

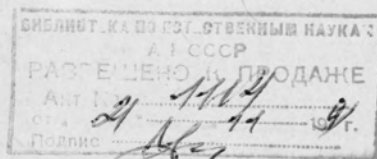
**ПАЛЕОКЛИМАТЫ
СИБИРИ
В МЕЛОВОМ
И ПАЛЕОГЕНОВОМ
ПЕРИОДАХ**

706270

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Сибирский научно-исследовательский институт
геологии, геофизики и минерального сырья
(СНИИГГИМС)

ПАЛЕОКЛИМАТЫ
СИБИРИ
В МЕЛОВОМ
И ПАЛЕОГЕНОВОМ
ПЕРИОДАХ

706270



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» МОСКВА 1977

Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периодах. М., «Недра», 1977, 107 с. (М-во геологии СССР. Сиб. науч.-исслед. ин-т геологии, геофизики и минерального сырья).

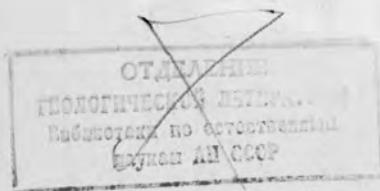
В работе обобщены данные по палеоклиматам Сибири, включая Прибайкалье и Забайкалье для мелового периода (начиная с апта) и раннего палеогена, а также интразональные климатические проявления на всей этой территории. Для каждого этапа определены: границы климатических зон, основные параметры климатов (тип, среднегодовая температура, сумма атмосферных осадков в году, режим температуры и осадков), площади с теми или иными интразональными климатическими проявлениями. Книга иллюстрируется палеоклиматическими схемами для апта и альба, сеномана и турона, раннего сенона, позднего сенона, палеоцена и эоцена. Она обобщает и развивает мировой опыт воссоздания климатов геологического прошлого в аспекте региональных и провинциальных палеоклиматических реконструкций. В заключении рассматриваются основные черты эволюции палеоклиматов Сибири в мезозое и палеогене и дается оценка перспектив бокситоносности меловых и палеогеновых отложений Сибири по климатическим предпосылкам.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, географов и биологов.

Табл. 3, ил. 10, список лит.— 132 назв.

Научный редактор
член-корреспондент АН СССР В. Н. Сакс

Авторы:
А. В. Гольберт, К. Н. Григорьева, Л. Л. Ильенко,
Л. Г. Маркова, А. В. Скурятенко, Ю. В. Тесленко



Выпущено по заказу Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья

В связи с оценкой перспектив бокситоносности мезозойских и палеогеновых отложений Сибири в последние годы в СНИИГГИМСе выполнялись специализированные исследования климатов мелового и палеогенового периодов. Основной задачей было составление палеоклиматических карт Сибири для всех веков мелового периода (начиная с апта), а также для палеоценовой и эоценовой эпох. Они базировались на разработанных ранее методиках региональных палеоклиматических реконструкций и приемах построения палеоклиматических карт на примере мезозоя и палеогена Западной Сибири [37, 87]. Помимо воссоздания и картирования зональных палеоклиматов, впервые были произведены и реконструкции интразональных климатических проявлений, основанные на определении направления господствующих ветров и анализа их взаимодействия с такими факторами географической среды, как суша и море, рельеф суши и характер морских течений, и некоторых других, а также их взаимоотношений. Это позволило выделять в пределах климатических зон площади, где климатические условия в силу причин местного характера отличались от зональных и оценить эти отличия.

Исследования выполнены авторами на основе собственных материалов и данных других исследователей, заимствованных из опубликованных работ по состоянию изученности на 1 января 1973 г. Работа проводилась в отделе стратиграфии и палеонтологии СНИИГГИМСа под руководством А. В. Гольберта. Обработка палинологических данных курировалась Л. Г. Марковой. Палинологами составлены палеофлористические карты, очерки флор и растительности и произведена их климатическая интерпретация: для апт — альба — Л. Г. Марковой, сеноман-турона — А. В. Скуратенко, раннего и позднего сенона — К. Н. Григорьевой, палеоцена и эоцена — Л. Л. Ильенко; климатическая интерпретация геологических формаций и реконструкция интразональных климатов выполнены А. В. Гольбертом. Выводы о палеоклиматах сформулированы всеми авторами.

Палеоклиматические схемы Сибири для рассматриваемых отрезков геологического времени даны на рис. 5—10, а их характеристика — в табл. 3. Последовательно для всех веков мелового периода (начиная с апта), а также для палеоценовой и эоценовой эпох в качестве материала, обосновывающего заключение авторов, приводятся: климатическая интерпретация геологических формаций, флор, растительности и, наконец, выводы о палеоклиматах, как синтез геологических и палеоботанических данных. Изложению материала предшествует рассмотрение принятой авторами методики исследований и приемов построения палеоклиматических карт. В силу общности палеогеографических условий и особенно флор ряда веков мелового периода, материал, во избежание повторений, сгруппирован в следующие временные интервалы: апт и альб, сеноман и турон, ранний сенон (коньяк, сантон и частично кампан), поздний сенон (кампан, маастрихт, даний).

Данные для палеоценовой и эоценовой эпох приводятся обобщенно. Соответствующим образом составлены и палеоклиматические схемы.

Поскольку климаты столь отдаленного геологического прошлого не могут наблюдаться и изучаться непосредственно и являются лишь продуктом геологических реконструкций, а получаемые характеристики климатов весьма схематичны, авторы сочли правильным именовать их палеоклиматами. Этим подчеркивается и некоторая условность выводов, хотя можно надеяться, что достигнутые результаты достаточно близки реальным климатам геологического прошлого.

Авторы считают своим приятным долгом выразить глубокую признательность палинологам: Е. П. Бойцовой, Л. А. Пановой (ВСЕГЕИ), С. Р. Самойлович, Н. Д. Мchedlishvili, А. С. Грязевой (ВНИГРИ), Н. М. Бондаренко, В. Д. Короткевич, В. В. Павлову (НИИГА), И. А. Кульковой, А. Ф. Хлоновой, А. Ф. Фрадкиной (ИГиГ СО АН СССР), Л. А. Козяр (МГУ), Е. С. Беспрозванных, О. А. Боевой, Л. В. Александровой (СНИИГГИМС), Н. Б. Дрожащих, С. Н. Пуртовой, Ю. Ф. Широковой (ЗапСибНИГНИ), И. С. Эдигер (ИГ УФА АН СССР), Г. Е. Байкаловой, Г. К. Кондратьеву (Красноярское ГУ), Г. И. Таракановой (Иркутское ГУ), Э. А. Бессоненко (Западно-Сибирское ГУ), Т. В. Погодаевой (Центрально-Казахстанское ГУ), предоставившим свои материалы, а также члену-корреспонденту АН СССР В. Н. Саксу (ИГ и Г СО АН СССР), взявшему на себя труд редактирования работы.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ И ПОСТРОЕНИЯ КАРТ

Палеоклиматические реконструкции для мезозоя и кайнозоя Сибири и Евразии в целом уже предпринимались рядом исследователей. Достаточно указать такие, прочно вошедшие в отечественную литературу труды, в той или иной степени решающие эту проблему, как работы Л. С. Берга [9, 10], Н. М. Страхова [114], В. А. Вахрамеева [25], В. М. Синицына [105, 106], А. Н. Криштофовича [63] и некоторых других. Этими учеными, в частности, впервые была установлена климатическая зональность, существовавшая в северном полушарии в течение мезозоя и палеогена, намечено положение границ между климатическими поясами и сформулированы основные методические приемы палеоклиматических реконструкций, базирующиеся на анализе геологических и палеонтологических, в том числе и палеоботанических, данных. Среди зарубежных работ следует отметить известные монографии М. Шварцбаха [125] и К. Брукса [21]. Региональные палеоклиматические исследования Сибири и отдельных ее районов выполнялись сотрудниками Лаборатории угля ВСЕГЕИ [6], В. Н. Саксом [99], В. П. Казариновым [56], З. А. Войцель с соавторами [57], Ю. В. Тесленко [117], В. И. Ильиной [49], Л. Г. Марковой [71], А. Ф. Хлоновой [122] и др.

В методическом отношении для настоящего исследования базисной явилась монография А. В. Гольберта, Л. Г. Марковой, И. Д. Поляковой, В. Н. Сакса, Ю. В. Тесленко «Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене» [87]. Исследования выполнены на основе предложенной А. В. Гольбертом методики региональных палеоклиматических реконструкций и разработанных в указанной монографии приемов построения карт геологических формаций, палеофлористических карт и их палеоклиматической интерпретации. Следует заметить, что в данном исследовании не проводилось картирование палеоклиматических индикаторов, как это имело место в упомянутой монографии, хотя они учитывались при климатической интерпретации геологических формаций.

Предлагаемые палеоклиматические схемы Сибири (см. рис. 5—10) являются результатом совмещения карт геологических формаций и палеофлористических карт, составленных для всех веков мелового периода (начиная с апта), палеоценовой и эоценовой эпох, и климатической интерпретации их суммарного эффекта. Основным объектом изучения и источником практически всей геологической и палеоботанической информации послужили мезозойские и палеогеновые отложения крупных седиментационных бассейнов Сибири: Западно-Сибирской плиты, Енисейско-Хатангской впадины, Лено-Анабарского прогиба, Приверхоянского прогиба, Вилуйской синеклизы и впадин Прибайкалья и Забайкалья. Для этих бассейнов проведен формационный анализ, основанный на учении о парагенезах академика Н. С. Шатского. Формации показаны специальной легендой (рис. 1) на рис. 2—4.

