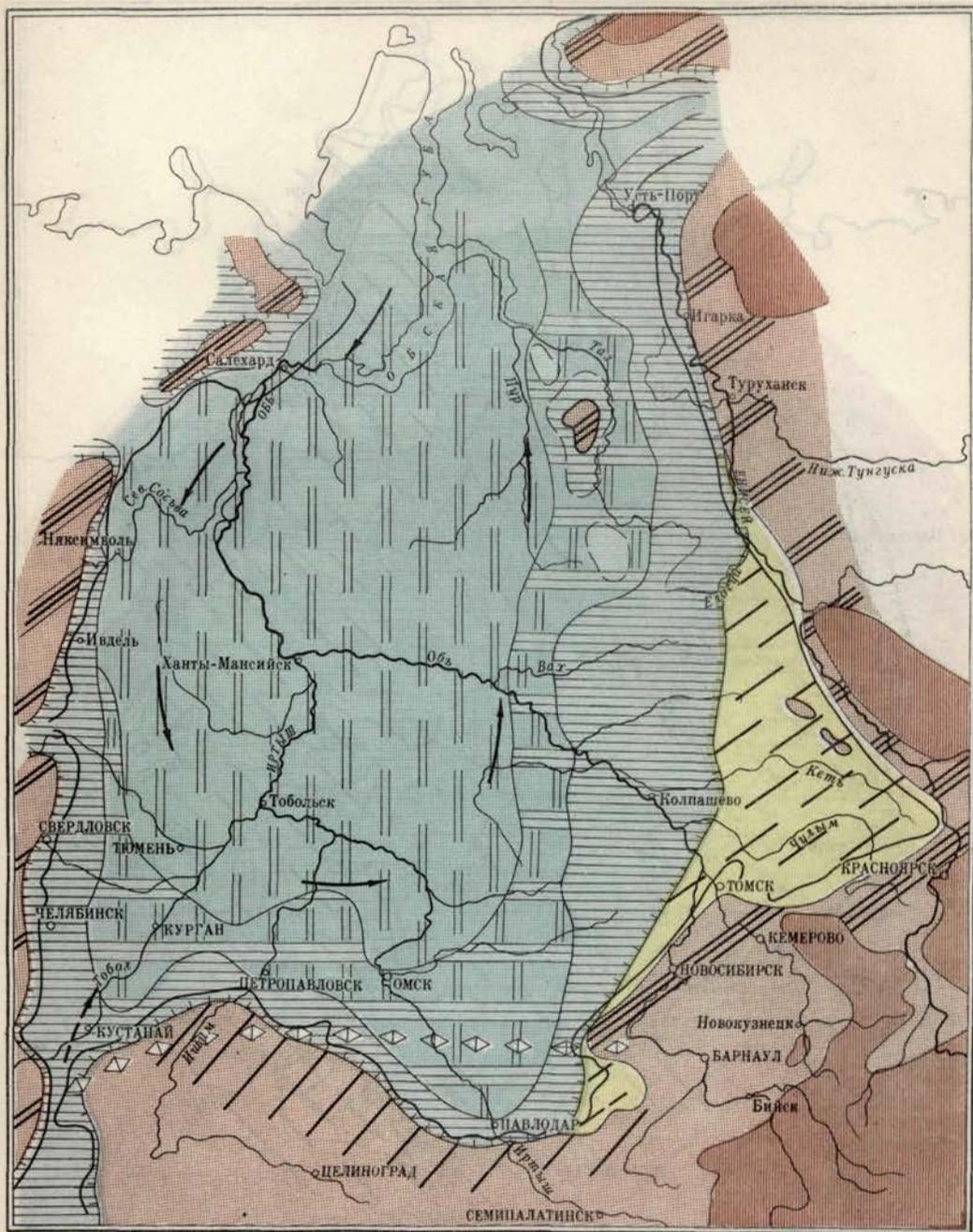


Рис.27. Схематическая карта палеоландшафтов Западной Сибири  
Коньяк-сантон-кампан