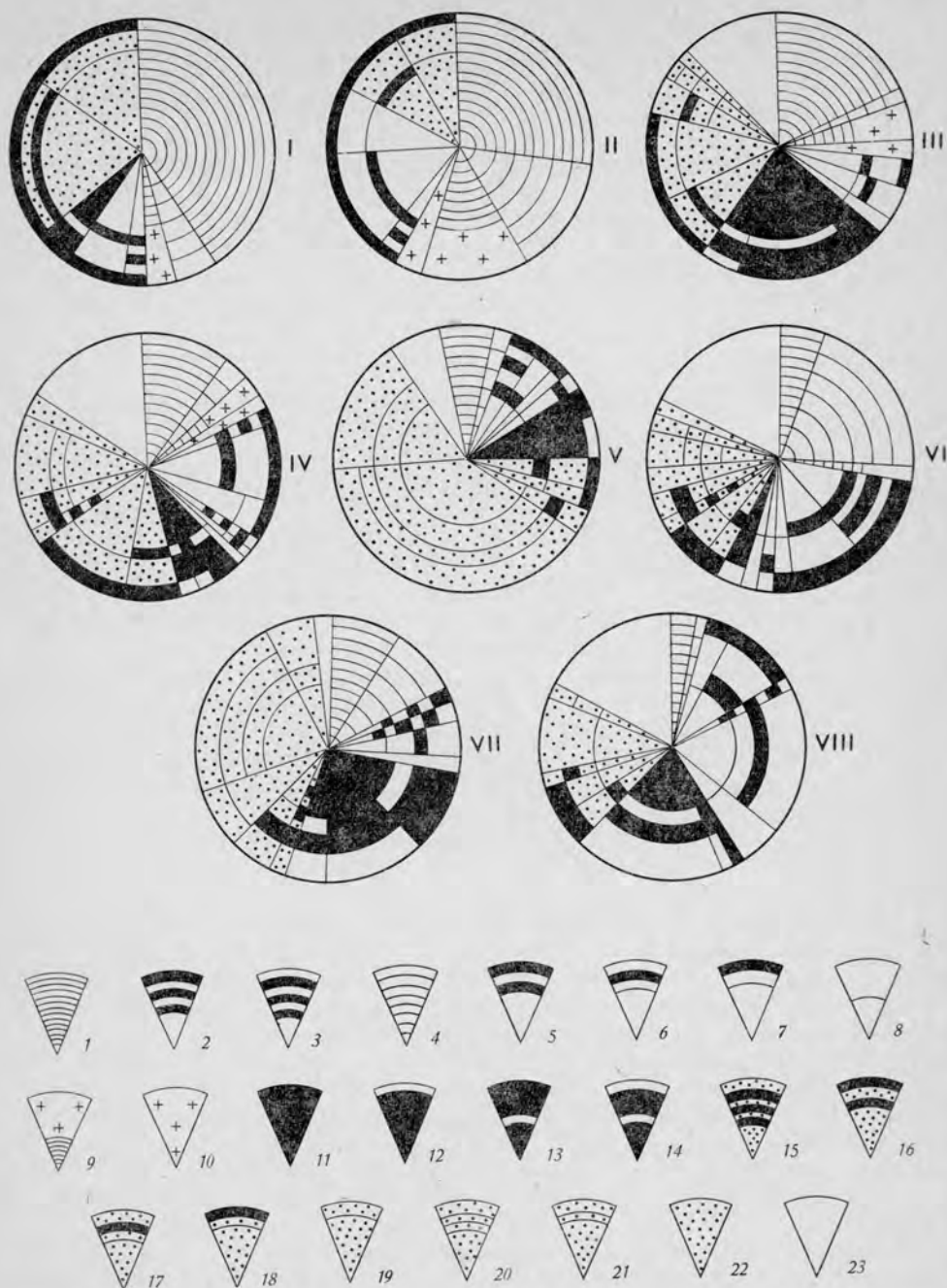


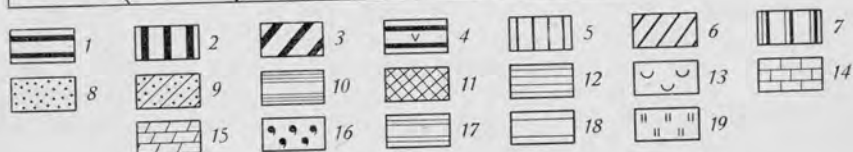
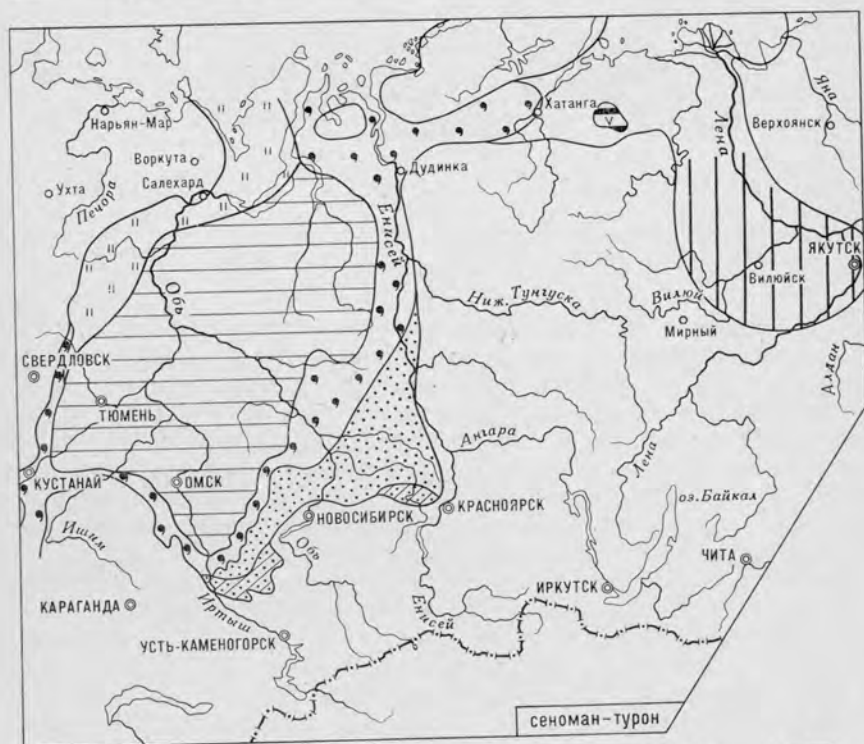
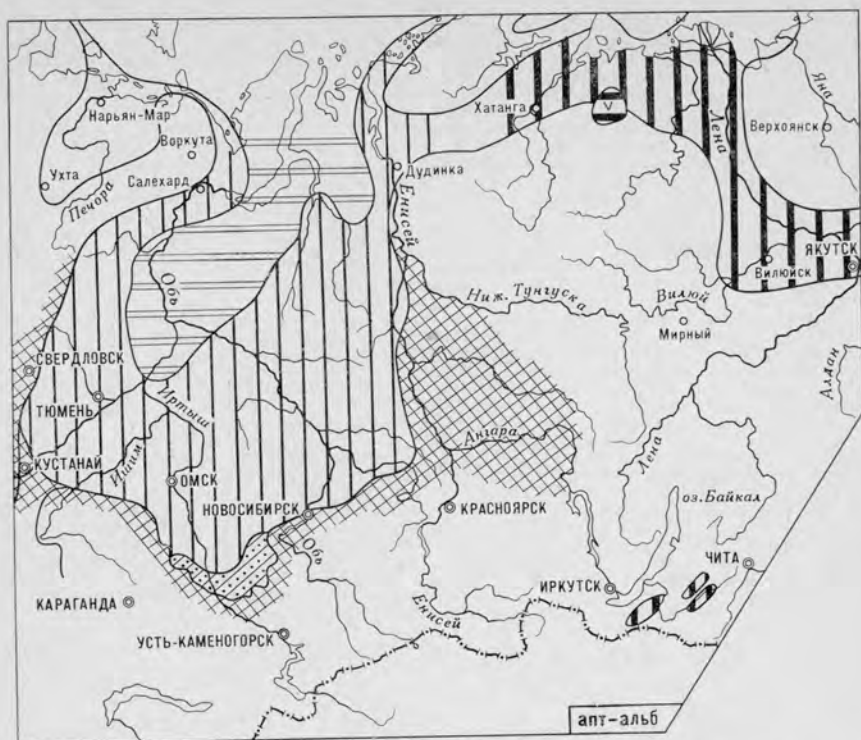
Рис. 1. Типовые циркуграммы систематического состава и экологической структуры спорно-пыльцевых комплексов из меловых и палеогеновых отложений Сибири и Казахстана. Условные обозначения к рис. 1—4: I — альб? (Северо-Восточное Приаралье, р. Каинда); II — апт — альб (Западная Сибирь, Тазовская скважина 1-Р); III — нижний сенон (Джезказган-Сарысуйская депрессия, скв. 3); IV — нижний сенон (Западная Сибирь, Хетская скв. 9); V — верхний палеоцен (Казахстан, пос. Жантай); VI — верхний палеоцен (Западная Сибирь, профиль Танопча — Надым, скв. 12-КП); VII — нижний эоцен (Центральный Казахстан); VIII — эоцен (Западная Сибирь, Обский профиль, скв. 501а).

Гигромезофильная группа растений. Растения тропической и субтропической зон: 1 — папоротники и плауны — *Lycopodiaceae* (*Lycopodium*), *Selaginellaceae* (*Selaginella*), *Ophioglossaceae* (*Ophioglossum*), *Marattiaceae* (*Danaea*, *Angiopteris*, *Marattia*), *Osmundaceae* (*Todites*), *Schizaceae* (*Schizaea*, *Anemia*, *Mohria*, *Lygodium*, *Pelletieria*, *Cicatricosisporites*), *Gleicheniaceae* (*Gleichenia*), *Hymenophyllaceae* (*Hymenophyllum*), *Dicksoniaceae* (*Dicksoria*, *Cibotium*), *Cyatheaceae* (*Cyathea*, *Hemitelia*), *Aspidiaceae* (*Asplenium*, *Dryopteris*), *Matoniaceae* (*Matonia*, *Phlebopteris*), *Dipteridaceae* (*Hausmannia*, *Clathropteris*, *Dictyophyllum*), *Davalliaceae* (*Nephrolepis*), *Polypodiaceae* (*Polypodium*, *Cheiropleuria*); 2 — голосеменные — *Caytoniaceae* (*Caytonia*), *Bennettitales*, *Cycadaceae*,

Gnetaceae, Araucariaceae (*Agathis*), Podocarpaceae (*Podocarpus*, *Daerydiumites*), Pinaceae (*Keteleeria*), Taxodiaceae (*Taxodium*); 3 — покрытосеменные — Chloranthaceae, Lauraceae (*Laurus*), Nelumbaceae (*Nelumbo*), Juglandaceae (*Engelhardtia*), Cyrillaceae (*Cyrrilla*), Syracaceae, Symlocaceae, Ebenaceae, Sterculiaceae (*Sterculia*), Combretaceae, Myrtaceae (*Eugenia*), Gunneraceae, Simarubaceae, Rutaceae, Sapindaceae (*Sapindus*), Araliaceae (*Aralia*), Olacaceae, Santalaceae, Loranthaceae (*Loranthus*, *Elytranthe*), Pandanaceae; растения субтропической и умеренно теплой зон: 4 — мхи, хвощи и папоротники — Hepaticae, Sphagnaceae (*Sphagnum*), Bryales, Equisetaceae (*Equisetum*), Ophioglossaceae (*Botrychium*), Osmundaceae (*Osmunda*), Dicksoniaceae (*Coniopteris*), Pteridaceae (*Pteridium*); 5 — голосеменные — Ginkgoaceae (*Ginkgo*), Coniferales (*Pseudopicea*, *Protopicea*, *Protopinus*), Pinaceae (*Abies*, *Tsuga*), Podozamitaceae (*Podozamites*), Taxaceae (*Taxus*), Sciadopityaceae (*Sciadopitys*), Taxodiaceae (non *Taxodium*); 6 — покрытосеменные — Magnoliaceae (*Schizandra*), Saururaceae, Trochodendraceae (*Trochodendron*), Cercidiphyllaceae (*Cercidiphyllum*), Hamamelidaceae (*Hamamelis*, *Fothergilla*, *Corylopsis*), Altingiaceae (*Liquidambar*), Platanaceae (*Platanus*), Ulmaceae (*Zelkova*), Fagaceae (*Nothofagus*, *Quercus* — листопадные формы, *Castanea*), Betulaceae (*Carpinus*), Juglandaceae (*Juglans*, *Carya*, *Cyclocarya*, *Platycarya*), Tiliaceae (*Tilia*), Buxaceae (*Pachysandra*), Onagraceae (*Jussieuia*), Staphyleaceae, Nyssaceae (*Nyssa*), Aquifoliaceae (*Ilex*), Caprifoliaceae (*Lonicera*, *Dierilla*, *Sambucus*, *Weigela*); растения умеренно теплой и умеренно холодной зон: 7 — голосеменные — Pinaceae (*Picea*, *Larix*), Pinaceae gen. sp.; 8 — покрытосеменные — Ranunculaceae (*Delphinium*), Eucommiaceae, Fagaceae (*Fagus*), Betulaceae (*Betula*), Juglandaceae (*Pterocarya*), Saxifragaceae (*Philadelphus*), Haloragaceae (*Myriophyllum*), Cornaceae (*Cornus*), Potamogetonaceae (*Potamogeton*), Sparganiaceae (*Sparganium*), Typhaceae (*Typha*); 9 — споры, определенные по искусственной классификации; 10 — водоросли и некоторые гидрофитные папоротники Ricciaceae (*Riccia*), Marsileaceae (*Marsilea*, *Pilularia*), Pteridaceae (*Ceratopteris*), Salviniaceae (*Salvinia*), Azollaceae (*Azolla*), Hydropteris, *Aquitriradites*, *Cingulatisporites*. Ксерофильная группа растений. Растения тропической и субтропической зон: 11 — голосеменные — *Classopollis*, *Walehiites*, *Pseudowalchia*, Araucariaceae (*Araucaria*); 12 — покрытосеменные — Moraceae (*Morus*), Casuarinaceae (*Casuarina*), Myricaceae (*Canacomyrica*, *Myrica*), Capparidaceae, Bombacaceae (*Bombax*), Myrtaceae (*Myrtus*, *Eucalyptus*), Zygophyllaceae, Proteaceae, Restionaceae; растения субтропической и умеренно теплой зон: 13 — голосеменные — Ephedraceae (*Ephedra*), Chlamydospermidae (Gnetaceae pollenites), Cupressaceae (*Juniperus*, *Cupressus*); 14 — покрытосеменные — Berberidaceae (*Berberis*), Ulmaceae (*Celtis*), Fagaceae (*Quercus* — вечнозеленые формы, *Quercites sparsus* (Mart.), Samt., *Castanopsis*, Myricaceae (*Comptonia*), Tamaricaceae, Anacardiaceae (*Rhus*, *Cotinus*, *Pistacia*), Oleaceae (*Olea*). Эврифильная группа растений. Растения тропической и субтропической зон: 15 — покрытосеменные — Menispermaceae (*Menispermum*), Clathraceae, Sapotaceae, Buxaceae (*Buxus*), Burborbiaceae, Meliaceae, Alangiaceae, Rhamnaceae aff. Palmae; растения субтропической и умеренно теплой зон: 16 — голосеменные — Pinaceae (*Cedrus*, *Pinus* subgen., *Diploxylon*, *Pinus* sp.), Pinaceae gen. sp.; 17 — покрытосеменные — Betulaceae (*Orstrya*), Myricaceae (*Myrica*), Ericaceae, Epacridaceae, Rosaceae, Leguminosae, Aceraceae (*Acer*), Celastraceae (*Euonimus*), Elaeagnaceae (*Elaeagnus*), Oleaceae (*Fraxinus*), Gentianaceae, Rubiaceae, Liliaceae, Fagaceae (*Quercites sparsus* (Mart.) Samt.); растения умеренно теплой и умеренно холодной зон: 18 — голосеменные — Pinaceae (*Pinus* subgen., *Haaploxylon*, *Pinus* sp.), Pinaceae gen. sp.; 19 — покрытосеменные — Ulmaceae (*Ulmus*), Betulaceae (*Alnus*, *Corylus*), Salicaceae (*Salix*), Saxifragaceae, Umbelliferae; растения, предположительно относимые к тропической и субтропической зонам: 20 — покрытосеменные — *Stemma*, *Normapollis*; растения, предположительно относимые к тропической, субтропической и умеренно теплой зонам: 21 — покрытосеменные — *Gothanipollis*, *Triatripollenites*; растения, предположительно относимые к субтропической и умеренно теплой зонам: 22 — покрытосеменные — *Triprojectacites*, *Orbiculapollis*, *Wodehouseia*, *Azonla*, *Regina*; растения неизвестной систематической принадлежности и экологической приуроченности: 23 — покрытосеменные — *Tricolpopollenites*, *Triporopollenites*.

Климатическая интерпретация геологических формаций состояла в оценке типов климата (гумидный, аридный, тропический, умеренный, холодный), а также отчасти и основных их параметров, при которых могли формироваться формациеобразующие и акцессорные компоненты геологических формаций. В качестве основных признаков принимались: окраска пород, степень полимиктовости терригенного материала, минеральный состав глин, а также характерные особенности строения и состава формаций — угленосность, бокситоносность, карбонатность, проявления осадочных железных руд, скопления глауконита и других пород-индикаторов палеоклимата. При определении климата учитывались также общий характер и палеоэкологические особенности древних фаун, остатки которых встречены в изученных осадочных породах. Существенную помощь в восстановлении температурного режима оказали заимствованные у других авторов немногочисленные для заданных геохронологических уровней на территории Сибири, палеотемпературные измерения, полученные физикохимическими методами.

Палеофлористические карты составляются исключительно по данным палеопалинологических исследований. Приемы их построения могут быть аналогичны таковым в монографии «Палеоландшафты Западной Сибири...» [87]. Вкратце они сводятся к следующему: 1) на карты в виде циркуграмм выносятся по месту нахождения спорово-



пыльцевых комплексов данные о соотношении экологических группировок древних растений в специально разработанной легенде; 2) основываясь на учении В. В. Докучаева [41] о строгом соответствии границ фитохорий с границами климатических зон, выделяются площади (зоны), охарактеризованные однотипными циркограммами; 3) объективность выделения этих фитохорий достигается благодаря комплексу специально разработанных приемов математической и графической обработки массовых количественных данных палеопалинологии, которые опубликованы в специальной статье А. В. Гольберта и И. Д. Поляковой [37] и в указанной выше монографии. Между тем в настоящей работе эта методика дополнена и усовершенствована. В первую очередь необходимо отметить значительно большее количество точек наблюдения от 2,5 до 5 раз. Разработана также более детальная экологическая легенда компонентов спорово-пыльцевых комплексов. Соответственно получены циркограммы с большим объемом информации о климатических условиях мест обитания древних фитоценозов. Это оказалось возможным, благодаря вовлечению в анализ и расчеты по возможности всех, в том числе и редко встречающихся, форм, отмеченных при палинологических исследованиях. В легенде (см. рис. 1) выделено большее количество экологических групп (20 вместо 15), уточнены экологические требования многих представителей древних растений.

Прежде чем перейти к характеристике выработанной легенды остановимся на весьма важном и принципиальном вопросе, касающемся классификации ископаемых пыльцы и спор. В настоящее время, как указывала И. М. Покровская [89], в решении его существует два направления. Одни исследователи (к ним относятся большинство зарубежных палинологов) считают, что ископаемые споры и пыльцевые зерна, извлеченные из отложений древнее четвертичных, должны классифицироваться только по искусственной системе, вне связи с их современными аналогами; другие — в том числе и авторы данной работы, считают возможным «отождествлять» ископаемые формы из отложений мезозоя и кайнозоя с таксонами генетической системы, если они имеют с таковыми морфологическое сходство; искусственная система применяется только в случае отсутствия генетических связей. Споры и пыльцевые зерна, как известно, представляют одно- или многоклеточные специализированные образования бесполого и полового размножения растений. Они очень консервативны и ведут себя автономно по отношению к экологическому окружению, используя для своего развития вегетативные органы. Общаясь через эти органы с внешней средой, споры и пыльца обеспечивают свою автономность, сохраняют стойко свои морфологические признаки и являются носителями всех наследственных зачатков, которые они передают из поколения в поколение. Консервативность признаков спор и пыльцевых зерен делает возможным их использование при решении вопросов систематики

Рис. 2. Типы геологических формаций и их размещение на территории Сибири.
Апт — турон.