Условные обозначения см. на рис.18

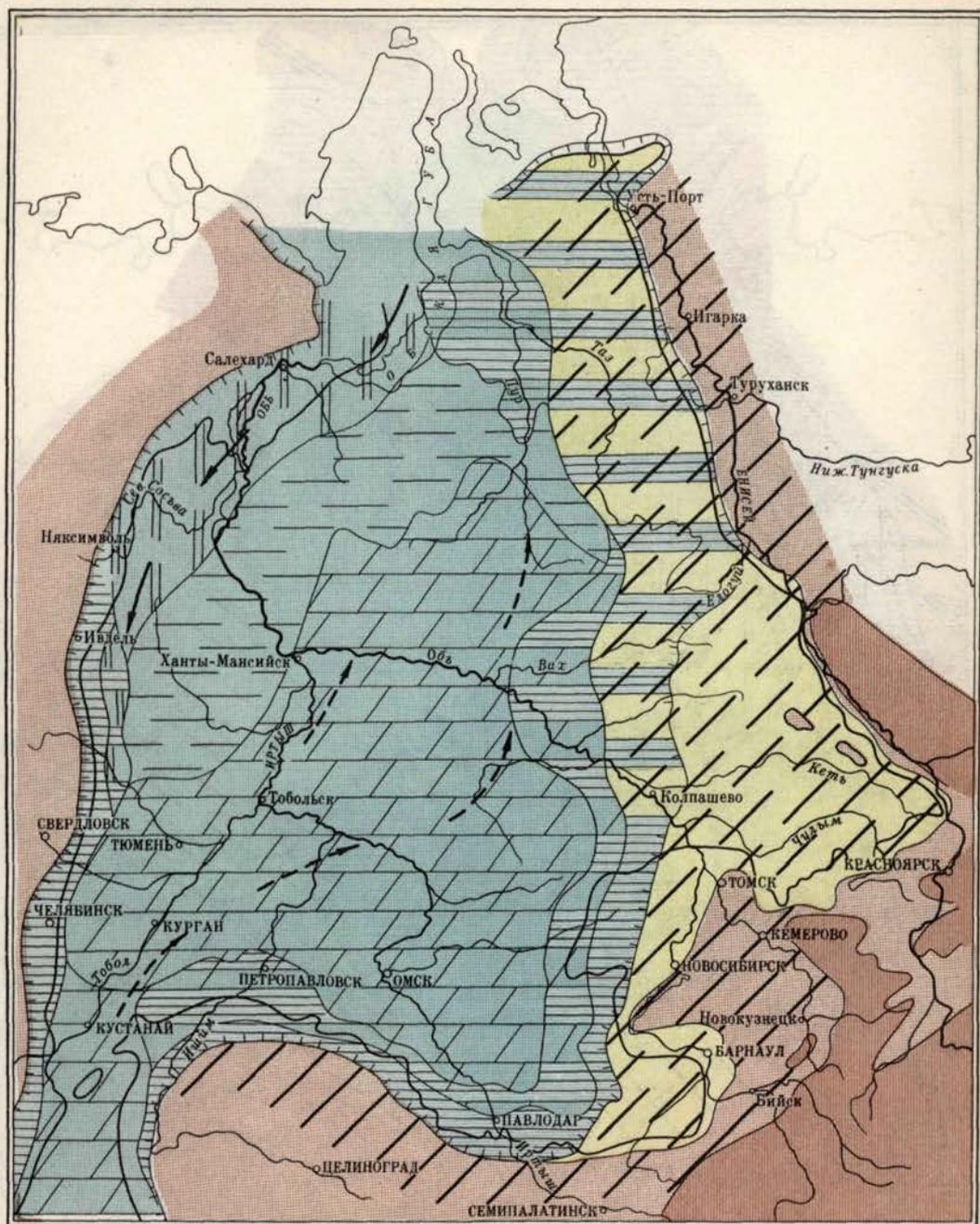


Рис.28. Схематическая карта палеоландшафтов Западной Сибири

Маастрихт-датский век

Условные обозначения см. на рис.18



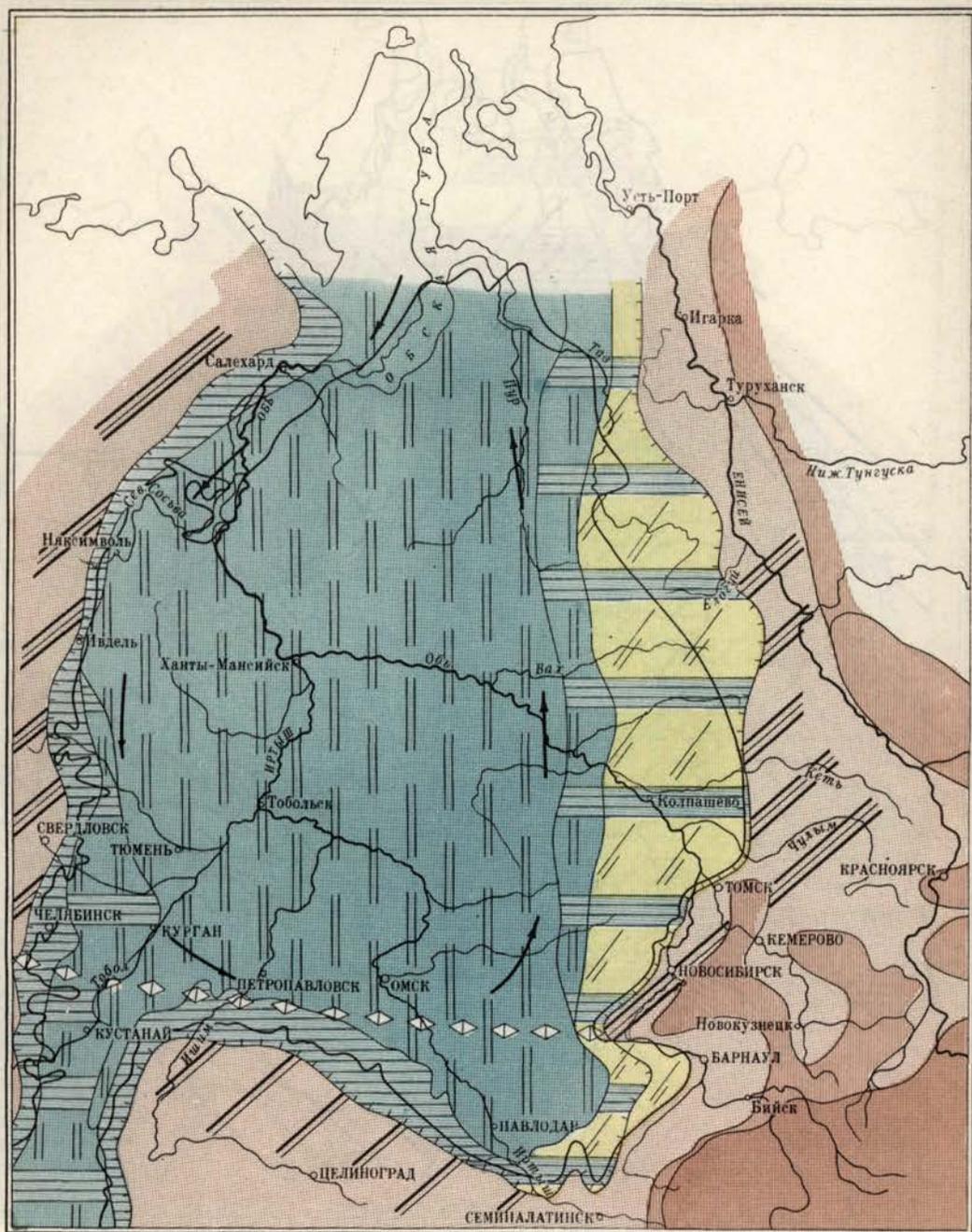


Рис.30. Схематическая карта палеоландшафтов Западной Сибири

Эоцен

Условные обозначения см. на рис.18

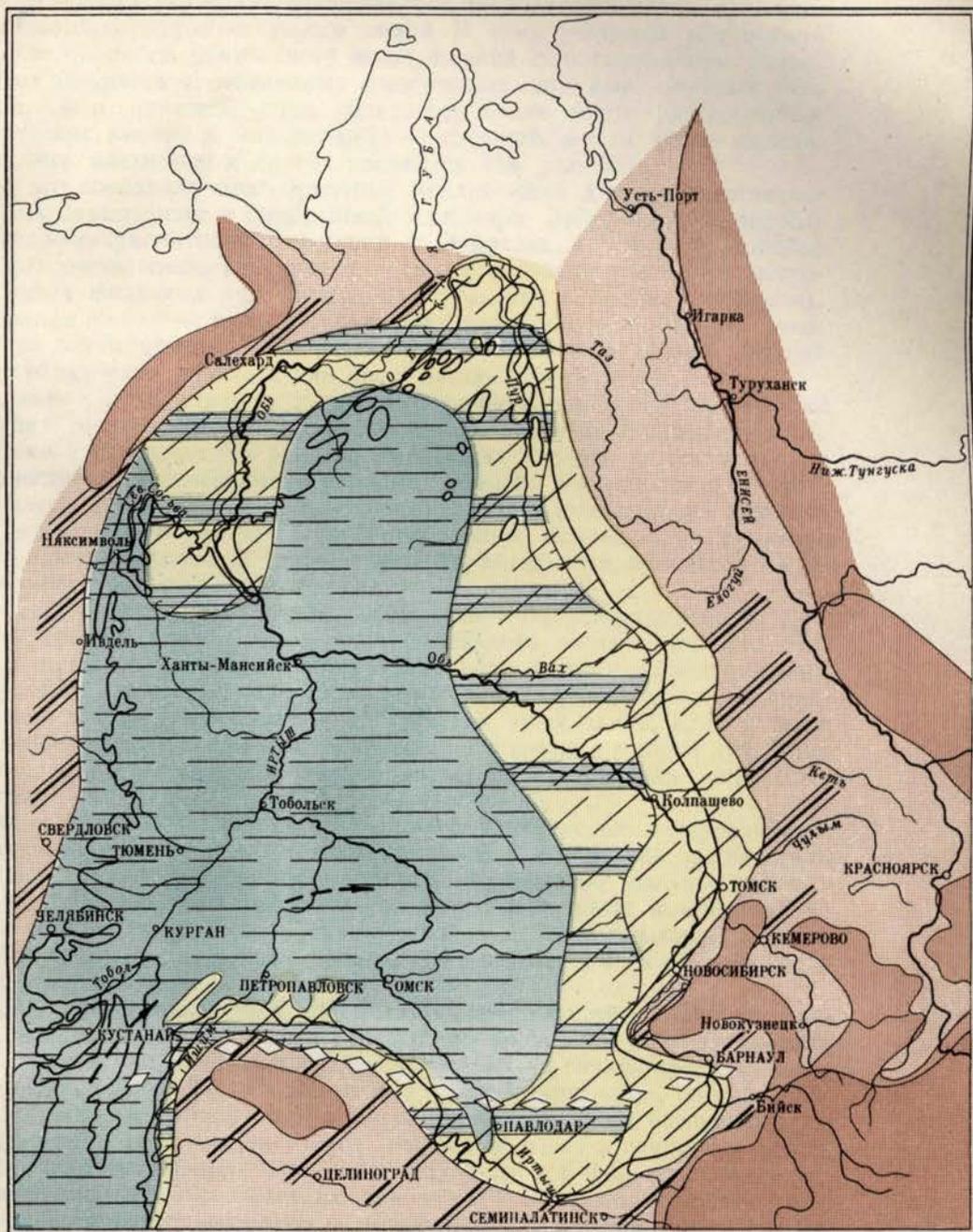


Рис.31. Схематическая карта палеоландшафтов Западной Сибири  
Поздний эоцен-ранний олигоцен

Условные обозначения см. на рис.18

Ландшафт развивался в обстановке влажного субтропического климата и отличался огромной биологической продуктивностью за счет биомассы ежегодного растительного опада. В этих условиях интенсивно протекали процессы химического выветривания с образованием выщелоченных подзолов и отбеленных каолиновых кор выветривания. Поверхностные и грунтовые воды содержали очень много растворенных органических кислот и минеральных соединений, в том числе железа, кремнезема, алюминия и других элементов (см. рис. 30).

Все это создавало благоприятные предпосылки для накопления хемогенных компонентов в прибрежной зоне моря. Действительно, породы терригенно-глауконитовой формации в Зауралье и Среднем Приобье содержат очень много глауконита и местами пласты оолитовых лентохлоритовых железных руд (бакчарский горизонт в Среднем Приобье). В Зауралье железные руды в отложениях эоцена не установлены. Здесь наиболее благоприятные для накопления железных руд фации верхней части сублиторали впоследствии были полностью размыты.

В связи с похолоданием климата в раннем олигоцене на этих же площадях сформировался новый ландшафт. Отличие его заключалось не только в установлении режима умеренного теплого климата, но и в **тех качественных изменениях природных условий** в ландшафте, которые с климатом причинно связаны. Действительно, похолодание климата сразу же повлекло за собой соответствующие изменения в характере растительного покрова, а также снижение активности процессов химического выветривания горных пород.

Местность эта представляла собой низменную денудационную равнину, покрытую влажными хвойно-лиственными лесами (см. рис. 31).

Основным компонентом флоры лесов были растения, продуцировавшие пыльцу *Tricolporopollenites* и *Triatroporopollenites*, а также представители широколиственных деревьев: дуб, орех, липа, клен и режуха. Особенно широкое распространение в это время приобрел дуб. В небольшом количестве отмечаются также представители березовых и ивовых.

Среди хвойных преобладали сосновые, таксодиевые и тсуга. Папоротники селились на увлажненных участках, а в подлеске преобладали кустарниковые формы покрытосеменных. Количество пыльцы тропических и субтропических растений в спорово-пыльцевых комплексах из отложений чеганской свиты (верхний эоцен — нижний олигоцен) в целом остается примерно на том же уровне, что и в эоцене, но в верхней части свиты содержание ее резко снижается.

Ландшафт развивался в условиях умеренно-теплого влажного климата. Процессы химического выветривания проходили по подзолистому типу, но были ослаблены ввиду господства более низких среднегодовых температур, чем это было в эоценовую эпоху. Сократились, следовательно, возможности мобилизации и миграции минеральных компонентов, и в частности рудоносных растворов, в поверхностных и грунтовых водах. В результате отложения терригенно-глауконитовой формации, накапливавшиеся на соседних участках прибрежной зоны морского бассейна, оказались сравнительно слабо насыщенными хемогенными рудными минералами.