Условные обозначения к рис. 2—4: формации влажного умеренно теплого климата: 1 — терригенно-полимиктовая угленосная; 2 — терригенно-мезомиктовая угленосная; 3 — терригенно-олигомиктовая угленосная; 4 — вулканогенно-осадочная угленосная; формации влажного теплого климата: 5 — терригенно-мезомиктовая слабоугленосная; 6 — терригенно-олигомиктовая слабоугленосная; 7 — терригенно-мезомиктовая каолиновая слабоугленосная; 8 — терригенно-олигомиктовая каолиновая; 9 — терригенно-олигомиктовая каолиновая (с переотложенными бокситами); 10 — терригенно-полимиктовая; формации очень теплого переменно-влажного климата: 11 — терригенно-олигомиктовая пестроцветная бокситоносная; 12 — терригенно-мезомиктовая пестроцветная (кремнисто-гидротетитовая и кремнисто-тетит-каолиновая); формации жаркого аридного климата: 13 — терригенно-полимиктовая красноцветная гипсоносная; формации морские и преимущественно морские теплых и умеренных вод: 14 — карбонатная; 15 — карбонатно-глинистая; 16 — терригенно-глауконитовая; 17 — терригенно-мезомиктовая; 18 — терригенно-олигомиктовая глинистая; 19 — кремнистая

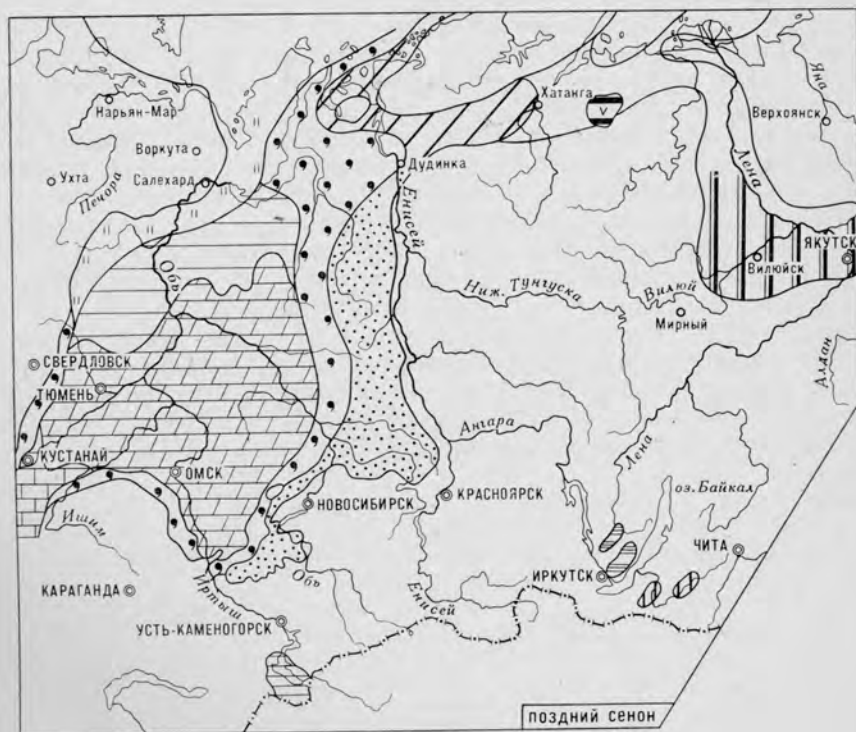
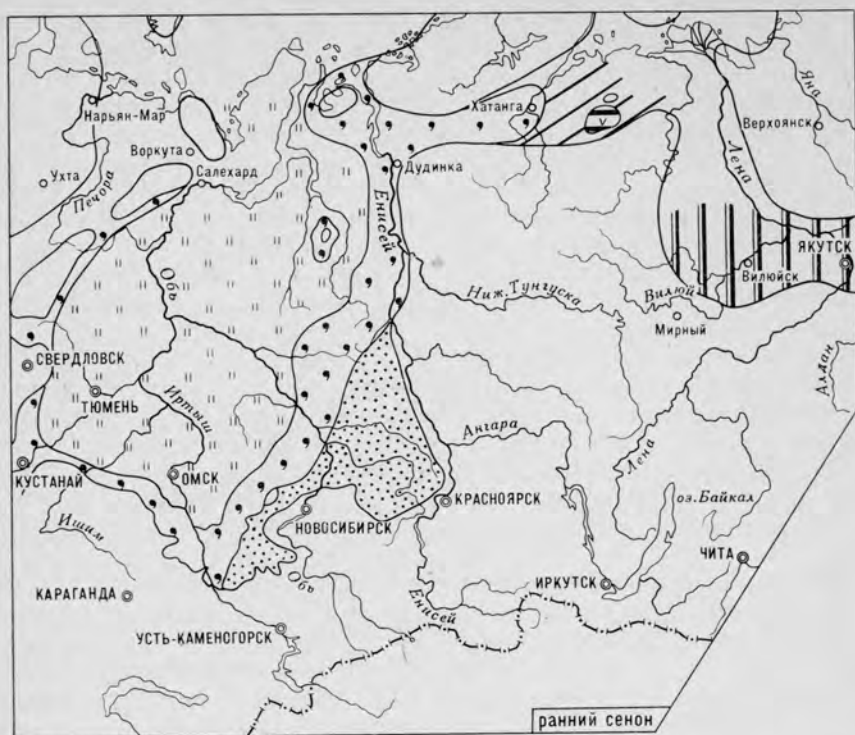


Рис. 3. Типы геологических формаций и их размещение на территории Сибири. Сенон.
Условные обозначения см. рис. 1

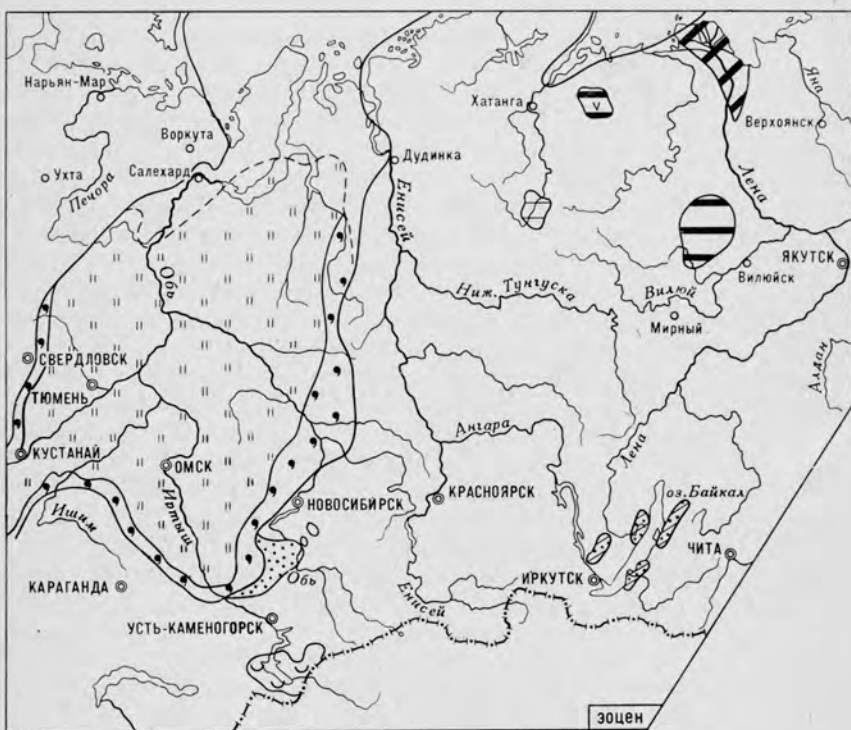
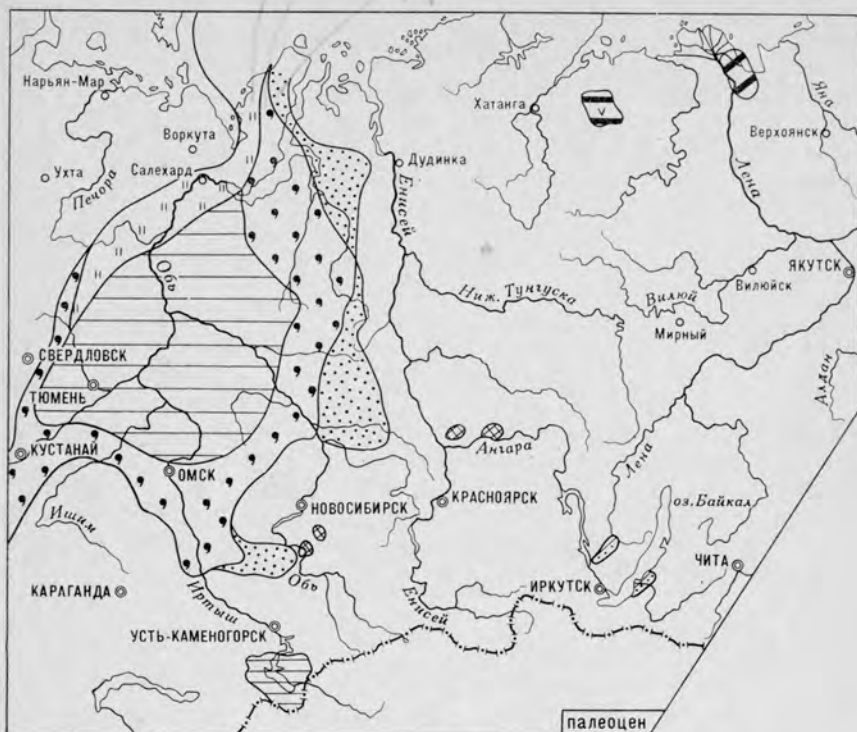


Рис. 4. Типы геологических формаций и их размещение на территории Сибири. Палеоцен. и эоцен. Условные обозначения см. рис. 1

и филогении, а в палеоботанике — для стратиграфии, воссоздания истории развития флор и палеогеографии. Применение генетической системы классификации позволяет с известной долей условности разделять компоненты, входящие в состав спорово-пыльцевых комплексов, на экологические группы, соответствующие определенным условиям существования растений продуцировавших микрофоссилии.

В принятой авторами легенде (см. рис. 1) отмечены как таксоны, определяемые по генетической классификации, так и искусственные таксоны внутри высших споровых, голосеменных и покрытосеменных, а также важнейшие экологические группировки растений, их продуцировавших. Выделены три основные группы, отражающие требования растений к влажным и сухим местообитаниям: 1) растения, требующие для своего развития влажных и избыточно-влажных условий, — гигромезофильная группа, 2) растения засушливых условий обитания — ксерофильная группа и 3) растения, способные существовать как во влажных, так и в сухих условиях местообитания, — эврифильная группа. Помимо этого в пределах каждой из указанных групп растения дифференцируются в зависимости от их требований к теплу, т. е. принадлежности к тому или иному климатическому поясу: к тропическому и субтропическому, субтропическому и тепло-умеренному и умеренному. Необходимость попарного объединения смежных поясов определяется тем, что растения, принадлежащие, например, к самому жаркому — тропическому поясу могут обитать и в смежном с ним субтропическом и т. д.

В качестве примера на рис. 1 приведено несколько спорово-пыльцевых комплексов из мезозойских и палеогеновых отложений Западной Сибири, их состав и экологическая структура. При составлении палеоклиматических схем (см. рис. 6—10) авторами учтено всего около 1000 изученных спорово-пыльцевых комплексов, изображенных по их местонахождениям в виде циркуграмм. На подобных палеофлористических картах наглядно видны закономерные изменения состава и структур спорово-пыльцевых комплексов во времени и пространстве. Особенно четко проявляется климатическая зональность — уменьшение с юга на север теплолюбивых компонентов в составе споровых, голосеменных и цветковых растений и возрастание в том же направлении влаголюбивых представителей.

Для сравнения экологической характеристики спорово-пыльцевых комплексов были использованы коэффициенты гигрофильности (K_g) и термофильности (K_t), которые рассматривались как мера влаголюбивости и теплолюбивости древних фитоценозов и соответствующих параметров палеоклиматов*. Посредством построения графиков изменений этих коэффициентов по нескольким произвольно выбранным азимутам для каждого геохронологического уровня выделялись *фитохории* (а следовательно, и климатохории — пояса, зоны, подзоны и пр.) как площади с *однотипной экологической структурой* спорово-пыльцевых спектров; объективно и точно устанавливались границы между ними. По средним их значениям оценивалась степень различия палеоклиматов каждой из выделенных климатохорий, шаг изменений термичности и влажности палеоклимата при переходе из данной зоны в смежную; сравнивались адекватные зоны разных геохронологических уровней; рассчитывались соответствующие параметры зональных климатов на основе сравнения с уже установленными.

Тип палеоклимата для каждой из выделенных климатохорий и его основные характеристики оценивались, как уже указывалось, на осно-

* K_g — отношение процентного содержания гигромезофитных растений к прочим; K_t — отношение процентного содержания тропическо-субтропических растений к прочим.

ве синтеза и взаимного контроля геологических (формации, породы-индикаторы, организмы-индикаторы, палеотемпературные определения и пр.) и палеоботанических данных. После определения основных параметров зональных палеоклиматов по палеоботаническим данным авторы, опираясь на построенные указанным выше образом палеофлористические карты, переходили к реконструкциям растительного покрова каждой из установленных фитохорий (зон). Это достигалось путем типологического анализа (с учетом палеогеографических условий) спорово-пыльцевых комплексов и воссоздания возможных основных типов фитоценологических группировок древних растений. Достоверность таких реконструкций обеспечивается достаточно полными сведениями о составе ископаемых флор и представлениями о жизненных формах и экологических требованиях (а для некоторых, доживших до наших дней представителей растительного царства, и условиями их произрастания) большинства форм древних растений, основанными на мировом опыте геологических и палеоботанических исследований. Подобным образом и ранее уже предпринимались попытки воссоздания растительного покрова геологического прошлого, в том числе для отдельных районов Сибири [57, 71, 87 и др.]. Для севера Сибири подобные реконструкции выполнялись во ВНИГРИ под руководством С. Р. Самойлович [74, 101], результаты которых использованы в данной работе. Следует еще отметить, что в настоящей монографии, как и в книге А. В. Гольберта с соавторами [87], при установлении типа растительной формации авторы определяющим фактором принимали тип геологической формации и процессов химического выветривания, поскольку состав, и особенно облик осадочных и элювиальных образований, контролируются, в конечном счете, климатом и растительностью.

Следующий этап, весьма важный в проведенных исследованиях, предусматривает сравнительный анализ реконструированных растительных сообществ с рецентными с целью выявления наиболее близких аналогов по содержанию соответствующих экологических группировок (но отнюдь не систематического состава!). Это открывает возможность, опираясь на данные фитогеографии и климатологии, перейти к оценке основных показателей климата — температуры, влажности и режима последней. Полученные выводы подкреплялись данными о породах-индикаторах, сведениями о находках представителей древних фаун, а также палеотемпературными определениями. При совмещении обеих категорий карт получаемые данные взаимно дополняют и контролируют друг друга. Так, данные о положении палеоклиматических зон, полученные при сопоставлении карт геологических формаций, существенно уточняются материалами о проведении границ между зонами на основании интерпретации палеофлористических карт. С другой стороны, анализ географического размещения типов геологических формаций позволяет однозначно определять типы климатов: гумидный — аридный, холодный — жаркий. Однако они не дают достаточной информации о среднегодовых температурах, количестве осадков в году и режиме температуры и влажности. Как показывает опыт настоящего и предыдущих исследований, в пределах площади распространения одной формации по фитохориям могут быть выделены более мелкие природные зоны, которым отвечают части формаций (субформации, группы фаций).

Оценивая достоверность результатов исследования, необходимо отметить две особенности принятой методики палеоклиматических реконструкций. Одна из них состоит в достоверности выделения флористических, а по ним и климатических зон и точности установления их границ. Природа методики такова, что этот вопрос, чрезвычайно важный при палеоклиматических реконструкциях, решается точно и аргу-

ментированно, поскольку фитохории выделяются как территории с однотипными по своей экологической структуре спорово-пыльцевыми комплексами. При этом не имеет принципиального значения, какая классификация ископаемых спор и пыльцевых зерен принимается исследователем. Результат будет тот же в смысле однотипности разделения территории на зоны. Другое дело, характеристики древних климатов, воссоздаваемые по экологии ископаемых фитоценозов. В этом случае необходимо применение генетической классификации палино-комплексов. А это влечет за собой определенные ошибки и известный субъективизм в оценках, так как здесь мы исходим только из представлений об условиях произрастания вымерших таксонов. Степень достоверности выводов оказывается поэтому на уровне обычных палеогеографических реконструкций. Однако при комплексном подходе к решению проблемы возможные ошибки корректируются литолого-геохимическими данными, палеотемпературными определениями и другими геологическими материалами.

Анализ карт подтверждает взгляды наших предшественников о существовании климатической зональности на территории Сибири в исследованные отрезки геологического времени. При оценке основных показателей палеоклиматов особое внимание уделялось сравнению зон между собой как для одного временного уровня, так и адекватных зон в смежных уровнях. Это позволило более четко установить отличие климатических условий для каждой из зон, а также изменение климата во времени и перемещение климатических зон в пространстве. Весьма важно при палеоклиматических реконструкциях иметь наиболее строгие реперы для крайних северной и южной климатических зон: палеотемпературные измерения, распространение некоторых пород-индикаторов (бокситы и латеритные коры выветривания, скопления глауконита и осадочных железных руд и некоторые другие), а также палеонтологические остатки (кости скелетов динозавров, скопления кокколитов, кораллы и др.). Параметры климатов промежуточных зон могли определяться путем сравнения таковых крайних зон по принципу холоднее — теплее и суше — влажнее в пределах, заданных полученными реперами. Объективной мерой этих показателей являются коэффициенты термофильности и гигрофильности древних фитоценозов.

Палеоклиматы обширной области Средней и Восточной Сибири (Сибирская платформа, Прибайкалье и Забайкалье) из-за полного отсутствия или крайне скудной и фрагментарной геологической и палеоботанической информации не могли быть реконструированы непосредственно по материалам, относящимся к этим территориям. Единственным возможным путем оставалась интерполяция данных, полученных для смежных районов. Эта операция облегчалась благодаря сохранению постоянного направления границ климатических зон исследованных стратиграфических уровней относительно современной градусной сетки; они ориентированы с запада-северо-запада на восток-юго-восток, выполаживаясь в стратиграфической последовательности. Последнее обстоятельство объясняется постепенным приближением географического полюса Земли к его современному положению. Границы зон в общем линейны и приблизительно параллельны друг другу, как это имеет место на планете и в настоящее время. Все это снижает возможность грубых ошибок при интерполяции палеоклиматических зон для территорий, на которых отсутствуют отложения мезозоя и палеогена. Такая интерполяция становится еще более достоверной при наличии на этих территориях небольших по площади участков распространения изучаемых осадочных пород (например, грабен Восточного Забайкалья, депрессии Приамурья, отдельные впадины на Среднесибирском плоскогорье), которые служат дополнительными источниками информации при палеоклиматических реконструкциях.

Авторы сочли правильным и целесообразным прибегнуть и к дополнительным палеоклиматическим построениям, основанным на данных палеогеографии. Так, в пределах климатических зон в Центральной и Восточной Сибири были выделены площади, наиболее удаленные от берегов океанов и крупных эпиконтинентальных морей. Там, в центральных районах обширных массивов суши предполагаются климатические условия с более выраженными признаками континентальности. Однако это не исключает возможности существования на отдельных участках интразональных климатических проявлений, обусловленных характером рельефа и направлением господствующих ветров.

Располагая сведениями о палеоклиматах, их дифференциации и размещении климатических зон в пределах Сибири, для заданных геохронологических уровней на палеоклиматических картах могут быть выделены и обозначены особым условным знаком те зоны и площади, которые по своим климатическим показателям были в той или иной мере благоприятны для процессов латеритного выветривания и образования бокситов. В настоящей монографии признан тип климата, близкий к современному тропическому переменнo-влажному (ландшафтная зона парковых саванн и их географических эквивалентов). Среднегодовая температура таких зон должна быть не менее $+20^{\circ}\text{C}$, количество годовых осадков 1000 мм и более при наличии сухого сезона в полтора-четыре месяца. Зоны с таким типом палеоклимата рекомендованы в качестве перспективных для постановки дальнейших тематических исследований на бокситы.

На палеоклиматических схемах (см. рис. 5—10) отражена также попытка осуществить реконструкции интразональных климатов на основании анализа взаимодействия палеогеографических обстановок и общих закономерностей формирования и циркуляции воздушных масс. Для этого на схемах изображены: 1) палеогеографические обстановки (распределение суши и моря), 2) палеорельеф суши, 3) направления и характер морских течений, 4) границы палеоклиматических поясов, зон и крупнейших фитохорий, 5) палеошироты (по палеомагнитным данным). Соответствующие сведения получены в результате настоящего исследования, а также заимствованы из следующих основных источников: «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР» [7], серии монографий по истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока [50, 51, 52, 53] и из упоминавшейся уже монографии «Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене». Располагая этими исходными данными, оказалось возможным реконструировать для рассматриваемых отрезков геологического времени положение пояса субтропических барических максимумов, поясов господствующих ветров, а следовательно, и интразональные палеоклиматы.

Основные предпосылки реконструкций интразональных климатических проявлений геологического прошлого сводятся к следующему.

Еще А. Гумбольдт указывал, что «климат — это специфическое свойство атмосферы, возникшее, однако, только в результате взаимодействия атмосферы, суши и моря» [40, стр. 211]. Современные климатологи под климатом понимают закономерную последовательность метеорологических процессов, определяемую комплексом географических условий и выражающуюся в многолетнем режиме погоды, наблюдающемся в данной местности [2]. Из определения следует, что реконструкция палеоклиматов тех или иных участков земной поверхности, т. е. интразональных климатических проявлений, возможна только на основе выяснения взаимодействия целого ряда факторов географической среды, важнейшими из которых являются: состояние атмосферы (температура, влажность воздушных масс и основные направления их

перемещений), характер рельефа суши с ее растительным покровом и другими проявлениями географической обстановки, а также взаимоотношение суши и моря и состояние морских водных масс.

Воссоздание географических обстановок на суше и в море для геологического прошлого является предметом палеогеографических исследований. Геологам хорошо известны методы этих построений, а также степень достоверности палеогеографических реконструкций. Реконструкции же состояния атмосферы в геологическом прошлом в палеогеографических, в том числе и палеоклиматических, исследованиях, как правило, не применяются, а методика их еще не разработана. Можно указать лишь на попытки определять господствующие направления ветров по ориентировке скульптуры волновой ряби, дюн и т. п. Морские бассейны обычно априорно и нередко ошибочно рассматриваются как факторы, смягчающие климат побережий, характер морских течений при этом не учитывается вовсе. Как правило, «не участвует» в палеоклиматических построениях и палеорельеф суши. Это и понятно: не располагая сведениями о направлении господствующих ветров, геолог не может достоверно определить влияние большинства факторов географической среды на формирование погодных условий той или иной местности.

Естественно, возникает вопрос, а возможны ли вообще достоверные определения господствующих ветров для достаточно отдаленного геологического прошлого? На это следует ответить утвердительно. Во многих случаях при наличии определенных предпосылок такие реконструкции возможны, причем опираются они на учение о воздушных массах и общие закономерности их формирования и циркуляции в атмосфере нынешнего состояния планеты [2, 3, 59 и др.]. Правомочность актуалистического принципа в этом случае определяется наличием и сохранением следующих основных предпосылок: 1) климат в рассматриваемый отрезок геологического времени должен оставаться солярным, т. е. определяться солнечной инсоляцией, 2) величина солнечной радиации должна быть примерно такой же, как и в наши дни, 3) фигура Земли не должна претерпевать существенных изменений, 4) направление вращения Земли сохраняется то же, что и в настоящее время, 5) географическая оболочка Земли должна быть того же качества, что и ныне, т. е. только в том смысле, что и в геологическом прошлом на Земле имелись атмосфера и гидросфера, суша и море, горы и равнины, леса и пустыни и т. п. Из пяти этих предпосылок только вторая требует некоторых пояснений (остальные могут быть приняты безоговорочно).

Современные астрономы утверждают, что наша звезда — Солнце пребывает в состоянии желтого карлика уже по крайней мере 5 млрд. лет. При этом интенсивность ее излучения отличается известной постоянностью. Л. И. Сверлова [102] и С. Ланг [129], ссылаясь на вычисления ряда зарубежных исследователей, указывают, что долгопериодические колебания солнечной постоянной, а именно они представляют для нас наибольший интерес, не могли превышать 10% (скорее они были не более 2%), что могло вызвать повышение или понижение температуры Земли на 6°С. Непосредственные же измерения дают еще меньшую величину — 0,3% (с 1925 по 1950 г.). В том и другом случае можно, следовательно, констатировать сохранение условий и этой предпосылки. Итак, по крайней мере, в фанерозое на Земле существовали более холодные околополюсные области и жаркая экваториальная, т. е. всегда имела место климатическая зональность. Положение зон относительно современной градусной сетки, их ширина и контрастность климатов высоких и низких широт могли быть и, как установлено, были различными в зависимости от расположения полюсов и угла наклона эклиптики, но климатическая зональность, как таковая,

существовала всегда [9, 10, 91 и др.]. При этом поражает удивительное сходство географических условий современных тропиков и их древних аналогов, что находит свое отражение в консервативности палеотропического царства, где и ныне обитают самые древние представители растительного мира Земли. По-видимому, климатические условия палеотропиков были такими же, как в современных тропиках. Умеренный пояс как и теперь, был более прохладным, а климаты высоких широт в той или иной мере холодными.

По данным П. П. Предтеченского [91], в рассматриваемый промежуток геологического времени, с раннего мела по палеоцен включительно, на Земле существовал II тип климатической зональности, когда наиболее широкая экваториально-тропическая зона простиралась примерно до $35-40^\circ$ с. ш.; севернее располагались более широкая, чем ныне, субтропическая (зона притропических барических максимумов) и теплая полярная зоны. С эоцена сложился III тип климатической зональности: сузилась тропическая зона, сместилась к югу субтропическая, возникла сравнительно узкая умеренная и несколько расширилась полярная зоны [91]. Эта схема, несмотря на некоторые ошибки (например, отсутствие во II типе климатической зональности умеренной зоны), очень правильно отражает эволюцию климатической зональности и изменения типов климата в мезозое и палеогене. Она, кстати, очень хорошо согласуется с выводами о палеоклиматах Сибири, полученными в результате настоящего исследования. Схема П. П. Предтеченского интересна еще и тем, что основана не только на геологических данных, но и на общих закономерностях циркуляции атмосферы и признает существование пояса притропических барических максимумов как постоянный фактор состояния атмосферы и в геологическом прошлом. При воссоздании интразональных палеоклиматов Сибири, помимо пяти указанных выше предпосылок, также признавалось существование пояса субтропических барических максимумов — закономерного следствия климатической зональности Земли.

Таким образом, определение направления господствующих ветров сводилось к определению положения северной границы субтропического пояса на исследуемой и смежных территориях, а следовательно, и пояса барических максимумов (летом он располагается у северной границы субтропиков, зимой смещается к их середине). Как известно, в северном полушарии от пояса субтропических барических максимумов происходит отток теплых воздушных масс к северу. Вследствие вращения Земли воздушный поток отклоняется к востоку — возникает пояс ветров юго-западного переноса. Ширина этого пояса составляет сейчас около $10-12^\circ$. При II типе климатической зональности он должен быть шире ($15-20^\circ$). Севернее (примерно между 50 и 65° с. ш.) располагается сейчас и существовал в геологическом прошлом пояс ветров западного переноса, а еще севернее, у Полярного круга, — пояс господства восточных ветров. С соответствующими поправками на большую ширину палеоклиматических зон и на изменения положения географических полюсов на палеоклиматических схемах Сибири (см. рис. 5—10) показаны: положение северной границы пояса субтропических барических максимумов, а также обозначены пояса ветров юго-западного, западного и восточного переноса. Для Восточного Забайкалья показана предполагаемая зона влияния восточных муссонов. На палеоклиматических схемах изображены также палеогеографические обстановки — расположение суши и морских бассейнов. Для морей показаны теплые и холодные течения. На суше — палеорельеф в градациях, указанных в легенде (см. рис. 5). Для расчета перемещений палеоширот на схемах нанесены также палеошироты, вычисленные по палеомагнитным данным [7], и границы климатических зон, установленные настоящим исследованием. В виде циркуграмм для каждой

климатохории показан зональный тип флоры и растительности, иллюстрирующий изменения в их составе при переходе из одной климатической зоны в другую.

Суть исследования сводилась теперь к интеграции всех этих факторов географической среды и нанесению выводов на карты. При этом учитывалась палеогеографическая обстановка не только Сибири и смежных территорий, но и всего северного полушария по картам Атласа литолого-палеогеографических карт СССР [7], палеогеографическим картам В. М. Силицына [104], супругов Термье [132], палеозоогеографическим схемам В. Н. Сакса и др. [85]. Основополагающими материалами при оценке интразональных климатических проявлений послужили определения зональных палеоклиматов, полученные настоящим исследованием.

При анализе свойств воздушных масс принималось, что в северной Атлантике и атлантическом секторе Арктики океан был относительно теплопроводным (южнобореальные водные массы в современном понимании). Восточный сектор Арктики был более холодным (бореальные и северобореальные воды). Юг Русской равнины, Прикаспий и Закаспий были затоплены субтропическими морями, Южный Крым, Кавказ, Тянь-Шань, Памир — тропическим морем Тетиса. Юг Западной и Восточной Европы также был затоплен тропическим бассейном. В Средней Азии и Южном Казахстане пульсирующе развивался аридный пояс, в Центральной и Восточной Азии — устойчивый аридный пояс в глубине континента. В Центральной Азии располагался, видимо, азиатский барический минимум; западная часть Тихого океана у берегов Восточной Азии — область зарождения субтропических муссонов. Северный полюс с течением времени перемещался в восточном секторе Арктического бассейна с юга на север. В пределах Сибири установлен сдвиг палеоширот (и климатических зон) на север примерно на 15° по сравнению с современной градусной сеткой. В апт — альбе северная граница субтропического пояса была сдвинута на север приблизительно на $20-25^\circ$.

В апт — альбе и сеномане Западно-Сибирское море было теплопроводным с температурой вод, близкой к морям современных субтропиков. В туронском веке северо-западная его часть стала более холодноводной под влиянием холодного морского течения из восточного сектора Арктического бассейна. В раннем сеноне происходит вторжение холодных арктических вод, Западно-Сибирское море становится относительно холодноводным; в позднем сеноне — вторжение через Тургайский пролив субтропических морских вод, холодные воды локализуются в северо-западной части Западно-Сибирского моря. Примерно та же ситуация сохранилась и в палеоцене. Эоцен ознаменовался новым вторжением холодных арктических вод и возникновением относительно холодноводного моря в Западной Сибири. Изменения режима вод Западно-Сибирского эпиконтинентального морского бассейна очень сильно сказались на палеоклиматах Сибири: теплопроводные бассейны обусловили значительное смягчение и увлажнение климата Западной и Средней Сибири (апт — турон, палеоцен), холодноводные — способствовали аридизации климата (ранний сенон, эоцен). Это происходило потому, что водяной пар над теплыми течениями, приходя из мест более теплых в более холодные, охлаждался и конденсировался. Холодные течения, напротив, идут из холодных в теплые области и приносимый с ними водяной пар не конденсируется (так как нагреваясь он удаляется от насыщения). Это обычное явление — на берегах материков, омываемых холодными течениями, осадков чрезвычайно мало (Калифорния, Атакама). Отметим, наконец, что климаты Сибири с аптского века до эоцена включительно, в соответствии с классификацией Б. П. Алисова и др. [2], должны рассматриваться как палеоумеренные

западных побережий материков (для Западной и Средней Сибири) и палеоумеренные континентальные для Восточной Сибири, для Казахстана — как палеосубтропические западных побережий. С. В. Калесник [59] называет их «субтропическими восточной периферии динамических антициклонов». Представления многих исследователей [62, 65, 90 и др.], определяющих меловые и палеогеновые климаты Южной Сибири и Казахстана как муссонные, являются, по-видимому, ошибочными. Роль палеорельефа в формировании интразональных климатов общеизвестна и не требует дополнительных пояснений.