Аккумулятивные морские ландшафты в эоценовую эпоху и раннем олигоцене были представлены тремя видами, среди которых наиболее широкое площадное развитие получили ландшафты открытого моря, а также прибрежно-морской ландшафт, служивший областью формирования терригенно-глауконитовой формации.

В эоцене ландшафт открытой части морского бассейна служил областью формирования кремнистой формации, а в раннем олигоцене примерно на этой же площади существовал морской аккумулятивный ландшафт, служивший областью формирования терригенно-олигомикто-

вой глинистой формации (см. рис. 30, 31). Оба этих ландшафта, а также прибрежно-морской ландшафт области формирования терригенно-глауконитовой формации были сходны с соответствующими ландшафтами позднемеловой эпохи. Описание их приведено выше.

Континентальные аккумулятивные ландшафты располагались на востоке плиты, а в раннем олигоцене и на ее севере.

Как в эоцене, так и в раннем олигоцене это были прибрежные аллювиально-озерные равнины, периодически затапливавшиеся морем. В периоды отступления моря равнины осушались и покрывались лиственными лесами, кое-где с зарослями папоротников, таксодиевых, а в трансгрессивные этапы превращались в ландшафты подводных прибрежных равнин, служившие областью формирования терригенно-глауконитовой формации (см. рис. 30, 31).

В соответствии с различием климатов эоцена и раннего олигодена на равнинах существовали и разные ландшафты. Различие их состояло главным образом в составе растительного покрова, о чем можно судить по спорово-пыльцевым комплексам из отложений эоцена и нижнего олигодена Среднего Приобья (см. Приложения 11, 12).

В эоцене равнина, по-видимому, была покрыта лиственными лесами, состоявшими главным образом из покрытосеменных, продуцировавших пыльцу, определяемую по искусственной системе (*Tricolporopollenites*, *Triatroporopollenites*, *Normapolles*). Этой пыльцы, за исключением *Normapolles*, очень много и в комплексах раннего олигодена, но в эоцене она составляет обычно не менее половины, а нередко  $\frac{2}{3}$  всего количества пыльцы и спор в спектрах. Остальную часть спектров эоцена составляет пыльца тропических и субтропических растений и примерно в таком же количестве пыльца представителей тургайской флоры. Хвойные (таксодиевые, сосновые) весьма малочисленны.

Отсюда можно предположить, что эоценовые леса в рассматриваемом ландшафте были субтропического типа, в них существенная роль принадлежала теплолюбивым растениям<sup>1</sup>. Хвойные встречались, видимо, лишь на возвышенностях. На увлажненных участках в подлеске, а также на болотах, по берегам многочисленных озер и рек произрастали таксодиевые, папоротники, среди которых особенно много водных форм (*Hydropteris*, *Azolla*).

Ландшафт развивался в условиях субтропического влажного климата и служил областью формирования континентальных сероцветных песчано-алевритовых отложений, формационная принадлежность которых не установлена. В толще континентальных отложений заключены прослой морских пород, обогащенных глауконитом. На западе последние преобладают.

В раннем олигоцене прибрежная равнина также была покрыта лиственными лесами, но в их составе большая роль принадлежала представителям тургайской флоры (особенно дубам), мелколистным породам умеренного пояса (ольха, береза), а также хвойным (сосновые, таксодиевые, тсуги). Количество теплолюбивых субтропических и особенно тропических растений, напротив, заметно снижается. Совершенно исчезают пальмы и растения, продуцировавшие пыльцу *Normapolles*. На увлажненных участках в подлеске селились папоротники, а на болотах и по берегам водоемов произрастали таксодиевые и заросли папоротников, среди которых, как и в эоцене, были широко распространены водные формы. Ландшафт развивался в условиях теплого умеренного климата и служил областью формирования песчано-глинистых континентальных осадков. Среди континентальных отложений заключены прослой морских глин и песков с глауконитом.

<sup>1</sup> К теплолюбивым формам следует, видимо, относить и растения, продуцировавшие пыльцу *Normapolles*. Содержание ее особенно велико в палеоцене и эоцене на крайнем юге и юго-западе низменности, а также в отложениях сенона.

## НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ЛАНДШАФТОВ В МЕЗОЗОЕ И ПАЛЕОГЕНЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Для выяснения основных закономерностей развития и размещения ландшафтов во времени и пространстве обратимся к рис. 32. На этой схеме типы и классы наземных и морских палеоландшафтов показаны отдельно для южной и северной частей Западной Сибири в связи с изменениями палеоклимата и тектоники. При этом в эпохи существования климатической зональности под «югом» и «севером» понимаются соответственно южная и северная климатические зоны.

Как видно на схеме, среднеюрская эпоха ознаменовалась развитием в областях складчатого обрамления плиты ландшафтов с преобладающей механической денудацией, а также с подзолистым типом выветривания. Им соответствовали распространенные на аккумулятивной равнине сероцветные ландшафты, которые занимали почти всю область седиментации плиты. В отложениях сероцветных ландшафтов, особенно по периферии плиты, отмечаются прослой грубого обломочного материала, и в частности конгломератов. Морской ландшафт в это время существовал лишь на крайнем севере плиты.

В поздней юре и в неокоме на юге развивались денудационные ландшафты с красноземным типом выветривания и аккумулятивные континентальные красноцветные ландшафты. На площади последних в отложениях готерив-баррема встречаются прослой конгломератов и брекчированных глин. В келловее и оксфорде граница распространения этих ландшафтов не заходила севернее  $56^{\circ}$  с. ш., а во второй половине поздней юры и в неокоме она проходила примерно по  $62^{\circ}$  с. ш. В более северных частях региона области денудации занимали ландшафты с подзолистым типом выветривания. Аккумулятивный континентальный сероцветный ландшафт получил развитие только в готерив-барремское время.

В апт-альбское время в складчатом обрамлении плиты приобрел широкое развитие денудационный ландшафт с латеритным типом выветривания. По соседству с ним на крайнем юге области седиментации Западно-Сибирской плиты, в Тургае и на восточном склоне Урала существовал красноцветный ландшафт, служивший областью аккумуляции осадочных образований бокситопосной формации. Северная граница этих ландшафтов достигала  $68^{\circ}$  с. ш. Большая часть плиты в апт-альбе представляла собой континентальную аккумулятивную равнину, на которой был распространен сероцветный ландшафт.

Морские ландшафты были господствующими в позднеюрскую эпоху и в валанжинском веке. В готерив-сеноманское время площадь распространения морского ландшафта значительно сократилась, локализовавшись в северо-западной части плиты. В прибрежно-морских ландшафтах на юге Западно-Сибирской плиты формировались «угнетенная»



терригенно-глауконитовая (келловей-оксфорд) и терригенно-известково-мезомиктовая (поздняя юра) формации. В северной половине плиты прибрежно-морской ландшафт служил областью аккумуляции терригенно-глауконитовой (поздняя юра — валанжин), терригенно-известково-олигомиктовой (валанжин) формаций и терригенно-глинистой надформации (готерив-сеноман). В ландшафтах открытого моря на юге и севере плиты формировались формации черных битуминозных аргиллитов (поздняя юра — валанжин), терригенно-известково-олигомиктовая (валанжин) и терригенно-глинистая надформация (готерив-турон). В готерив-сеноманское время морской ландшафт в южных районах плиты широкого развития не получил.

В позднемеловую и палеогеновую эпохи в областях денудации повсеместно развивались ландшафты с подзолистым типом выветривания; в раннем олигоцене вынос из них хемогенных компонентов был ослаблен. Континентальные аккумулятивные ландшафты были также повсеместно сероцветные. В сеномане такие ландшафты занимали большую часть области седиментации плиты. На их окраинах, прилегающих к складчатому обрамлению, происходило накопление грубого обломочного материала и переотложенных продуктов бокситоносной формации, унаследованных от ландшафтов апт-альбского времени.

Начиная с турона и вплоть до раннего олигоцена включительно аккумулятивные континентальные ландшафты существовали на небольшой площади на востоке и юго-востоке плиты. Широкое развитие в это время приобрели морские ландшафты.

Прибрежно-морской ландшафт на юге и севере плиты был довольно однообразен и служил областью формирования терригенно-глауконитовой формации вплоть до конца эоцена. В раннем олигоцене в нем накапливался «угнетенный» аналог этой формации.

Ландшафты открытых частей морских бассейнов в позднемеловую и палеогеновую эпохи на разных участках Западно-Сибирской плиты неодинаковы. В северной части плиты от турона до эоцена в ландшафте открытого моря происходило образование кремнистой формации. В сеноман-туронском, маастрихт-датском, палеоценовом и позднеэоцен-раннеолигоценном морских ландшафтах формировалась терригенно-глинистая надформация. На юге низменности ландшафт с кремнистой формацией был широко развит только в коньяк-сантон-кампане и эоцене. В туроне, палеоцене, позднеэоцене — раннем олигоцене в ландшафтах открытого моря, так же как и в северных районах, происходило образование терригенно-глинистой надформации, а в маастрихт-датском ландшафте формировалась в основном карбонатно-глинистая формация. В сеноманском веке на юге морской ландшафт развития не получил.