Завершая рассмотрение методической стороны проблемы, необходимо подчеркнуть, что детальность и достоверность воссоздания интразональных климатических проявлений всецело определяется достоверностью и детальностью палеогеографических реконструкций. Особенно здесь важна роль палеогеоморфологических реконструкций, а это как раз и является слабым местом в палеогеографических исследованиях. Отсюда следует, что изображенные на палеоклиматических схемах (см. рис. 5—10) интразональные климатические обстановки достоверны в той мере, в какой достоверна их палеогеографическая (особенно палеогеоморфологическая) основа.

На основании рассмотренной выше методики на палеоклиматических схемах (см. рис. 5—10) удалось изобразить следующие интразональные палеоклиматические проявления: 1) области повышенного увлажнения (по сравнению с соответствующей характеристикой зонального климата), 2) переувлажненные участки на наветренных склонах гор и возвышенностей, 3) внутриматериковые области с более континентальным климатом, 4) участки с сухим климатом заветренных склонов и межгорных впадин.

РАННЕМЕЛОВАЯ ЭПОХА

Аптский и альбский века

Климатическая интерпретация геологических формаций. Аптские и альбские отложения распространены повсеместно в крупнейших мезозойских впадинах Сибири: на Западно-Сибирской плите, в Енисейско-Хатангском, Лено-Анабарском и Приверхоянском прогибах, в Виллюйской синеклизе. Мощность отложений достигает нескольких сотен метров. В складчатых системах и областях устойчивых поднятий (юго-запад Сибирской платформы, Енисейский кряж, восточный склон Северного, Среднего и Южного Урала, Присалаирье и Колывань-Томская складчатая область) они встречаются лишь кое-где в виде небольших по площади пятен в депрессиях рельефа. Мощность отложений там невелика (первые десятки метров). Отложения представлены преимущественно континентальными терригенными сероцветными образованиями. Морские и солоноватоводные осадки развиты на северо-западе Западной Сибири. Они тоже терригенные и сероцветные. Континентальные отложения почти всегда угленосны, но в Западной Сибири это обычно маломощные и редкие прослои и линзы высокозольных углей, а на севере Средней и особенно в Восточной Сибири они включают мощные и многочисленные пласты бурых углей. Апт-альбские образования Сибири содержат и пестроцветные бокситоносные отложения. Они распространены по южным, юго-западным и юго-восточным окраинам Западно-Сибирской плиты и в смежных с ней структурах обрамления. Бокситоносные отложения и коры выветривания апт-альбского возраста установлены также на юго-западе Сибирской платформы. По разному обломков бокситов можно, однако, судить о существовании в прошлом латеритных кор выветривания и бокситовых образований на более обширных площадях Сибири, в том числе на западе Сибирской платформы, вплоть до бассейна р. Нижней Тунгуски и верховьев р. Котуй на севере [14, 60]. На севере Западной, Средней и Восточной Сибири пестроцветные и бокситоносные отложения отсутствуют. Самым северным местонахождением бокситовых пород в коренном залегании или в виде обломков являются: на западе — Серовское месторождение бобовых высокоглиноземистых железных руд (г. Серов на восточном склоне Северного Урала), на северо-востоке Западной Сибири — бассейн р. Турухан (переотложенный дисперсный бокситовый материал в альб-сеноманских прибрежно-морских отложениях) и в верховьях р. Соленой (приток р. Малой Хеты на левобережье Нижнего Енисея) — обломки бобовых бокситов в континентальных песках сымской свиты (дат — палеоцен), на севере Средней Сибири — в Юго-Западном Прианабарье — гальки бобовых гиббситовых бокситов в современном аллювии. В последние годы появились сведения о находках редких бобовинок бокситов в меловых отложениях приполярной части Западной Сибири, в бассейнах рек Надыма, Пура и Таза.

В Западной Сибири апт-альбские отложения слагают полностью или входят в состав следующих геологических формаций: терригенно-мезомиктовая (преимущественно морская), терригенно-мезомиктовая

слабоугленосная и терригенно-олигомиктовая пестроцветная бокситоносная. Формации выделены и описаны А. В. Гольбертом [87], поэтому ограничимся их общей характеристикой.

Терригенно-мезомиктовая и терригенно-мезомиктовая слабоугленосная формации представлены терригенными сероцветными породами: алевролитами, глинами, песками и песчаниками. Нередко встречаются прослои известняков и мергелей, а также известковистых песчаников и алевролитов, линзы сидерита, прослои сидеритизированных глин. По окраинам Западно-Сибирской равнины развиты прослои и линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Окраска пород серая, зеленовато-серая, иногда почти черная. Пески полимиктовые и олигомиктовые, нередко обогащены каолинитом. Для всех пород терригенно-мезомиктовой слабоугленосной формации характерны скопления обугленного растительного детрита, маломощные прослои бурого угля, а в верхней части ее часто встречаются кусочки янтаря. В бассейне р. Турухан в верхней части этой формации (альб — сеноман) среди алевролитов и песчаников содержатся прослои и линзы грубозернистых песчаников с галькой сибирских траппов и многочисленными переотложенными бобовинами железистых континентальных бокситов. На юге, в приказахстанской части Западной Сибири среди сероцветных терригенных пород леньковской свиты содержатся прослои также переотложенных пестроцветных бокситоносных глин.

Терригенно-олигомиктовая пестроцветная бокситоносная формация представлена главным образом пестроокрашенными жирными каолинит-галлуазитовыми глинами, пачками кварцевых и полевошпато-кварцевых песков, скоплениями дресвы выветрелых кристаллических пород и, наконец, бокситовыми глинами и железистыми бобовыми гиббситовыми бокситами (см. рис. 2). На западной окраине Сибирской платформы формация, видимо, почти полностью размыта. Но о широком ее там распространении в прошлом свидетельствуют находки бокситовой гальки в меловых и четвертичных отложениях в приенисейской части низменности, вплоть до Полярного круга на севере. Особенно распространены многочисленные продукты переотложения бокситоносной формации в альб-сеноманских прибрежно-морских отложениях бассейна р. Турухан (терригенно-мезомиктовая слабоугленосная формация).

В Енисейско-Хатангском, Лено-Анабарском и Приверхоянском прогибах и в Вилюйской синеклизе почти повсеместно распространена терригенно-мезомиктовая угленосная формация, являющаяся высокоугленосным аналогом терригенно-мезомиктовой слабоугленосной формации Западной Сибири. Формация представлена свитами: санга-салинской, росохинской, огневской (Хатангская впадина), бахской, огонерюяхской, ленской (серия) (Лено-Анабарский прогиб); джорджанской, менкгеринской, бахской, огонерюяхской, лужумайской, босхинской (Приверхоянский прогиб), эксеняхской и хатырыкской (Приверхоянский прогиб и Вилюйская синеклиза). Все это терригенные сероцветные образования с многочисленными пластами углей нередко большой мощности: песчаники, пески с прослоями алевролитов и аргиллитов. Хатырыкская свита представлена рыхлыми белыми каолинизированными песчаниками. Иногда породы ритмично чередуются. В верху свиты — прослои гравелитов. Очень много пластов угля мощностью до 5,5 м, иногда в породах встречаются кусочки янтаря. Эксеняхская свита сложена желтовато-серыми аркозовыми песчаниками с прослоями темно-серых алевролитов и аргиллитов. Породы обогащены растительным материалом, встречаются прослои углей небольшой мощности. Босхинская свита — аркозовые слабожелезные песчаники желто-бурой окраски с прослоями мелкогалечных поли-

миктовых конгломератов; много растительных остатков, прослой углей [33, 67, 108]. В Суханской впадине распространены светло- и желто-серые глинистые кварцевые пески с гравием и галькой кремнистых пород кварцевых песчаников, а также изверженных и метаморфических пород; встречаются прослой и линзы лигнитоподобных углей [33]. В Хатангской впадине формация сложена серыми уплотненными песками с пачками глин и алевролитов, а также с прослоями углей мощностью до 4,5 м; в Лено-Анабарском прогибе — аркозовыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, алевролитами, известковистыми песчано-алевритовыми породами с прослоями углей, местами линзы и прослой конгломератов [33, 46].

В Попигайской котловине с апта до эоцена формировалась вулканогенно-осадочная угленосная формация мощностью 300 м. Формация сложена аллювиальными песками и глинами с пластами бурых углей, чередующимися с пачками агломератовых туфов, туфов и вулканических песков. Формация венчается горизонтом лав и туфов мощностью 60 м [33].

Анализируя геологические формации, особенности их состава и размещение, приходим к выводу, что на севере и юге Сибири они представлены различными формационными типами отложений. На севере Средней и Восточной Сибири это — высокоугленосная сероцветная терригенно-мезомиктовая формация (локально распространена также угленосная вулканогенно-осадочная формация), прослой пестроцветных пород и признаки бокситоносности здесь отсутствуют полностью. В Западной Сибири, южнее современного Полярного круга, распространена сходная с ней по типу парагенеза, но слабоугленосная терригенно-мезомиктовая формация. Несмотря на значительную ее мощность (около 500 м), она не содержит пластов углей рабочей мощности. Угли в ней высокозольные и залегают в виде маломощных (доли метра, чаще всего несколько сантиметров) пропластков и линз. Общая угленасыщенность апт-альбских отложений значительно уступает таковой в разновозрастных отложениях севера Средней и Восточной Сибири. Условия для угленакопления в Западной Сибири были, следовательно, неблагоприятными и именно по климатическим предпосылкам. Ряд других особенностей состава терригенно-мезомиктовой слабоугленосной формации Западной Сибири указывает на образование ее в условиях более теплого и, видимо, несколько более сухого климата, чем тот, при котором накапливались высокоугленосные формации северных районов Сибири. Среди них отметим прослой известняков и развитие известковистых цементов в песчаниках и алевролитах, наличие мергелей и известковистых глин, преобладание среди глинистых минералов каолинита. На более теплый и сухой климат южных окраин Западно-Сибирской плиты и смежных с ней районов обрамления совершенно определенно указывает и наличие терригенно-олигомиктовой пестроцветной бокситоносной формации. Особенно широко она распространена на юго-западе Западной Сибири: в Среднем и Южном Зауралье и Тургае, а также в Центральном и Северном Казахстане. Здесь апт-альбские отложения, как правило, полностью представлены пестроцветными образованиями, нередко с бокситами. В более северных районах роль пестроцветных пород постепенно убывает, что связано, видимо, с ухудшением климатических условий. Ряд признаков указывает на широкое распространение латеритных кор выветривания и бокситов также на западе и юго-западе Сибирской платформы и на севере Алтае-Саянской складчатой области.

Сам факт образования бокситоносной формации в ряде южных районов Сибири позволяет достаточно уверенно говорить, что в апт-альбское время здесь существовал очень теплый, а на крайнем юге,

возможно, даже жаркий гумидный переменнo-влажный климат, близкий по температурному режиму и влажности к современным тропикам. Среднегодовая температура была не ниже 20° С, а количество атмосферных осадков превышало 1000 мм в год. Имел место сухой сезон продолжительностью не менее 1,5—2 месяцев.

Таковы, как полагают геологи, необходимые климатические условия для развития латеритного процесса и бокситообразования. Видимо, такие, близкие к экстремальным для бокситообразования, климатические условия господствовали в апт-альбское время в южных районах Сибири. На крайнем юго-западе Сибири климатические условия были, видимо, несколько более благоприятными в связи с более высокими температурами и более длительными сухими сезонами. Действительно, широкое развитие в Западной Сибири терригенно-мезомиктовой слабоугленосной формации полностью исключает возможность существования в апт-альбе тропического климата. Такой тип формаций, как справедливо указывают Н. М. Страхов [114] и В. М. Синицын [105], был характерен для субтропического пояса в геологическом прошлом.

Таким образом, палеоклимат Западной Сибири (кроме приполярных ее районов) в рассматриваемый отрезок геологического прошлого, как это следует из палеоклиматической интерпретации геологических формаций, был не палеотропическим, а палеосубтропическим гумидным переменнo-влажным. Среднегодовые температуры были не ниже 20° С, но и не выше 24—25° С. Количество атмосферных осадков не менее 1000 мм в году, имел место сухой сезон продолжительностью не менее 1,5—2, но и не более 4—5 месяцев. В области аккумулятивной равнины Западно-Сибирской плиты, где формировалась терригенно-мезомиктовая слабоугленосная формация, климат, видимо, был более влажным и мягким. В северных районах Сибири, в областях развития высокоугленосных терригенно-мезомиктовой и вулканогенно-осадочной формаций, климат был умеренным, но относительно теплым и очень влажным. Сухой сезон здесь, видимо, отсутствовал или был очень слабо выражен. О сравнительно высоких среднегодовых температурах этого климатического пояса можно судить по его соседству с палеосубтропиками. На юге этого пояса среднегодовая температура была около 20° С не более, на севере — несколько ниже. По находкам остатков *Plesiosaurus latispinus* Owen (о. Уединения в Карском море) устанавливаются минимальные значения зимней (не менее +10° С) и, при условии сравнительно небольшой годовой амплитуды (не более 5—6°), среднегодовой температуры +14—15° С. Следовательно, палеоумеренный апт-альбский климат севера Сибири и прилегающей части арктического бассейна характеризовался среднегодовыми температурами в пределах 14—20° при небольших годовых амплитудах (не более 6°). Количество атмосферных осадков, видимо, значительно превосходило 1000 мм в год. Такие температурные условия при высокой и приблизительно равномерной влажности благоприятствовали угленакпленению.

Данные палеоэнтомологии также указывают на очень теплый (но не тропический) климат южных районов Сибири и более прохладный тепло-умеренный на севере. Так, по устному сообщению В. В. Жерихина (Палеонтологический институт АН СССР), в неокомских отложениях Забайкалья встречена теплолюбивая фауна насекомых с богомолами, палочниками. В апт-альбе же (бойейская свита) А. Н. Олейниковым (ВСЕГЕИ) описаны фауны горных подпрудных озер с «зимними комариками» (Trichoceridae) и поденками, характерными для водоемов с низкоположительными температурами вод. Комплекс насекомых из янтарей долганской и бегичевской свит (альб — сеноман) Таймырской низменности совершенно определенно указывает на тепло-умеренный климат [42].

Флора, растительность и их палеоклиматическая интерпретация. Спорово-пыльцевые комплексы апт — альба выделены и изучены на большей части территории Сибири. Наиболее полно они представлены на Западно-Сибирской равнине, в Вилюйской синеклизе, Приверхоинском прогибе, Усть-Енисейской и Хатангской впадинах, в Среднем Зауралье, Тургае и Северном Казахстане. В центральной части Сибирской платформы отложения и комплексы апт — альба неизвестны. В некоторых районах установлены комплексы апта — нижнего альба (?) и альба [121]. На территории Западно-Сибирской равнины выделяются, но не повсеместно, комплексы апта и альба [71, 74, 92].

На всей территории Сибири флористический состав спорово-пыльцевых комплексов апта и альба очень сходен. Отмечаются только небольшие различия в соотношениях основных компонентов и в видовом составе некоторых родов для комплексов, описанных из различных удаленных друг от друга местонахождений. В комплексах обычно преобладают споры папоротниковидных, мхов, реже пыльца голосеменных. Пыльцевые зерна древнейших покрытосеменных растений фиксируются единично не во всех местонахождениях и чаще приурочены к верхней части отложений апт — альба.

Споры в комплексах очень разнообразны и включают представителей 41 рода: из них 29 определены по генетической системе и относятся к 15 семействам, а 12 являются формальными и не имеют аналогов в современной флоре. Наиболее многочисленны и разнообразны споры семейств *Gleicheniaceae* (*Gleichenia*, *Gleicheniidites*) и *Schizaeaceae* (*Pelletieria*, *Anemia* и *Klukisporites*). Обычны и довольно разнообразны плауны — *Lycopodium* и *Selaginella*, особенно представители последнего рода. Споры, принадлежащие к семействам *Cyatheaceae* (*Cyathea*, *Alsophila*), *Dicksoniaceae* (*Dicksonia*, *Cibotium*) и *Matoniaceae* (*Matonia*), хотя и немногочисленны, но являются обязательными компонентами комплекса, а *Coniopteris* (*Dicksoniaceae*) может встречаться в значительном количестве (до 28%). Семейство *Polypodiaceae* представлено главным образом бобовидными спорами с однолучевой щелью разворачивания и изредка родами *Adiantum* и *Leptolepia*. Отмечаются споры *Osmundaceae* (*Osmunda*), но существенной роли они не играют.

В незначительном количестве почти во всех комплексах отмечаются споры *Sphagnum* и *Ophioglossaceae* (*Ophioglossum*). Еще в отложениях готерив — баррема Сибири начинают встречаться формы, напоминающие споры современного печеночного мха (*Riccia*); их относят к формальным родам: *Cingulatisporites*, *Divisisporites* и *Rouseisporites*. В комплексах апт — альба их количество несколько возрастает. К печеночным мхам принадлежат, вероятно, и споры турмы *Hilates* [127], очень своеобразны по своей морфологии споры, выделенные как формальный род *Aequitriradites*. В виде единичных находок они фиксируются еще в комплексах готерив — баррема, а в апт — альбе содержание их может быть весьма значительным (до 30%). Споры, определяемые как *Leiotriletes*, *Lophotriletes*, *Camptotriletes*, *Acanthotriletes*, *Trachytriletes*, по-видимому, принадлежат папоротникообразным растениям, но их родство остается неясным. Особенно обильны в комплексах споры *Leiotriletes* (20%), все остальные встречаются в незначительном количестве. Пыльца голосеменных растений представлена 25 родами, из которых 10 определены по генетической системе и относятся к 8 семействам; 15 родов являются формальными. Растения, продуцировавшие их пыльцу, были широко распространены в юрское и раннемеловое время и не имеют аналогов в современной флоре. Как представителей древней флоры следует отметить также *Cinkgoaceae*, *Cycadaeae* и *Bennettitales*. Более заметное место занимает пыльца *Cinkgoaceae* (1—4%, до 8%), а цикадофиты и беннеттитовые встречаются спорадически в небольшом количестве (обычно от долей процента до

4—5%). В юрских флорах эта группа растений являлась господствующей, а во флоре апт — альба она остается уже только как реликтовая. Древние хвойные представлены пылью *Protoconiferus*, *Pteruchipollenites*, *Protopodocarpus*, *Protopicea*, *Protopinus*, *Pseudopinus*, *Piceites* и *Classopollis*; содержание этой пыли невелико (от 7 до 15%). Для комплексов апт — альба характерно также увеличение количества *Taxodiaceae* с родом *Taxodium*. Эта пыльца фиксируется почти повсеместно. Кое-где отмечается пыльца *Cupressaceae*, главным образом в западных районах Средней Сибири у Енисейского кряжа. Почти во всех местонахождениях встречается пыльца *Podozamitaceae* (*Podozamites*) и спорадически *Araucariaceae* (*Araucaria*).

Покрытосеменные, как уже указывалось, встречаются спорадически и в очень небольшом количестве. Представлены они мелкими пыльцевыми зернами, чаще трехборздыми, редко трехпоровыми. На юге Западно-Сибирской равнины и на Урале содержание пыли *Angiospermae* несколько выше (до 4%), в арктических районах она отмечается только в виде единичных зерен.

Доминантами в споровой части апт-альбских комплексов являются представители семейства: *Gleicheniaceae*: *Gleichenia laeta* Bolch., *G. stellata* Bolch., *G. dicarpoides* Grig., *G. umbonata* Bolch., *G. angulata* Naum., *Gleichenioides echinatus* (Bolch.) Grig., *G. triplex* (Bolch.) Grig., *G. granulatus* Grig. и др. Споры *Gleicheniaceae* могут составлять более 40% от общего количества всех встреченных форм; особенно обильны они в западной и южной частях Западно-Сибирской равнины и на Урале. Второе место принадлежит семейству *Schizaeaceae* (15—20%). Оно представлено главным образом родами: *Anemia* [*A. tricosata* Bolch., *A. macrorhyza* (Mal.) Bolch., *A. exilioides* (Mal.) Bolch., *A. cooksonii* (Balme) Bolch., *A. bifurcata* (Singh.), *A. tripartita* Bolch., *A. trichacantha* (Mal.) Mark., *A. pseudomacrorhyza* Mark., *A. clavata* Mark., *A. bella* Mark., *A. crimensis* Bolch., *A. perforata* Mark., *A. trichacantha* var. *dissecta* Mark. (последние шесть видов характерны именно для комплексов апт-альба)], *Pelletieria* [*P. tersa* (K.-M.) Bolch., *P. minutaestriata* Bolch., *P. imbricata* Mark., *P. perforata* (Bar. et al.) Mark., *P. doregensis* (R. Pot. et Gell.)], *Cicatricosisporites* [*C. australiensis* (Cook.) Pot.], *Lygodium* [*L. japoniciforme* E. Iv., *L. triangulatum* E. Iv., *L. asper* Bolch., *L. granulatum* E. L.] и типичными для отложений апт — альба спорами с многообразной орнаментацией экзины: *Lygodium trioreticulosum* (Cook. et Dett.) Bolch., *L. bellum* E. Iv., *L. splendidum* K.-M., а также впервые появляющимися *L. cavernosum* E. Iv. и *L. rarus* Skurat. Споры *Lygodium*, относящиеся к подроду *Pilosispinulata* E. Iv., фиксируются только в виде единичных находок. Спорадически встречаются споры *Mohria* (*M. cafferites* Mark.) и *Klukisporites*. Из всех перечисленных родов наиболее обильны споры *Pelletieria*.

Среди пыли голосеменных в апт-альбских комплексах преобладает семейство *Pinaceae* с родами *Pinus* [*P.* subgen. *Haploxylon*, *P.* subgen. *Diploxylon*, *P. insignis* Bolch., *P. vulgaris* Bolch., *P. concessa* (Naum.) Bolch., *P. pernobilis* Bolch. и др.] и *Picea* (*P. exilioides* Bolch., *P. mesophytica* Pork., *P. complanatifomis* Bolch.). Под *Cedrus* представлен пылью *C. pachyderma* Zaueг, *C. media* Zaueг, *C. parvisaccata* Zaueг, *C. leptoderma* Zaueг, но содержание ее сравнительно невелико, более обильна пыльца *Cedrus* в западной части рассматриваемой территории. Немногочисленны, но характерны пыльцевые зерна *Podocarpaceae* с родом *Podocarpus* и видами: *P. patula* Bolch., *P. cretacea* (Naum.) Bolch., *P. lunata* Bolch., *P. paula* Bolch., *P. arquata* K.-M. Характерны также пыльцевые зерна, относи-

мые к семействам Taxodiaceae и Cupressaceae, составляющие в некоторых местонахождениях довольно значительный процент.

Спорово-пыльцевые комплексы апт — альба заметно отличаются от более древних комплексов готерив — баррема. В первую очередь следует отметить увеличение количества и разнообразия спор *Gleichenia* и изменение состава спор Schizaeaceae. В готерив — барреме среди последних преобладали споры рода *Lygodium* с характерными видами, в том числе и имеющими ворсинчато-шиповатую скульптуру экзины и относимые к подроду *Pilosispinulata*. В апт — альбе эти последние встречаются спорадически в виде единичных находок. Среди представителей *Anemia* появляются новые характерные виды, а общее содержание спор увеличивается; также становится больше и спор *Pelletieria*. В апт-альбских комплексах постоянно присутствуют споры *Sphagnum* и *Aequitriradites* (последние в значительных количествах). Те и другие начинают появляться с готерив — баррема, но отмечаются редко. Также характерно явное количественное увеличение бобовидных однолучевых спор, принадлежащих семейству Polypodiaceae; начинают постоянно встречаться споры *Ophioglossum*.

Состав пыльцы голосеменных в отложениях апт — альба также заметно «омолаживается». Древние формы, характерные для юрской и неокомской флор, такие, как *Protoconiferus*, *Protopicea*, *Quadraeculina limbata* M a l. и др., остаются как реликты и сменяются представителями семейства Pinaceae и Podocarpaceae, сходными с современными родами. В комплексах готерив — баррема юго-западной части Западно-Сибирской равнины и Енисейского края еще значительно содержание пыльцы *Classopollis*, которая, однако, сохраняется в апт — альбе в заметно уменьшенном количестве. Цикадофиты и гинкго продолжают играть существенную роль в комплексах северо-востока Западно-Сибирской равнины. По сравнению с готерив — барремом становится больше пыльцы Taxodiaceae и Cupressaceae. Наконец, важнейшей отличительной чертой апт — альба является появление древнейших покрытосеменных.

Анализ флористического состава и содержания основных компонентов спорово-пыльцевых комплексов показывает, что в апт-альбское время на всей территории Сибири флора была довольно однообразна и только некоторые и на первый взгляд незаметные изменения в ее составе происходят в направлении с юга на север. Меняются также и соотношения основных компонентов, входящих в комплекс, что говорит о наличии различных растительных ассоциаций. Основными факторами, которые при этом могли влиять на изменение флор в пространстве, являлись температура и влажность климата, а также свойства почв. Эти факторы, выступая в неповторимых сочетаниях в различных регионах, определяли закономерные изменения в растительном покрове. «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» [87, стр. 32].

В соответствии с методикой настоящего исследования, изложенной в специальном разделе и принятой легендой экологической трактовки компонентов ископаемых спорово-пыльцевых комплексов (см. рис. 1), состав таковых на апт-альбской и других палеофлористических картах изображается в виде циркограмм, отражающих структуру комплексов, в зависимости от входящих в них мезофильных, ксерофильных и эврифильных групп растений, а в пределах каждой из них — групп растений, присущих тропическому, субтропическому и умеренному климатическим поясам. В циркограммах, характеризующих апт-альбское время, везде доминирует мезофильная (влаголюбивая) группа расте-

ний, куда входят почти все папоротники, мхи и голосеменные, связанные с влажными условиями местообитаний. Ксерофильные (сухостойкие) элементы (*Classopollis*, *Cupressaceae*) в небольшом количестве появляются только южнее 67° с. ш. на северо-западе и 66° с. ш. на востоке Сибири и становятся более частыми на юге Западной и Средней Сибири (примерно к югу от 55° с. ш.). В направлении с юга на север, как уже отмечалось, происходят и другие закономерные изменения в составе спорово-пыльцевых комплексов, отражающих, как мы полагаем, изменения в растительности. В соответствии с этими изменениями в составе флор и растительности с помощью формальных приемов математической обработки массовых данных в пределах Сибири для аптальбского времени (равно как и для других исследованных геохронологических уровней) удалось выделить районы с однотипной экологической структурой спорово-пыльцевых комплексов (а следовательно, и растительности) и объективно установить границы между ними. Эти территории являются древними фитохориями и могут рассматриваться как палеофлористические и эквивалентные им палеоклиматические зоны.

Для апт — альба можно выделить две палеофлористические зоны: Северосибирскую и Сибирскую; последняя подразделяется на две подзоны: северную и южную (см. рис. 5).

Северосибирская зона в апт — альбе охватывала северную часть Западно-Сибирской равнины, расположенную к северу от 67° с. ш. на северо-западе и 66° с. ш. на востоке. Сюда входили также Приверхоанский прогиб и Вилюйская синеклиза, Хатангская впадина и Лено-Анабарский прогиб, а также, видимо, и северная половина Сибирской платформы. В спорово-пыльцевых комплексах этой зоны изобилуют мезофильные тропические и субтропические папоротники. Это, в первую очередь, представители семейства *Schizaeaceae* (с преобладанием родов *Pelletiera* и *Lygodium* и в меньшей мере *Anemia*); второе место принадлежит семейству *Gleicheniaceae* (*Gleichenia*). Во всех комплексах отмечаются споры *Cibotium* (сем. *Dicksoniaceae*) и *Hausmannia* (сем. *Dipteridaceae*), а также плауны *Lycopodium* и *Selaginella*. Сравнительно много спор папоротника *Coniopteris* (сем. *Dicksoniaceae*), а также *Osmundaceae* (*Osmunda*) и мха *Sphagnum* — типичных представителей умеренных сибирских мезозойских флор. Среди пыльцы голосеменных здесь в довольно значительном количестве присутствуют представители древней мезофитной юрской флоры: *Ginkgoaceae*, *Protopodocarpus*, *Pseudopodocarpus* (*P. prolongata* K.-M.), *Paleopicea* (*P. biangulina* K.-M.), *Pseudopicea* (*P. magnifica* Bolch.), *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch. и др. Все эти растения отнесены к субтропическим и умеренно теплым (см. рис. 1). Из тропическо-субтропических гигромезофильных голосеменных здесь обнаружены: *Podocarpus*, который представлен *P. cretacea* (Naum.) K.-M., *P. arguta* K.-M., *P. proxima* Bolch., *P. unica* Bolch., *P. patula* Bolch., *Cycadaceae* (*Cycas*) и единичные зерна *Bennettitales*. Пыльца покрытосеменных отмечается только в верхах альба в виде единичных зерен и не повсеместно.

Состав спорово-пыльцевых комплексов Северосибирской зоны, по сравнению с таковыми Сибирской, указывает на то, что в первой сохраняется более древняя флора с большим количеством юрских и неогомских хвойных, гинкго, папоротников, таких, как *Coniopteris*, *Osmunda*; отсутствуют или почти отсутствуют формы, указывающие на какую-либо аридизацию климата. Можно предполагать, что мезофитная флора, сформировавшаяся здесь еще в юрское время, сохранилась с небольшими изменениями до апт — альба, так как условия, в которых она существовала, не претерпели существенных изменений. Показатель термофильности флоры Сибирской зоны — $K_t=1,2$, гигрофильнос-

ти — $K_r = 9,6$, что существенно выше соответствующих показателей для сенона и эоцена (табл. 1), но ниже, чем для неокома Западной Сибири [87].