Анализ распределения типов ландшафтов в мезозое и палеогене на территории Западно-Сибирской низменности показал, что континентальные ландшафты обнаруживают ясно выраженную связь между собой как по своим классам, так и по совпадению временных диапазонов их развития. Так, денудационным ландшафтам с красноземным типом выветривания соответствуют во времени и соседствуют с ними на площади аккумулятивных континентальных красноцветные ландшафты; денудационным ландшафтам с подзолистым типом выветривания — аккумулятивные континентальные сероцветные. Первая группа континентальных ландшафтов развивалась преимущественно в южной половине низменности от начала поздней юры до конца альба. В апт-альбе денудационные ландшафты имели латеритный тип выветривания. Вторая группа ландшафтов (с подзолистым типом выветривания и сероцветные) была распространена как в северных, так и в южных районах Западной Сибири, а в поздней юре — неокоме — только на севере.

Связь наземных и прибрежно-морских ландшафтов также отчетлива. Первая группа ландшафтов (с красноземным типом выветривания и

красноцветных) дополняется их прибрежно-морским аналогом — ландшафтом с терригенно-известковой формацией, вторая группа (с подзолистым типом выветривания и сероцветных) — ландшафтом с терригенно-глауконитовой формацией. Однако прибрежно-морской ландшафт с терригенно-глинистой надформацией, который в готерив-сеномане замещает позднеюрско-валанжинский ландшафт, служивший областью формирования терригенно-глауконитовой формации, создает некоторый диссонанс во взаимосвязи второй группы ландшафтов. Это обстоятельство связано, видимо, с режимом колебательных движений и удаленностью береговой линии готерив-сеноманских бассейнов от основных источников рудного хомогенного материала, что обусловило отсутствие в прибрежно-морских осадках глауконита и других минералов железа.

Ландшафты открытого моря столь очевидных связей, как прибрежно-морские, с ландшафтами континента не обнаруживают. В распределении их во времени и пространстве на первый план выступают иные факторы, обусловленные развитием самого бассейна, его термического и гидрологического режимов и органического мира.

При сравнении изменений типов денудационных и аккумулятивных (континентальных и прибрежно-морских) ландшафтов с климатической и тектонической историей Западной Сибири (см. рис. 32) выявляется ясная связь между ними. Особенно отчетливо намечается эта связь с климатом, который в условиях платформы в большинстве случаев являлся ведущим фактором в изменении геохимии гипергенных процессов. Классы денудационных и аккумулятивных континентальных, а также в определенной мере и прибрежно-морских ландшафтов в мезозое и палеогене на территории Западно-Сибирской плиты обусловлены главным образом климатом. Существенные колебания температуры и влажности отмечаются главным образом для южной части региона. Этим и объясняется последовательная смена во времени нескольких классов ландшафтов именно на юге плиты, в то время как на севере на протяжении всего описываемого отрезка геологического времени в пределах каждого типа существовал один класс ландшафта.

Как видно на схеме (см. рис. 32), классы ландшафтов сменяют друг друга во времени только на юге низменности и им соответствуют определенные типы климата, отраженные на кривой палеоклиматических изменений. Так, в среднеюрских ландшафтах климат на юге региона был умеренно-теплым, гумидным, в позднеюрско-неокомских — субтропическим семиаридным и семигумидным, в апт-альбских — субтропическим переменнo-влажным и в позднемиеловых—палеогеновых — субтропическим гумидным с некоторым похолоданием до умеренно-теплого в раннем олигоцене. Похолодание климата в конце рассматриваемого отрезка геологического времени привело к ослаблению процессов химического выветривания в денудационных ландшафтах и соответственно к ослаблению накопления хомогенных компонентов в отложениях терригенно-глауконитовой формации на площади прибрежно-морского ландшафта. Отсутствие глауконита в среднеюрских прибрежно-морских отложениях на северо-востоке плиты обусловлено, видимо, как неблагоприятными климатическими условиями, так и тектоническим режимом.

Итак, климат в мезозое и палеогене Западно-Сибирской плиты был тем фактором, который в основном регулировал развитие классов континентальных и прибрежно-морских ландшафтов.

Тектонический фактор в рассматриваемом случае имел второстепенное значение. Смысл этого понятен, если учесть, что после герцинского орогенеза движения в складчатом обрамлении и на территории плиты носили постумный характер. Этапы повышенной тектонической активности, как это было показано ранее, ознаменовались лишь некоторым омоложением рельефа, которое, однако, не могло полностью остановить процессы корообразования, а только замедлило их на определенной

стадии и усиливало механическую денудацию уже сформировавшихся кор выветривания. Менялись, следовательно, только тип и интенсивность выветривания, которые в условиях платформы в большей мере зависят от климата, нежели от тектоники. Тем не менее тектоника наложила свой отпечаток на ландшафты. В этапы повышенной тектонической активности в денудационных ландшафтах усиливались процессы физического выветривания. Это особенно проявилось в среднеюрский, значительно меньше — в готерив-сеноманский этапы активного тектогенеза. В среднеюрских, готерив-барремских и сеноманских ландшафтах даже выделяется особый класс ландшафтов с преобладающей механической денудацией. Последние были развиты в горах, существовавших тогда на территории Урала, Казахстана, Енисейского кряжа и Алтас-Саянской области.

Этапам усиления тектонической активности соответствовали геократические фазы развития Западно-Сибирской плиты. Их следствием явились увеличение площадей континентальных ландшафтов, а также аккумуляция грубообломочного материала в краевых частях плиты. Возросшая площадь континентальных аккумулятивных ландшафтов способствовала рассеиванию поступавшего в них из денудационных ландшафтов рудного вещества, иными словами, снижала миграционную способность рудных компонентов в ландшафтах.

Таким образом, в мезозойской и палеогеновой истории развития ландшафтов на территории Западной Сибири климатический и тектонический факторы играли главную роль, определяющую те или иные классы ландшафтов и площади их распространения.

Ландшафты открытого моря в меньшей степени, чем все другие ландшафты, связаны с континентом. Большое влияние на их развитие и распространение оказывал режим самого бассейна. Примером этому могут послужить описанные выше ландшафты, служившие областью формирования кремнистой формации или формации черных битуминозных аргиллитов.

\* \* \*

В заключение отметим важное значение палеоландшафтных реконструкций при прогнозировании и поисках гипергенных месторождений полезных ископаемых.

Так, совершенно очевидна пространственная и генетическая связь месторождений бокситов с денудационными ландшафтами, в которых процессы химического выветривания развивались по латеритному типу; месторождений оолитовых железных руд — с прибрежно-морскими ландшафтами, служившими областью формирования терригенно-глауконитовой формации. Знание палеогеографической обстановки той или иной эпохи помогает также выяснить основные закономерности в размещении месторождений других полезных ископаемых, и в частности нефти и газа. На необходимость такого рода исследований неоднократно указывали Н. М. Страхов (1940, 1947, 1960—1962), Л. Б. Рухин (1953, 1959), Д. Г. Сапожников (1961) и ряд других исследователей.

Особенно актуальны палеогеографические и палеоландшафтные исследования для районов Сибири, где в настоящее время развертываются поисковые работы на нефть и газ, бокситы, минеральные удобрения и другие полезные ископаемые.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аграновская И. А., Бочарникова А. Д., Мартынова З. И. Палеоценовые спорово-пыльцевые комплексы восточного склона Северного, Среднего Урала и Зауралья. Атлас верхнемеловых, палеоценовых и эоценовых спорово-пыльцевых комплексов некоторых районов СССР.—Труды ВСЕГЕИ, новая серия, **30**, 1960.
- Аграновская И. А. и др. Стратиграфическое расчленение верхнепалеозойских, мезозойских и третичных отложений восточного склона Урала и Зауралья на основании палинологического анализа.—Труды Межведомств. совещания по стратиграфии Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Адаменко О. М. История геологического развития Кулундинской впадины. Новосибирск. Автореф. канд. дисс., 1967.
- Акимушкин И. И. Головоногие моллюски морей СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Алисов Б. П. Климатические области зарубежных стран. М., Географгиз, 1959.
- Антонова Т. Ф. Глинистые и песчано-алевритовые с глинистым цементом породы мезозоя Западно-Сибирской низменности и роль их для нефтяных залежей. Новосибирск. Автореф. канд. дисс., 1966.
- Антонова Т. Ф., Гурова Т. И. К вопросу минералогического состава глин мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности.—Труды СНИИГГИМС, вып. 17, 1961.
- Афанасьев Г. Д., Рубинштейн М. М. Объяснительная записка к геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении 1964 г.—В кн.: Докл. сов. геол. к XXII сессии Межд. геол. конгр. Проблема 3. Абсолютный возраст геологических формаций. М., изд-во «Наука», 1964.
- Байковская Т. Н. Верхнемеловые флоры Северной Азии.—Палеоботаника, 1956, вып. 2.
- Белинский А. И. К анализу мировых палеомагнитных данных.—В сб.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Красноярск, изд. Ин-та физики СО АН СССР, 1963.
- Берлин Т. С., Найдин Д. П., Сакс В. Н., Тейс Р. В., Хабаров А. В. Климаты в юрском и меловом периодах на Севере СССР по паллотемпературным определениям.—Геол. и геофиз., 1966, № 10.
- Берлин Т. С., Хабаров А. В. Методика и результаты определения электрокинематических потенциалов карбонатов в осадочных породах.—В сб.: Физические методы исследования осадочных пород и минералов. Изд-во АН СССР, 1962.
- Берлин Т. С., Хабаров А. В. Химико-аналитические определения отношения кальция и магния в рострах белемноидей как метод оценки температур среды обитания в морях мелового периода СССР.—Геохимия, 1966, № 3.
- Бойцова Е. П. Палеоценовые спорово-пыльцевые комплексы северной части Тургайского прогиба. Атлас верхнемеловых, палеоценовых и эоценовых спорово-пыльцевых комплексов некоторых районов СССР.—Труды ВСЕГЕИ, новая серия, **30**, 1960.
- Бойцова Е. П. Нижнемеловые спорово-пыльцевые комплексы Западного Казахстана. Атлас нижнемеловых спорово-пыльцевых комплексов некоторых районов СССР.—Труды ВСЕГЕИ, новая серия, **124**, 1964.
- Бойцова Е. П., Овечкин Н. К. Краткое обоснование стратиграфического расчленения меловых и третичных отложений Тургайского прогиба.—Труды Межведомств. совещания по стратиграфии Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Болховитина Н. А. Спорovo-пыльцевая характеристика меловых отложений центральных областей СССР.—Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 145, геол. серия (№ 61), 1953.
- Болховитина Н. А. Атлас спор и пыльцы юрских и нижнемеловых отложений Вилюйской впадины.—Труды ГИН АН СССР, вып. 2, 1956.
- Болховитина Н. А. Спорovo-пыльцевой комплекс готерива Примугоджарья.—Научн. докл. высш. школы, геол.-геогр. науки, 1958, № 4.
- Бондаренко Н. М. Палинологическая характеристика верхнемеловых отложений Усть-Енисейской впадины. Сб. статей по палеонтологии и биостратиграфии, вып. 2.—Труды НИИГА, 1957.
- Бондаренко Н. М. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения верхнемеловых отложений, вскрытых скважинами колонкового бурения в районе Обской губы.—Труды НИИГА, **124**, вып. 2, 1961.
- Вакуленко А. С. Палинологические спектры из третичных отложений, вскрытых скважиной № 1 в районе Нового Порта.—Труды НИИГА, **124**, вып. 2, 1961.
- Варламов И. П. Новейшая тектоника Южного Урала и Приуралья. Проблемы неотектоники. Тезисы докладов совещания 19—23 мая 1964 г. М., 1964.
- Василевская Н. Д., Павлов В. В. Стратиграфия и флора меловых отложений Лено-Оленекского района Ленского угленосного бассейна.—Труды НИИГА, **128**, 1963.
- Васильковский А. П. Спорovo-пыльцевые спектры современных растительных сообществ крайнего Северо-Востока СССР и их значение для восстановления четвертичной растительности.—Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 11, 1957.

- Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана.— В кн.: Региональная стратиграфия СССР, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Вахрамеев В. А. Развитие ботанико-географических областей в течение палеозоя и мезозоя на территории Евразии и их значение для стратиграфии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957а, № 11.
- Вахрамеев В. А. Ботанико-географическая и климатическая зональность на территории Евразии в юрское и меловое время.— В сб.: Вопросы палеоботаники и биостратиграфии. М., Гостехиздат, 1957б.
- Вахрамеев В. А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М., изд-во «Наука», 1964.
- Вахрамеев В. А. Ботанико-географическая зональность в геологическом прошлом и эволюция растительного мира.— Палеонт. ж., 1966, № 1.
- Вдовин В. В., Малолетко А. И. История развития рельефа Салаирского кряжа.— Тезисы докл. Совещания по геоморф. и неотект. Сибири и Дальнего Востока на V пленуме Геоморф. комис. Новосибирск, 1965.
- Векшина В. Н. Новые данные о связях морского бассейна Западной Сибири с южно-европейскими морями в маастрихтское время.— Докл. АН СССР, 1956, 110, № 6.
- Векшина В. Н. Схема расчленения верхнемеловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности по данным анализа водорослей — диатомовых, кремневых жгутиковых, эбридновых и кокколитофорид.— Труды Межведомств. совещания по разработке и уточнению стратиграфических схем Западной Сибири. Л., Гостехиздат, 1961а.
- Векшина В. Н. Общие закономерности распространения диатомовых водорослей в мезозойских и кайнозойских отложениях Западно-Сибирской низменности.— Труды Межвед. совещания по разработке и уточнению стратиграф. схем Западной Сибири. Л., Гостехиздат, 1961б.
- Векшина В. Н. Элементы палеогеографии мезозоя и палеогена Западно-Сибирской низменности по данным диатомовых водорослей и кокколитофорид.— Труды СНИИГГИМС, вып. 26, 1962.
- Вербицкая З. Я. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Сучанского каменноугольного бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. XV, 1963.
- Власов А. Я., Николайчик Н. В. Палеомагнитные исследования мезозоя Таймыра и Центральной части Красноярского края.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1964, № 11.
- Войцель З. А., Иванова Е. А., Маркова Л. Г., Тесленко Ю. В. К истории развития мезозойской флоры Западной Сибири.— Труды СНИИГГИМС, вып. 14, 1961.
- Войцель З. А., Иванова Е. А., Климов С. А. Новые данные к вопросу расчленения среднеюрских отложений Западно-Сибирской низменности.— Докл. Палеобот. конф., 1961. Томск, Изд. Томск. гос. ун-та, 1962.
- Войцель З. А., Иванова Е. А., Климов С. А. Спорово-пыльцевые комплексы юрских отложений Обь-Иртышского междуречья и их значение для стратиграфии.— В сб.: Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя и палеогена Западной Сибири. М., изд-во «Наука», 1966.
- Вульф Е. В. Историческая география растений. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Галеркина С. Г., Веренинова Т. А., Чирва С. А., Крохин И. П., Рейнин И. В., Лазуков Г. И. Итоги изучения фаций и палеогеографии мезо-кайнозоя для прогноза нефтегазоносных толщ на севере Западной Сибири. В сб.: Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири. Л., Гостехиздат.— Труды ВНИГРИ, вып. 225, 1963.
- Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. Кн. 1 и 2. Изд-во АН СССР, 1962.
- Голенкин М. И. Победители в борьбе за существование в мире растений. М., 1947.
- Гольберт А. В. Верхнеюрско-валанжинская терригенно-глауконитовая формация Западно-Сибирской низменности и ее рудоносность. Новосибирск. Автореф. канд. дисс., 1966.
- Гольберт А. В. Верхнеюрско-валанжинская терригенно-глауконитовая формация Западно-Сибирской низменности.— Геол. и геофиз., № 5, 1968.
- Гольберт А. В., Каштанов В. А., Полякова И. Д. Тектогенез мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности в свете вариационного анализа их мощностей.— Труды СНИИГГИМС, вып. 34, 1965.
- Гольберт А. В., Полякова И. Д. К методике региональных палеоклиматических реконструкций.— Геол. и геофиз., 1966, № 4.
- Горбунов М. Г., Поспелова Г. А. Палеомагнитные исследования нижнемеловых озерных глин по реке Тым (Западная Сибирь).— Геол. и геофиз., 1966, № 4.
- Горецкий Ю. К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений.— Труды ВИМС, вып. 5, новая серия, 1960.
- Граммберг И. С., Спиро Н. С. Палеогидрохимия севера Средней Сибири в позднем палеозое и мезозое.— Труды НИИГА, 142, 1965.
- Григорьева К. Н. Спорово-пыльцевые комплексы маастрихтских отложений Западно-Сибирской низменности.— В сб.: Палеопалинологический метод в стратиграфии. Материалы ко 2-й межд. палинологич. конф. (Голландия, сентябрь 1966 г.). Л., 1968