Сибирская зона в апт — альбе занимала почти всю территорию Западно-Сибирской равнины (кроме ее арктической части), восточный склон Урала (кроме Полярного), Тургай, весь Северный Казахстан и, предположительно, всю южную половину Средней и Восточной Сибири. Большая часть зоны принадлежала к северной ее подзоне, южная граница ее проходила примерно по линии Свердловск — Петропавловск — Барнаул, отделяя южную подзону, включающую юго-запад Западной Сибири и Северный Казахстан.

При сравнении экологических группировок, образующих циркуграммы всей Сибирской зоны, видны отличия ее от Северосибирской. В спорово-пыльцевых комплексах *северной подзоны* Сибирской зоны, так же как и в Северосибирской зоне, продолжают доминировать мезофитные папоротники семейств *Schizaeaceae* и *Gleicheniaceae*, но количество последних становится больше. Больше всего спор *Gleichenia* отмечается в комплексах западной и юго-западной частей Западно-Сибирской равнины; в центральной ее части, в районе Обь-Иртышского междуречья, их меньше, но там соответственно увеличивается содержание схизейных, главным образом *Pelletieria*; второе место занимает *Lygodium*, третье — *Anemia*.

На востоке Западной Сибири встречаются комплексы с преобладанием как тех, так и других спор. В тех случаях, где выделяются раздельно комплексы апта и альба, наибольшее содержание спор *Gleicheniaceae* отмечается в альбе. В северной подзоне уменьшается также содержание спор рода *Coniopteris* — мезофильного представителя субтропической и умеренно теплой зон. В содержании других компонентов среди спор комплекса особых изменений нет. В составе голосеменных, по сравнению с комплексами Северосибирской зоны, уменьшается количество гинкговых. Из хвойных гигромезофильной группы пыльца древних типов фиксируется реже и содержание ее ниже, чем в комплексах Северосибирской зоны. В небольшом количестве присутствуют *Podocarpaceae* (*Podocarpus*) и *Picea* из *Pinaceae*. Среди последних изобилует пыльца *Pinus*, а пыльца *Cedrus* отмечается почти повсеместно, но ее немного; роды эти относятся к эврифильной группе. Примечательно более высокое содержание, чем в Северосибирской зоне, представителей ксерофильной группы — *Cupressaceae*, особенно много их в южной и западной частях южной подзоны. Пыльца *Classopollis*, продуцируемая ксерофитными хвойными семейства *Cheirolepidiaceae*, отсутствующая в Северосибирской зоне или встречающаяся там в виде единичных зерен, даже не отраженных на циркуграммах, здесь более многочисленна, что особенно заметно на западе Западно-Сибирской равнины. Интересен состав комплексов из отложений апт — альба юго-западной части Сибирской платформы, в бассейне среднего течения р. Подкаменной Тунгуски. В них Г. А. Кондратьевым обнаружено обилие пыльцы *Cupressaceae*, составляющей в отдельных образцах до 38%; в этом же районе в валанжин-готеривских комплексах им встречено большое количество *Classopollis*: от 12,9 до 52% (до 72% в отдельных анализах). В тех образцах, где пыльцы *Classopollis* меньше, соответственно много *Cupressaceae* (от 8,5 до 39%, единично до 54%). Такой состав комплексов, особенно с обилием пыльцы *Cupressaceae*, совершенно отличен от комплексов из отложений этого возраста на территории Западной Сибири, где в юго-западной и южной ее частях в валанжин — готериве может быть многочисленной только пыльца *Classopollis*. Таким образом, в данном районе явно доминирует ксерофильная группа растений, что заметно отличает этот район от всех окружающих.

Значения индексов температуры (K_t) и влажности (K_r) палеоклиматов Сибири

Апт — альб	Секман — турон	Ранний сенон	Поздний сенон	Палеоцен	Эоцен
III. Северосибирская зона	$K_t=1,2$ $K_r=9,6$ $L=55$	IV. Северосибирская зона $K_t=1,2$ $K_r=2,9$ $L=39$		IV. Северосибирская зона $K_t=0,8$ $K_r=3,2$ $L=43$	IV. Северосибирская зона $K_t=0,9$ $K_r=2,7$ $L=65$
Сибирская зона	II. Северная подзона $K_t=1,7$ $K_r=7,6$ $L=54$	IV. Северная подзона $K_t=1,26$ $K_r=1,4$ $L=50$	III. Северная подзона $K_t=0,9$ $K_r=2,3$ $L=34$	III. Северная подзона $K_t=1,3$ $K_r=2,1$ $L=50$	III. Северная подзона $K_t=0,8$ $K_r=1,0$ $L=50$
		II. Южная подзона $K_t=1,33$ $K_r=1,0$ $L=22$	II. Южная подзона $K_t=1,0$ $K_r=1,8$ $L=28$	II. Южная подзона $K_t=0,9$ $K_r=0,8$ $L=19$	II. Южная подзона $K_t=0,9$ $K_r=0,8$ $L=19$
	Южная подзона $K_t=1,8$ $K_r=4,0$ $L=26$	I. Северная подзона $K_t=1,6$ $K_r=0,9$ $L=24$	I. Северная подзона $K_t=1,4$ $K_r=1,5$ $L=30$	I. Северная подзона $K_t=2,4$ $K_r=1,5$ $L=20$	I. Северная подзона $K_t=1,2$ $K_r=0,6$ $L=19$
Средние значения					
$K_t=1,5$ $K_r=7,7$	$K_t=1,2$ $K_r=4,8$	$K_t=1,3$ $K_r=1,7$	$K_t=1,1$ $K_r=2,3$	$K_t=1,5$ $K_r=2,1$	$K_t=0,8$ $K_r=1,0$

Примечание: L — величина, пропорциональная ширине зоны.

Следовательно, мезофильная флора, характерная для Северосибирской зоны, сохраняется в северной подзоне Сибирской зоны в несколько иных сочетаниях. С одной стороны здесь присутствуют ксерофитные формы — *Cheirolepidiaceae* и *Cupressaceae*, с другой — становится меньше архаичных юрских голосеменных, сменяющихся хвойными современного облика. Показатель термофильности для флоры северной подзоны Сибирской зоны — 1,7, показатель гигрофильности — 7,6, что указывает на более теплый и менее влажный климат северной подзоны Сибирской зоны по сравнению с Северосибирской зоной.

В комплексах южной подзоны Сибирской зоны становится еще более заметным наличие пыльцы растений ксерофильной группы, главным образом *Cupressaceae*, и в небольших количествах пыльцы *Clas-sopollis*. Доминантом по-прежнему остается гигромезофильная группа, представленная спорами папоротников *Gleicheniaceae* и *Schizaeaceae* и в меньшей степени *Polypodiaceae*, *Ophioglossaceae* и др. Из хвойных эврифильной группы отмечаются многочисленные *Pinus*, *Cedrus* и редкие *Picea*; древние формы почти не встречаются. В небольшом количестве, но постоянно встречаются первые покрытосеменные (от 0,5 до 2%). Несколько увеличивается коэффициент термофильности — 1,8 и уменьшается коэффициент гигрофильности — 4,0. Эти показатели, так же как и циркограммы, свидетельствуют о том, что климат рассматриваемой подзоны был более сухим и более теплым по сравнению с северной подзоной этой же зоны.

Следует отметить, что Северосибирская и Сибирская зоны апт — альба по составу флоры были почти идентичны, но несколько отличались по соотношению входящих в них растительных ассоциаций, имеющих различную экологическую приуроченность, связанную с условиями их местообитания. В пределах каждой зоны состав комплексов был достаточно постоянным, а переход из одной зоны в другую происходил постепенно, без резких изменений.

Типологический анализ спорово-пыльцевых комплексов с учетом геологических и палеогеографических данных позволяет предполагать существование в аптском и альбском веках на большей части территории Сибири лесного типа растительной формации. В Северосибирской зоне на денудационных равнинах растительность была представлена влажными папоротниково-хвойными лесами с примесью гинкго. Первый ярус этих лесов составляли многочисленные сосны, ели, представители древних хвойных, реже встречались кедры и пихты. Второй ярус и подлесок образовывали древовидные папоротники — циатейные, диксониевые, особенно часто встречался кониоптерис и папоротники-лианы — лигодиум, реже глейхения. Многочисленные плауны и плаунки вместе с травянистыми папоротниками составляли под пологом леса густой и пышный травяной покров. Здесь росли схизейные (анемия, пеллеттиерия), кочедыжниковые, чистоустовые и др. Некоторые из этих растений поселялись в качестве эпифитов на стволах деревьев и древовидных папоротников. На плато и холмогорьях в этой зоне росли леса преимущественно хвойные — из сосны, кедров и ногоплодниковых с папоротниковым подлеском, в котором было много выходящих лигодиумов, обильных в горных лесах современных тропиков [64]. Напочвенный покров образовывали плауновые и мхи. Леса также были влажными, на что указывает развитие папоротников, плаунов и мхов, многие из которых являлись эпифитами. На Урале в подобных лесах было много кедров и папоротников глейхений, которые местами могли образовывать чистые заросли или заросли с примесью чистоустовых и кочедыжниковых. На аккумулятивных низменностях росли очень влажные хвойно-папоротниковые леса и папоротниковые заросли из кониоптериса и чистоустовых. Местами здесь существовали сфагновые болота, которые

стях палео-Урала и Алтае-Саянской складчатой области преобладали хвойные леса, преимущественно кедрово-ногоплодниковые (на Урале) или сосново-ногоплодниковые с небольшой примесью ксерофитных хейролепидиевых и кипарисовых. В подлеске их были распространены папоротники глейхениевые и схизейные, а также кустарниковые формы древнейших покрытосеменных.

В целом растительность северной подзоны Сибирской зоны менее влажная и более теплолюбивая, по сравнению с лесами Северосибирской зоны, где редколесья с ксерофитными элементами отсутствовали вовсе. Вместо архаичной мезофитной флоры Северосибирской зоны с обилием древних хвойных, папоротника кониоптерис и сравнительно малым количеством глейхениевых здесь были распространены близкие к современным сосновые, многочисленные и разнообразные глейхениевые, ксерофитные кипарисовые и хейролепидиевые. Влажные вечнозеленые леса Сибирской зоны в северной подзоне несколько напоминают современные влажные тропические леса Юго-Восточной Азии, особенно горные леса Малайской области, а также субтропические леса Тасмании и Новой Зеландии. Д. Х. Кэмпбел [64] отмечает, что в Сингапуре в горных лесах имеется множество лиан и эпифитов, очень много папоротников, что свидетельствует о высокой влажности воздуха и большом количестве атмосферных осадков. Многие папоротники являются эпифитами. «Из наземных папоротников особенно обилен род *Gleichenia*, образующий иногда густые скопления проволочкообразных черешков листьев ... Красивые древовидные папоротники росли повсюду» [64, стр. 233]. Но голосеменные здесь немногочисленны. Это — араукарные и ногоплодниковые. Основной древостой составляют покрытосеменные, тогда как в лесах апт-альбской Сибирской зоны это были хвойные. Покрытосеменные даже в западной и южной частях Западной Сибири, где они появились раньше всего [119], никакой существенной роли не играли.

Таким образом, состав флоры и растительных ассоциаций лесов северной подзоны Сибирской зоны указывает на существование их в климатических условиях, близких к современным влажным субтропикам или прохладным горным тропикам. Вместе с тем по довольно существенной роли ксерофитных растений во флоре рассматриваемой зоны можно заключить, что климат того времени был перемененно-влажным с достаточно выраженным летним сухим сезоном. О высокой влажности воздуха, относительно высокой его температуре и большой сумме годовых осадков свидетельствует преобладание теплолюбивых и влаголюбивых растений.

Растительность южной подзоны Сибирской зоны, судя по составу экологических группировок и соотношению количества древесной пыли и спор папоротниковидных, скорее всего была представлена редколесьями и галерейными влажными лесами. Древесные породы в редколесьях, видимо, были представлены кипарисовыми, некоторыми видами сосен, кедрами, подозами, редкими гинкго и, возможно, хейролепидиевыми. В подлеске произрастали тропические папоротники из схизейных и глейхениевых; местами — заросли кустарниковых покрытосеменных. Травяной покров существовал, видимо, только локально на затененных участках. Его образовывали папоротники: кочедыжниковые, чистоустовые, уховниковые и др. Галерейные леса по берегам водоемов были хвойно-папоротниковыми пышными и влажными; они представлены теми же растениями, что и в северной подзоне и, видимо, были аналогичными. На возвышенностях, по-видимому, росли хвойные сухие леса из кедров, сосен, кипарисовых и редких хейролепидиевых с зарослями кустарниковых покрытосеменных.

В целом растительность южной подзоны имеет заметно более ксерофитный облик, чем в северной. Об этом свидетельствует значитель-

ное количество кипарисовых, присутствие редких хейролепидиевых и снижение роли представителей мезофильной флоры. Примечательно и отсутствие здесь сфагновых болот. Тип растительного покрова по своему характеру и структуре экологических группировок несколько напоминает растительность современных тропических лесостепей — парковых саванн, отличаясь от них прежде всего флористическим составом, а также тем, что это был ландшафт не тропического пояса, а скорее всего субтропического. Это определяется присутствием в растительности данной зоны довольно многочисленных представителей умеренной флоры (кедры, некоторые сосны, ели, подозамиты). Кроме того, отличительной особенностью являлось отсутствие в них сплошного и пышного травяного покрова, типичного для современных парковых саванн.

Палеоботанические данные совершенно определенно указывают, что климат южной подзоны Сибирской зоны был несколько теплее, но заметно суше, чем в северной подзоне. Он характеризовался более длительным летним сухим сезоном и меньшим количеством атмосферных осадков в году. По термическому режиму он, по-видимому, был близок к климату современных влажных и жарких субтропиков.

Полученные геологические и палеоботанические данные подтвердили существование в апт — альбе Сибири климатической зональности и дали возможность уточнить границы климатических зон на местности. Большая часть рассматриваемой территории принадлежала тогда к палеосубтропическому поясу (Сибирская климатическая зона), северные районы Сибири — к палеоумеренному (Северосибирская зона) — см. рис. 5. В пределах палеосубтропической зоны, по палеоботаническим данным, выделены две палеофлористические и соответственно палеоклиматические подзоны — южная и северная, которые отличались по среднегодовым температурам и режиму атмосферных осадков. Имеющиеся фактические данные позволили достаточно достоверно реконструировать зональные типы палеоклиматов, определить их основные параметры.

Южная подзона Сибирской зоны располагалась примерно в средней части палеосубтропического пояса. Здесь господствовал гумидный переменнo-влажный и очень теплый климат. По термическому режиму он был близок к современному тропическому океаническому или тропическому горному [2, 3]. Такой тип палеоклимата может быть назван ослабленным тропическим [105], хотя погодные условия того времени обладали неповторимыми, только им свойственными чертами: большей облачностью; весьма высокой влажностью воздуха, повышенным парциальным давлением CO_2 в атмосфере (что в совокупности создавало высокий парниковый эффект), слабой циркуляцией воздушных масс и небольшими амплитудами суточных и сезонных колебаний [34, 118]. Среднегодовая температура была, видимо, в пределах $22\text{--}24^\circ\text{C}$, при небольшой годовой амплитуде ($3\text{--}5^\circ$). Количество атмосферных осадков — около 1500 мм, выделялся летний сухой сезон продолжительностью 2—3 месяца.