- Гричук В. П. Опыт характеристики состава пыльцы в современных отложениях различных растительных зон Европейской части СССР.— Пробл. физ. геогр., 1941, вып. 11.
- Гричук В. П. Пыльцевой анализ как метод восстановления растительных формаций геологического прошлого. Вопросы географии.— Сб. статей для XVIII Межд. геогр. съезда. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Гричук М. П. К применению метода спорово-пыльцевого анализа в Сибири.— Научн. докл. высш. школы, геол.-геогр. науки, № 1, 1959.
- Гурари Ф. Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского Междуречья.— Труды СНИИГГИМС, вып. 3, 1959.
- Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Гутова Л. Н. К стратиграфии юрских отложений Иркутского угленосного бассейна.— В кн.: Юрские отложения южной и центральной частей Сибирской платформы.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 15, 1963.
- Дагис А. С. Юрские и раннемеловые брахиоподы севера Сибири.— М., изд-во «Наука», 1968.
- Даргевич В. А., Евдокимов Е. И., Полякова И. Д., Смилькстын А. О. К вопросу о генезисе отложений нижнезнаменской подсвиты южной части Западно-Сибирской низменности, перспективной на ильменит-цирконовые россыпи.— В сб.: Геология россыпей юга Западной Сибири. М., изд-во «Недра», 1967.
- Дербиков И. В. (ред.) Элементы тектоники Западно-Сибирской низменности и вопросы методики ее исследования.— Труды СНИИГГИМС, вып. 11, 1960.
- Дильс А. Ботаническая география.— Труды Бюро по прикл. бот. Приложение 16-е. Пг., 1916.
- Докучаев В. В. Классификация почв. 1900. То же: Соч., 6, 1951.
- Евдокимов Е. И. Глауконитовый горизонт знаменской свиты в бассейне рки Тары.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. управления, 1961, вып. 2.
- Ефремов И. А. Тафономия и геологическая летопись.— Труды ПИН АН СССР, т. XXIV, 1950.
- Заклинская Е. Д. Материалы к истории флоры и растительности палеогена Северного Казахстана в районе Павлодарского Прииртышья.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 141, геол. серия (№ 58), 1953.
- Заклинская Е. Д. Принципы палеофлористического обоснования расчленения кайнозойских отложений Казахстана и прилегающих частей Западно-Сибирской низменности. — Изв. АН СССР, серия геол., 1958а, № 10.
- Заклинская Е. Д. Спорово-пыльцевые спектры из различных физико-географических провинций и метод их сопоставления.— В кн.: История флоры и растительности СССР, т. III. Изд-во АН СССР, 1958б.
- Заклинская Е. Д. Расчленение маастрихт-дат-палеоценовых отложений Западной Сибири на основании данных спорово-пыльцевого анализа.— В кн.: Докл. сов. геол. к XXI сессии Межд. геол. конгр. Проблема 5. Граница меловых и третичных отложений. М., Гостоптехиздат, 1960.
- Заклинская Е. Д. Значение пыльцы покрытосеменных для стратиграфии верхнего мела и палеогена и ботанико-географические провинции на границе меловой и палеогеновой систем. В кн.: Докл. сов. палинолог. к I Межд. палинологич. конф. Таком, США. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Заклинская Е. Д. Пыльца покрытосеменных и ее значение для обоснования стратиграфии верхнего мела и палеогена.— Труды ГИН АН СССР, вып. 74, 1963.
- Зальцман И. Г. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Кулундинской степи. Новосибирск. Автореф. канд. дисс., 1965.
- Зауер В. В., Мчедlishvili Н. Д. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских и кайнозойских отложений района г. Тюмени. Материалы по палинологии и стратиграфии.— Труды ВСЕГЕИ, 1954.
- Захаров В. А. Позднеюрские и раннемеловые двустворчатые моллюски севера Сибири и условия их существования. М., изд-во «Наука», 1966.
- Иванова Е. А., Климов С. А., Войцель З. А., Маркова Л. Г. Нижний мел.— В кн.: Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. М., Гостоптехиздат, 1957.
- Иванова Е. А., Маркова Л. Г. Готерив-баррем. В кн.: Пыльца и споры Западной Сибири.— Труды ВНИГРИ, вып. 177, 1961а.
- Иванова Е. А., Маркова Л. Г. Апт-альб. В кн.: Пыльца и споры Западной Сибири.— Труды ВНИГРИ, вып. 177, 1961б.
- Иванова Е. Ф. Состав фораминифер и их развитие в волжский и берриаский века в Хатангской впадине и на Северном Таймыре.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 48, 1968.
- Ильенок Л. Л. Палинологическая характеристика палеоцена Западной Сибири.— В сб.: Палеопалинологический метод в стратиграфии. Материалы ко 2-й межд. палинологич. конф. (Голландия, сентябрь 1966 г.). Л., 1968.
- Ильина В. И. Сравнительный анализ спорово-пыльцевых комплексов юрских отложений южной части Западной Сибири (К II Межд. палинологич. конф. Утрехт, Нидерланды, 1966 г.). М. изд-во «Наука», 1966.

- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Казаринов В. П. Западно-Сибирская низменность — новая рудная провинция Советского Союза.— Сов. геол., 1960, № 2.
- Казаринов В. П. Осадочные комплексы.— В кн.: Т. И. Гурова и В. П. Казаринов. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Калесник С. В. Основы общего землеведения. М.— Л., Учпедгиз, 1947; переизд., 1955.
- Калинко М. К. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины.— Труды НИИГА, 104, 1959.
- Кара-Мурза Э. Н. Спорово-пыльцевые комплексы северной части Центральной Сибири.— Труды НИИГА, 18, 1951.
- Кара-Мурза Э. Н. Спорово-пыльцевые комплексы юрских и нижнемеловых отложений Усть-Енисейской впадины. Сб. статей по палеонтологии и биостратиграфии, вып. 1.— Труды НИИГА, 1957.
- Кара-Мурза Э. Н. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения мезозойских отложений Усть-Енисейской впадины. Л., Автореф. докт. дисс., 1958.
- Кара-Мурза Э. Н. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения мезозойских отложений Хатангской впадины.— Труды НИИГА, 109, 1960.
- Келлер В. Д. Основы химического выветривания.— В сб.: Геохимия литогенеза. ИЛ, 1963.
- Киричкова А. И., Тесленко Ю. В. Ископаемые растения из нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Биостратиграфия мезозойских и третичных отложений Западной Сибири.— Труды СНИИГГИМС, вып. 22, 1962.
- Клубова Т. Т. Литолого-минералогическая характеристика меловых глин Западно-Сибирской низменности. Изд-во АН СССР, 1961.
- Кокс А., Долл Р. Обзор явлений палеомагнетизма.— В кн.: Проблема перемещения материков. ИЛ, 1963.
- Кондицкая Л. И. Ископаемые флоры континентальных и прибрежно-морских отложений южной и центральной частей Западно-Сибирской низменности и их стратиграфическое значение (по данным изучения пыльцы и спор).— Докл. Палеобот. конф., 1961. Томск. Изд. Томск. гос. ун-та, 1962.
- Копытова Э. А. и др. Стратиграфия юрских, меловых и третичных отложений южной части Иртышской синеклизы — Сб. статей по геол. и гидрогеол., вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Короткевич В. Д. Палинологические комплексы нижнемеловых угленосных отложений Енисейской впадины. Сб. статей по палеонтологии и биостратиграфии, вып. 5.— Труды НИИГА, 1957.
- Короткевич В. Д. Палинологические комплексы морских мезозойских отложений северной части Лено-Оленекского междуречья и их стратиграфическое значение. Л., Автореф. канд. дисс., 1965.
- Котова И. З. Возраст континентальных отложений Гусиноозерской впадины и особенности состава раннемеловых флор Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 8.
- Криштофович А. Н. Ископаемая флора с реки Лозьвы в Северном Урале с остатками макклинтокий, родственная гренландской.— Труды Всес. геол. развед. объедин., вып. 291, 1933.
- Криштофович А. Н. О меловой флоре восточного склона Урала.— Материалы ЦНИГРИ, общ. серия, сб. 1, 1936.
- Криштофович А. Н. Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и ее основные факторы.— Материалы по истории флоры и растительности СССР, вып. 2, 1946.
- Криштофович А. Н. Эволюция растений по данным палеоботаники.— В сб.: Проблемы палеоботаники, вып. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Криштофович А. Н. Развитие ботанико-географических областей северного полушария с начала третичного периода.— В сб.: Вопросы геологии Азии, 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Криштофович А. Н. Палеоботаника. Изд. 4. Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Кротов Б. П. Дифференциация элементов при выветривании.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., минералог. и геохим., вып. 35. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Кручинина Н. В. Нижнемеловые комплексы. В кн.: Палеопалинология, т. II.— Труды ВСЕГЕИ, ловая серия, вып. 141, 1966.
- Кузичкина Ю. М. Спорово-пыльцевые комплексы из юрских углей Тянь-Шаня.— Труды Ин-та геол. АН ТаджССР, № 5, геол., 1962.
- Кузнецов Н. И. Курс географии растений. Ч. I. Симферополь, изд. типогр. Таврич. губ. земства, 1920.
- Лисицина Н. А., Пастухова М. В. Структурные типы мезо-кайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири.— Труды ГИН АН СССР, вып. 95, 1963.
- Любомирова К. А. Палинологические материалы к стратиграфии палеогена Тазовского полуострова.— Труды ВНИГРИ, вып. 158, 1960.
- Маркова Л. Г. Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Докл. сов. палинологов к I Межд. палинологич. конф. Таксон, США. М., Изд-во АН СССР, 1962.

- Маркова Л. Г. К истории флоры неокома Западной Сибири (по данным палинологии).— Изв. СО АН СССР, серия биол. и мед., 1966, № 12.
- Маркова Л. Г., Скуратенко А. В. Спорово-пыльцевые комплексы отложений нижнего мела Туруханской опорной скважины.— Труды СНИИГГИМС, вып. 8, 1960.
- Могучева Н. К. К познанию раннемеловой флоры Западно-Сибирской низменности.— Палеонт. ж., 1963, № 2.
- Мчедlishvili Н. Д. Сенман. В кн.: Пыльца и споры Западной Сибири. Юра — палеоцен.— Труды ВНИГРИ, вып. 177, 1961а.
- Мчедlishvili Н. Д. Турон. В кн.: Пыльца и споры Западной Сибири. Юра — палеоцен. Труды ВНИГРИ, вып. 177, 1961б.
- Мчедlishvili Н. Д. Маастрихт-даний. В кн.: Пыльца и споры Западной Сибири. Юра — палеоцен.— Труды ВНИГРИ, вып. 177, 1961в.
- Найдин Д. П., Тейс Р. В., Задорожный И. К. Некоторые новые данные о температурах маастрихтских бассейнов Русской платформы и сопредельных областей по изотопному составу кислорода в рострах белеминтов.— Геохимия, 1964, № 10.
- Найдин Д. П., Тейс Р. В., Задорожный И. К. Изотопные палеотемпературы верхнего мела Русской платформы и других районов СССР.— Геохимия, 1966, № 11.
- Наливкин Д. В. Геология СССР, т. I. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Николаева И. В. Минералого-петрографический состав, условия образования и формационная характеристика железоносных отложений Бакчарского месторождения. Новосибирск. Автореф. канд. дисс., 1966.
- Одинцова М. М. Материалы к корреляции разрезов юрских отложений центральной и северо-восточной частей Сибирской платформы. В кн.: Юрские отложения южной и центральной частей Сибирской платформы.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 15, 1963.
- Опдайтк Н. Д. Палеоклиматология и дрейф континентов.— В сб.: Дрейф континентов. М., изд-во «Мир», 1966.
- Орлов Ю. А. В мире древних животных. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Павлов В. В. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения верхнемезозойских отложений Ленского бассейна. Л., Автореф. канд. дисс., 1965.
- Панова Л. А. Палеогеновые комплексы спор и пыльцы южной части Западно-Сибирской низменности и их значение для стратиграфии. Л. Автореф. канд. дисс., 1967.
- Перельман А. И. Геохимия ландшафтов. М., Географиздат, 1961.
- Пермяков А. И. Особенности формирования спорово-пыльцевых спектров современных континентальных осадочных отложений (на примере бассейна р. Енисей). Четвертичная геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 25, 1964.
- Покровская И. М. Нижнемеловые спорово-пыльцевые комплексы Западно-Сибирской низменности. Атлас нижнемеловых спорово-пыльцевых комплексов некоторых районов СССР.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 124, 1964а.
- Покровская И. М. К методике составления ботанико-географических карт прошлых эпох.— Палеонт. ж., 1964б, № 2.
- Покровская И. М. Верхнемеловые комплексы. В кн.: Палеопалинология, т. II.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 141, 1966.
- Полянов Б. Б. Учение о ландшафтах.— Вопр. геогр., сб. 33. М., 1953.
- Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии, т. I и II. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1954—1955.
- Полов В. И., Макарова С. Д., Станкевич Ю. В., Филиппов А. В. Руководство по определению осадочных фацциальных комплексов и методика фацциально-палеогеографического картирования. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Поселова Г. А., Ларионова Г. Я., Анучин А. В. Палеомагнитные исследования юрских и нижнемеловых осадочных пород Сибири.— Геол. и геофиз., 1967, № 12.
- Трозиорович Г. Э. Опыт реконструкции палеорельефа по вещественному составу обломочной части песчаников Туруханского района. В сб.: Палеогеография и фосфатность пермских и мезокайнозойских отложений Сибири и Дальнего Востока.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 28, 1964.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. I и II. М.— Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.— Труды ГИН АН СССР, вып. 46, 1961.
- Ратев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М., изд-во «Наука», 1964.
- Ровина Л. В. Валажжин. В кн.: Пыльца и споры Западной Сибири.— Труды ВНИГРИ, вып. 177, 1961.
- Рожественский А. К. Первая находка динозавров в СССР в коренном местонахождении.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1955.
- Ронов А. Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт). Сб.: Типы доломитовых пород и их генезис.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 4, 1956.
- Ростовцев Н. Н. (ред.) Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Ростовцев Н. Н. (ред.) Геология СССР, 44. Западно-Сибирская низменность, ч. I. М., изд-во «Недра», 1964.

- Рудкевич М. Я. Основные черты тектоники мезозойско-кайнозойского чехла. Геология СССР, 44, ч. 1. М., изд-во «Недра», 1964.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. М.—Л., Гостоптехиздат, 1953.
- Рухин Л. Б. Климаты прошлого.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 87, 1955, № 2.
- Рухин Л. Б. Климаты прошлого и биостратиграфия. Сб.: Вопросы палеобиогеографии и биостратиграфии.— Труды I сессии Всес. палеонт. об-ва. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Сакс В. Н., Месежников М. С., Шульгина Н. И. О связях юрских и меловых бассейнов на севере и юге Евразии. В кн.: Докл. сов. геол. к XXII сессии Межд. геол. конгр. Проблема 16. Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя. М., изд-во «Недра», 1964.
- Сакс В. Н., Нальняева Т. И. Верхнеюрские и нижнемеловые белемниты Севера СССР. Роды *Cylindroteuthis* и *Lagonibelus*. М.—Л., изд-во «Наука», 1964.
- Сакс В. Н., Нальняева Т. И. Верхнеюрские и нижнемеловые белемниты Севера СССР. Роды *Pachyteuthis* и *Acroteuthis*. М.—Л., изд-во «Наука», 1966.
- Сакс В. Н., Ронкина З. З. Q развитии рельефа Сибири на протяжении мезозойской эры.— Геол. и геофиз., 1960, № 1.
- Самойлович С. Р. Коньяк-сантон-кампан. В кн.: Пыльца и споры Западной Сибири. Юра — палеоцен.— Труды ВНИГРИ, вып. 177, 1961а.
- Самойлович С. Р. Маастрихт. В кн.: Пыльца и споры Западной Сибири. Юра — палеоцен.— Труды ВНИГРИ, вып. 177, 1961б.
- Самойлович С. Р. Палеоцен. В кн.: Пыльца и споры Западной Сибири. Юра — палеоцен.— Труды ВНИГРИ, вып. 177, 1961в.
- Сапожников Д. Г. К теории прогноза осадочных рудных месторождений. Изд-во АН СССР, 1961.
- Саханова Н. С. Спорно-пыльцевые комплексы угленосных отложений Канского бассейна.— Труды Межвед. совещания по разработке унифицир. стратиграф. схем Сибири в 1956 г. М., Гостоптехиздат, 1957.
- Сваричевская З. А. Древний пенеплен Казахстана и основные этапы его преобразования. Изд-во ЛГУ, 1961.
- Селиверстов Ю. П. Неотектоника и рельеф юга Западной Сибири.— Тезисы докл. Совещания по геоморф. и неотект. Сибири и Дальнего Востока на V пленуме Геоморф. комис., Новосибирск, 1965.
- Сингов А. П. Мезозойская и кайнозойская гипергенная металлогения Урала. Свердловск. Автореф. докторск. дисс., 1959.
- Синицын В. М. Палеогеография Азии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Синицын В. М. Древние климаты Евразии, т. I и II. Изд-во ЛГУ, 1965, 1966.
- Скуратенко А. В. Туронские спорно-пыльцевые комплексы некоторых районов Западной Сибири.— В сб.: Палинология Сибири. (К II Межд. палинологич. конф. Утрехт, Нидерланды, 1966 г.) М., изд-во «Наука», 1966.
- Соколова М. Ф., Перозиио Г. Н., Булыникова А. А. Глинистые минералы мезозойских отложений бассейна реки Кас (Западно-Сибирская низменность). Глины и глинистые минералы Сибири. М., изд-во «Наука», 1965.
- Сорокина Е. К. К вопросу о минералогических типах глин верхнемеловых отложений Среднего Приобья.— Труды СНИИГГИМС, вып. 10, 1960.
- Страхов Н. М. Климатические условия формирования гипергенных железных руд и их аналогов.— Сов. геол., 1940, № 12.
- Страхов Н. М. Геологические условия возникновения железных руд внутри климатически благоприятных зон.— Сов. геол., 1941, № 1.
- Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, 1947.
- Страхов Н. М. Известняково-доломитовые фации современиших и древних водоемов.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 124, 1951.
- Страхов Н. М. Типы климатической зональности в послепротерозойской истории Земли и их значение для геологии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 3.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—III. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962.
- Стрелков С. А. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Север Сибири. М., изд-во «Наука», 1965.
- Стрельникова Н. И. Об условиях образования диатомитов, диатомовых глин и опоквидных пород Западной Сибири. Сб.: Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири.— Труды ВНИГРИ, вып. 225, 1963.
- Стрельникова Н. И. Позднемеловые диатомовые водоросли. Тезисы докл. на I Всес. палеоальгологическом совещании. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1965.
- Тахтаджян А. Л. Происхождение покрытосеменных растений.— Высш. школа, 1961.
- Тахтаджян А. Л. Основные фитохории позднего мела и палеоцена на территории СССР и сопредельных стран.— Бот. ж., 1966, 51, № 9.
- Тейс Р. В., Найдин Д. П., Сакс В. Н. Определения позднеюрских и раннемеловых палеотемператур по изотопному составу кислорода в рострах белемнитов.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 48, 1968.
- Тесленко Ю. В. Находки остатков растений апт-альба в Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 1958, 121, № 5.

- Тесленко Ю. В. Климат Западной Сибири в юрском периоде.— Сб.: Осадочные серии мезозоя и палеогена Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Тесленко Ю. В. О следах проникновения элементов юрских флор Индо-Европейской палеофлористической области на территории Сибири.— В кн.: Докл. сов. геол. к XXII сессии Межд. геол. конгр. Проблема 16а. М., изд-во «Недра», 1964.
- Тесленко Ю. В. Некоторые аспекты эволюции наземных растений.— Геол. и геофиз., 1967а, № 12.
- Тесленко Ю. В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии юрских континентальных отложений юга Сибири.— В сб.: Стратиграфия мезозойских отложений Средней Сибири. М., Изд-во СО АН СССР, 1967б.
- Тесленко Ю. В., Гольберт А. В., Полякова И. Д. Пути расселения древнейших покрытосеменных в Западной Сибири.— Бот. ж., 1966, № 6.
- Тесленко Ю. В., Маркова Л. Г. Нижнемеловая флора Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Биостратиграфия мезозойских и третичных отложений Западной Сибири.— Труды СНИИГГИМС, вып. 22, 1962.
- Толмачев А. И. К истории растительного мира Земли.— Вестн. ЛГУ, серия биол., 1961, № 9.
- Толстихина М. М. Девонские отложения центральной части Русской платформы и развитие ее фундамента в палеозое. М., Госгеолиздат, 1952.
- Фагелер П. Основы учения о почвах субтропических и тропических стран.— Глав. управ. субтроп. культур, 1935.
- Фаддеева И. З. Палеоботаническая и палеозоологическая характеристика нижнемезозойских угленосных отложений Майкюбенского бассейна. В сб.: История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане, ч. I.— Труды Лаб. геол. угля АН СССР, вып. XII, 1961.
- Фаддеева И. З. Палинологическая характеристика нижнемезозойских угленосных отложений Казахстана. В кн.: История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане, ч. III.— Труды Лаб. геол. угля АН СССР, вып. XX, 1963.
- Файнсер Ю. Б. История развития Кузнецкой котловины в мезозойскую и кайнозойскую эры. Новосибирск. Автореф. канд. дисс., 1967.
- Филиппова М. Ф. и др. Девонские отложения центральных областей Русской платформы. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Фрелих Ф. К вопросу о положении полюсов по палеомагнитным данным.— В сб.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли, 2, изд-во «Наука», 1965.
- Хабаров А. В. Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности.— Труды Второго всес. геогр. съезда, т. II, 1948.
- Хани В. Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 25, вып. 6, 1950.
- Халлов В. А. Меловые флоры окраины Кузбасса.— Уч. зап. Томск. гос. ун-та, № 3, 1947.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 5, 27, 1952.
- Хлопова А. Ф. Видовой состав пыльцы и спор в отложениях верхнего мела Чулымо-Енисейской впадины.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1960.
- Хлопова А. Ф. Споры и пыльца верхней половины верхнего мела восточной части Западно-Сибирской низменности. Изд-во СО АН СССР, вып. 7, 1961.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежных частей западного склона Южного Урала. М., Изд-во МОИП, 1945.
- Шатский Н. С. О зональном и биполярном размещении глауконитовых формаций в верхнем мелу и эоцене.— Бюлл. МОИП, 29, вып. 5, 1954.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканических пород и формаций.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
- Шафер В. Основы общей географии растений. ИЛ, 1956.
- Шварцбах М. Климаты прошлого. Введение в палеоклиматологию. ИЛ, 1955.
- Широкова Ю. Ф. Спорово-пыльцевой комплекс отложений Тымской скважины 1-Р.— Труды СНИИГГИМС, вып. 8, 1960.
- Ярошенко О. П. Спорово-пыльцевые комплексы юрских и нижнемеловых отложений Северного Кавказа и их стратиграфическое значение. М., изд-во «Наука», 1965.
- Deflandre G. Class des coccolithophorides.— Dans: Grasse. Traité de zoologie, t. 1, fasc. 1, 1952, p. 439—459.
- Fox C. S. Bauxite and aluminous laterite. London, 1932.
- Fritz P.  $O^{18}/O^{16}$  Isotopenanalysen und Paleotemperaturbestimmungen an Belemniten aus dem schwabischen Jura.— Geol. Rundschau, 54, H. 1, 1965.
- Heer P. Flora tertiaria helvetiae, v. I—III. Winterthur, 1855—1859.
- Lowenstam H. A. Mineralogy,  $O^{18}/O^{16}$  and strontium and magnesium contents of recent and fossil brachiopods and their bearing on the history of the oceans.— J. Geol., 69, N 3, 1961.
- Quiring H. Oolithentstehung.— Z. Deutsch. geol. Ges., 96, 1944.
- The Phanerozoic Time-Scale. A Symposium.— Quart. J. Geol. Soc. London, suppl. vol., 1205, 1964.
- Urey H. C. The thermodynamic properties of isotopic substances.— J. Chem. Soc., 1947.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Введение</i>	5
<b>Глава I. Тектоно-седиментационные комплексы и формации платформенного чехла Западно-Сибирской низменности</b>	7
Нижне-среднеюрский тектоно-седиментационный комплекс	11
Верхнеюрско-валанжинский тектоно-седиментационный комплекс	13
Нижнемеловой-сеноманский тектоно-седиментационный комплекс	17
Верхнемеловой-палеогеновый тектоно-седиментационный комплекс	22
Верхнетретичный тектоно-седиментационный комплекс	26
Четвертичный тектоно-седиментационный комплекс	28
<b>Глава II. Развитие флоры Западной Сибири в мезозое и палеогене</b>	31
Ранняя и средняя юра	33
Поздняя юра	35
Неоком	37
Апт-альб	41
Сеноман	44
Турон	46
Сенон (коньяк, сантон, кампан)	49
Маастрихт-датское время	50
Палеоген	52
<b>Глава III. Методика и основные результаты палеоландшафтных реконструкций</b>	56
Реконструкция палеорельефа	57
Реконструкция палеоклимата	65
Реконструкция растительного покрова	83
Литологические критерии реконструкции палеоландшафтов	89
Реконструкция и картирование палеоландшафтов	91
<b>Глава IV. Юрские, меловые и палеогеновые ландшафты Западной Сибири</b>	109
Ландшафты среднеюрской эпохи	109
Ландшафты поздней юры и валанжина	111
Ландшафты готерив-баррема	117
Ландшафты апт-альба	120
Ландшафты сеномана	122
Ландшафты позднего мела (турон-дакий)	123
Ландшафты палеогена	131
Некоторые общие закономерности развития ландшафтов в мезозое и палеогене Западной Сибири	139
<b>Литература</b>	144
<b>Приложения 1—12</b>	

## CONTENTS

<i>Introduction</i> . . . . .	5
<b>Chapter I. Tectono-sedimentary complexes and formations of the platform cover of West Siberian Lowland</b> . . . . .	7
Lower-Middle Jurassic tectono-sedimentary complex . . . . .	11
Upper Jurassic-Valanginian tectono-sedimentary complex . . . . .	13
Lower Cretaceous-Cenomanian tectono-sedimentary complex . . . . .	17
Upper Cretaceous-Paleogene tectono-sedimentary complex . . . . .	22
Upper Tertiary Tectono-Sedimentary complex . . . . .	26
Quaternary Tectono-Sedimentary complex . . . . .	28
<b>Chapter II. Evolution of flora of West Siberia during Mesozoic and Paleogene</b>	31
Early and Middle Jurassic . . . . .	33
Late Jurassic . . . . .	35
Neocomian . . . . .	37
Aptian-Albian . . . . .	41
Cenomanian . . . . .	44
Turonian . . . . .	46
Senonian (Cogniacian, Santonian, Campanian) . . . . .	49
Maestrichtian-Danian Time . . . . .	50
Paleogene . . . . .	52
<b>Chapter III. The methods and principal results of paleolandscape reconstructions</b>	56
Reconstruction of paleotopography . . . . .	57
Reconstruction of paleoclimate . . . . .	65
Reconstruction of vegetative cover . . . . .	83
Lithological criteria of paleolandscape reconstruction . . . . .	89
Reconstruction and mapping of paleolandscape . . . . .	91
<b>Chapter IV. Jurassic, Cretaceous and Paleogene landscapes of West Siberia</b>	109
Middle Jurassic epoch landscapes . . . . .	109
Late Jurassic and Valanginian landscapes . . . . .	111
Hauterive-Barremian landscapes . . . . .	117
Aptian-Albian landscapes . . . . .	120
Cenomanian landscapes . . . . .	122
Late Cretaceous landscapes (Turonian-Danian) . . . . .	123
Paleogene landscapes . . . . .	131
Some general regularities of landscape evolution during Mesozoic and Paleogene in West Siberia . . . . .	139
References . . . . .	144
Appendices 1—12	

### Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене

*Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР*

Редактор издательства *И. М. Ерофеева*

Художник *А. Д. Смеляков*

Технические редакторы *О. М. Гуськова, И. Н. Жмуркина*

Сдано в набор 26/VI 1968 г. Подп. к печ. 25/X 1968 г. Формат 70×108<sup>1/16</sup>. Бумага типогр. № 2.  
Усл. печ. л. 18,85. Уч.-изд. л. 19,8. Тираж 1000. Тип. зак. 5247. Т-15630

Цена 2 р. 18 коп.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10