В северной подзоне Сибирской зоны, располагавшейся на севере палеосубтропического пояса, климат был несколько мягче. Среднегодовая температура в пределах $20\text{--}22^\circ\text{C}$ (не ниже!), количество осадков достигало 1500—2000 мм, летний сухой сезон был более короткий — 1—2 месяца. В условиях палеосубтропического климата процессы химического выветривания на площадях с разреженной растительностью развивались по красноземному типу, в благоприятных физико-геофизических обстановках формировались латеритные коры выветривания и бокситы. Более активно эти процессы происходили в южной

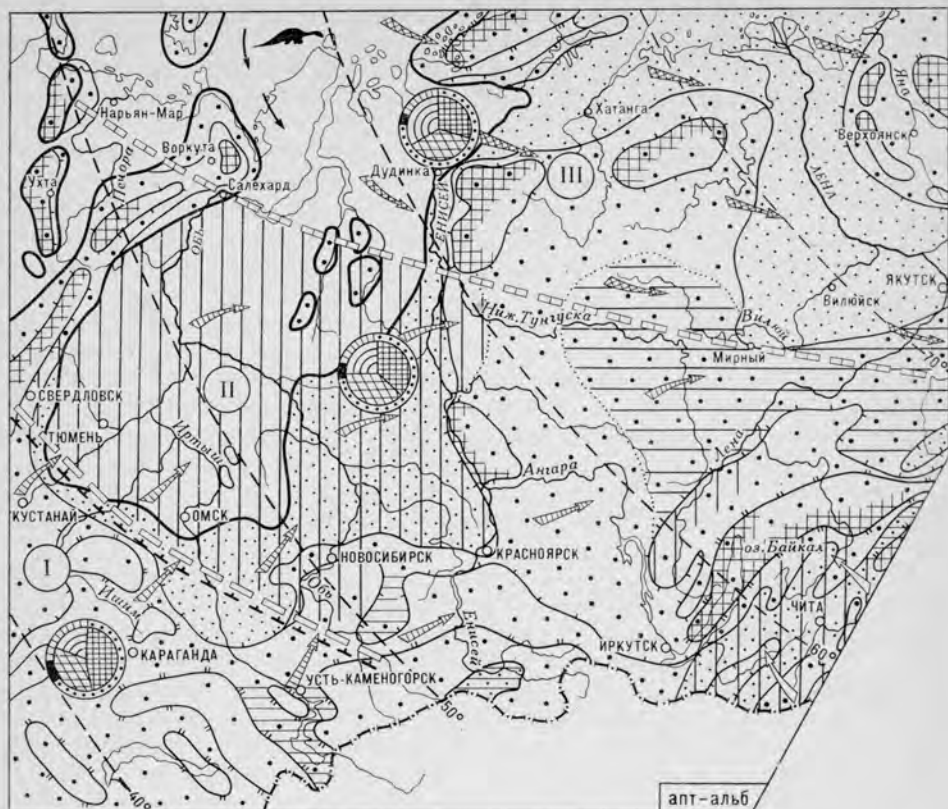


Рис. 5. Палеоклиматическая схема Сибири. Апт—альб.

Условные обозначения к рис. 5—10: 1—граница суши; 2—равнина низменная аккумулятивная; 3—равнина низменная денудационная; 4—контур плато, холмогорья; 5—контур низкогорья; 6—контур гор средних и высоких; 7—контур впадин; 8—палеошироты по палеомагнитным данным; 9—10—морские течения (9—холодные, 10—теплые); 11—15—пояса господствующих ветров (11—северная граница пояса субтропических барических максимумов, 12—ветров южного и юго-западного переноса, 13—то же, западного переноса, 14—то же, восточного переноса, 15—юго-восточных муссонов); 16—17—границы климатических поясов, зон и соответствующих фитоценозов (16—палеосубтропического и палеоумеренного поясов, 17—палеоклиматических зон и соответствующих фитоценозов); 18—24—основные экологические группировки растений зонального флористического комплекса (на секторах): 18—экологическая структура зонального флористического комплекса, 19—преимущественно тропические, 20—то же, субтропические, 21—то же, умеренные, 22—влаголюбивые (гигромезофильные), 23—сухоустойчивые (ксерофильные), 24—влажных и сухих местообитаний (эврифильные); 25—27—некоторые другие индикаторы палеоклимата: 25—остатки скелетов плезиозавров, 26—то же, сухопутных динозавров, 27—обайлинский комплекс млекопитающих; 28—палеотемпературные определения; 29—33—зональные и интразональные климаты: 29—климатические зоны (название зоны и характеристика зонального климата см. табл. 3), 30—область повышенного увлажнения, 31—участки избыточного увлажнения на наветренных склонах возвышенностей, 32—внутриконтинентальная область континентального климата, 33—участки скудного увлажнения

подзоне; в северной они были ослаблены экстремальными палеоклиматическими предпосылками. В аккумулятивной низменности Западно-Сибирской плиты, где под влиянием моря и большой обводненности суши зональный климат характеризовался большей влажностью, имело место ослабленное (ввиду высоких температур воздуха) угленакпление.

Северосибирская зона располагалась в южной части палеоумеренного пояса. Здесь господствовал гумидный равномерно влажный теплый климат. По термическому режиму он был близок к современному субтропическому океаническому. Среднегодовые температуры были, видимо, в пределах $16-20^{\circ}$ при небольшой ($4-6^{\circ}$) амплитуде сезонных колебаний. Количество осадков в году — $2000-2500$ мм. Нет никаких данных, которые указывали бы на существование сухого сезона. Процессы химического выветривания в этой зоне всюду развивались по подзолистому типу и были достаточно интенсивными. Климат был неблагоприятным для латеритного выветривания и бокситообразования, но благоприятным для угленакпления (см. рис. 5 и табл. 3).

Значения коэффициентов термофильности (K_t) и гигрофильности (K_g), вычисленных для каждой зоны и подзоны, являясь мерой «теплолюбивости» и «влаголюбивости» палинофлор и одновременно индексами температур и влажности климатов — величин пропорциональных среднегодовым температурам и количеству атмосферных осадков в году, — иллюстрируют постепенные изменения климата с юга на север. Значения K_t при этом закономерно уменьшаются, а K_g , напротив, возрастают. Усредненные значения этих коэффициентов, вычисленные по принципу «средневзвешенного», для апт-альбского климата Сибири в целом оказались равными: $K_t \text{ ср} = 1,52$, $K_g \text{ ср} = 7,72$ (см. табл. 1).

Сравнивая значения K_t и K_g каждой из зон и подзон попарно и усредненные палеоклиматические индексы $K_t \text{ ср}$ и $K_g \text{ ср}$ с соответствующими величинами, вычисленными для других исследованных геохронологических уровней, нетрудно установить ряд закономерностей в эволюции климата Сибири в целом, а также в динамике и развитии зональных палеоклиматов.

Так, палеоклимат апт-альбского времени был, возможно, самым теплым и влажным. В начале позднего мела (сеноманский и туронский века) дифференциация палеоклимата Сибири сглаживается — вместо трех в апт — альбе выделяются только две зоны. Происходит общее похолодание и некоторое уменьшение влажности, особенно заметное в южной зоне. Климатические условия апт-альбской северной зоны распространяются в сеномане почти на всю территорию Сибири (смещение зон к югу). В раннем сеноне дифференциация резко возрастает (выделяются четыре зоны и подзоны), климат заметно иссушается, но становится теплее (см. значения $K_t \text{ ср}$), чем в сеноман—туроне (кроме самой северной наиболее «консервативной» зоны). В позднем сеноне — увлажнение и некоторое похолодание, в палеоцене — потепление в эоцене — вновь резкое иссушение и дальнейшее похолодание (см. табл. 1). В каждой из зон при этом проявились свои индивидуальные черты в развитии палеоклимата, связанные с особенностями палеогеографических обстановок.

Апт-альбский климат Сибири сложился после позднеюрско-неокомского климатического оптимума в результате начавшегося еще в позднем неокоме смягчения аридных условий. В неокоме еще сохранялась очень четкая климатическая зональность, а северная граница аридного пояса была сдвинута далеко на север, располагаясь в Западной Сибири примерно по 62° с. ш. [25, 86, 87]. К югу от этой границы, по данным В. А. Вахрамеева, простиралась тропическая и субтропическая Индо-Европейская палеофлористическая область, к северу — уме-

ренная Сибирская. В апт — альбе граница этих областей, по В. А. Вахрамееву [86], располагалась даже несколько севернее, чем в поздней юре и неокоме (примерно по линии пос. Шеркалы на Нижней Оби — устье р. Ангары — о. Ольхон на оз. Байкале), сохраняя то же простирание: с северо-запада на юго-восток. Полученные геологические и палеоботанические материалы свидетельствуют о еще более северном (примерно на $4-5^{\circ}$) ее расположении с несколько меньшим наклоном на восток. Как выводы наших предшественников, так и результаты настоящего исследования достаточно хорошо согласуются с данными палеомагнитных определений, устанавливающих расположение палеоширот и положение магнитного полюса вблизи побережья Чукотки (см. рис. 5).

На существование очень теплого климата в апте и альбе и потепление в это время морских вод указывают данные палеотермометрии по рострам белемнитов из морских отложений Западной Европы, Северной Америки и Австралии [11, 69, 76, 82, 128]. В апт — альбе отмечается максимум температур для всего мелового периода. Установлено, что климат планеты эволюционировал в сторону похолодания с минимумом в сеномане и туроне и новым оптимумом в раннем сеноне [21, 70, 75, 86, 105, 125 и др.], а в Сибири еще и в палеоцене.

Таким образом климат апт-альбского времени характеризовал, если не апогей, то, во всяком случае, конец крупнейшего в мезозойской истории Земли позднеюрско-раннемелового климатического оптимума. Для нашего исследования важно отметить, что он ознаменовал переход от аридного климата поздней юры и неокома к гумидному типу климата позднего мела. Это был длительный этап господства еще очень теплого переменного-влажного климата, в том числе на территории Сибири. Апт-альбские отложения поэтому представляют исключительный интерес в смысле их бокситоносности, ибо климатические условия, столь благоприятные для бокситообразования, какие имели место в конце раннего мела, в позднемезозойской и кайнозойской истории Сибири уже не повторялись более.

ПОЗДНЕМЕЛОВАЯ ЭПОХА

Сеноманский и туронский века

Климатическая интерпретация геологических формаций. Сеноманские и туронские отложения распространены в Сибири на тех же площадях, что и апт-альбские, причем в сеномане в ряде районов продолжали формироваться те же формации, что и в апт-альбе. Так, в Западной Сибири примерно на тех же площадях продолжали формироваться терригенно-мезомиктовая (морская) и терригенно-мезомиктовая слабоугленосная формации. Последняя в сеномане накапливалась и во впадинах на севере Средней и Восточной Сибири. В Попигайской котловине формируется вулканогенно-осадочная угленосная формация. В туроне, в связи с изменением палеогеографической обстановки и развитием крупной позднемеловой морской трансгрессии, охватившей почти всю Западно-Сибирскую плиту, образовались формации несколько иного типа — в Западной Сибири преимущественно морские, в остальных областях — континентальные. На рис. 2 показано размещение туронских формаций в Западной Сибири и сеноман-туронских — в Восточной. Формации Западной Сибири описаны А. В. Гольбертом [87]: кремнистая, терригенно-олигомиктовая глинистая, терригенно-глауконитовая (морские) и терригенно-олигомиктовая каолиновая. Формации, слагающие отложения сеномана, рассмотрены в предыдущем разделе.

Парагенез пород кремнистой формации, формировавшейся в прохладных водах северных морских течений с турона до эоцена включительно, весьма однороден. Это в основном светло-серые плотные или рыхлые опоковые глины, опоки, диатомиты и диатомовые глины, реже трепела. Характерно наличие в породах большого количества скелетных остатков кремнистых организмов (радиолярий, диатомей, спикул губок). В прибрежных зонах породы обогащаются песчано-алевритовым материалом, глауконитом. Общая мощность турон-эоценовой кремнистой формации достигает 460 м.

Терригенно-олигомиктовая глинистая формация сложена в основном глинами серыми и зеленовато-серыми, часто тонкослоистыми с намывами по плоскостям напластования мелкого песчаного или алевритового материала полевошпато-кварцевого состава. Ближе к окраинам Западно-Сибирской плиты глины обогащаются терригенным материалом и глауконитом. Эта же формация формировалась на северо-западе Западной Сибири и в позднем сеноне.

Терригенно-глауконитовая формация развита по окраинам Западно-Сибирской плиты, особенно на востоке. Представлена она главным образом зелеными и зеленовато-серыми глауконито-кварцевыми песками и песчаниками, алевролитами, прослоями и линзами глауконитов, оолитовых шамозитовых железных руд и оруденелых пород, а также гидрослюдисто-монтмориллонит-хлоритовыми глинами, обогащенными глауконитом и иногда рудными оолитами. Песчаники кварцевые или полевошпато-кварцевые с хлоритовым, иногда кремнистым или известковистым цементом. Оолитовые железные руды местами образуют крупные пластовые тела мощностью до нескольких метров и протяженностью в десятки километров (Аятское, Мугайское, Колпашевское месторождения и др.). Образование формации не прерывалось вплоть до раннего олигоцена.

В континентальных условиях на юго-востоке Западной Сибири в сеномане начала формироваться терригенно-олигомиктовая каолиновая формация. Это толща светло-серых разнозернистых каолинизированных полевошпато-кварцевых или кварцево-полевошпатовых песков и алевритов с прослоями беловато-серых каолиновых песчано-алевритовых глин. В нижней (сеноманской) части толщи породы обычно переполнены растительным детритом, обломками древесины, иногда содержат маломощные слойки угля. Эта формация накапливалась в Сибири вплоть до палеоцена, мощность ее 170 м.

Мезозойские прогибы на севере Средней и Восточной Сибири в сеноман-туронское время стали ареной накопления терригенно-мезомиктовой слабоугленосной формации, сменившей здесь высокоугленосную терригенно-мезомиктовую формацию. Свиты: бегичевская (альб — сеноман, Хатангская впадина), босхинская (альб — сеноман, Приверхоянский прогиб), аграфеновская и тимердяхская (сеноман — турон, Приверхоянский прогиб и Вилюйская синеклиза). В нижней части формации преобладают аркозовые слабожелезистые пески и песчаники с многочисленными конкрециями сидерита и с линзами конгломератов и галечников. В породах много растительных остатков, местами пачки алевролитов с углями и лигнитами, в которых содержится много кусочков янтаря. Окраска пород серая, зеленовато-серая, иногда светло-бурая (босхинская свита) [67, 108]. В Хатангской впадине распространены сероцветные песчаники, алевролиты и глины с пластами гравелитов, галечников и бурых углей [72, 111]. В Ленском бассейне — толща косослоистых песков, песчаников с прослоями глин и галечников; на р. Вилюе — светло-серые разнозернистые аркозовые песчаники обохренные или окремненные с конкрециями сидерита (тимердяхская свита); в Усть-Вилюйском районе довольно многочисленные прослои матовых бурых углей. В нижней части аграфе-

новской свиты преобладают песчаные породы, в верхней — глины, переслаивающиеся с мелкозернистыми песками [33, 67, 108]. Мощность формации достигает 800 м. По литологическому составу породы данной формации близки с терригенно-мезомиктовой угленосной формацией апт — альба, но степень угленосности ее значительно меньшая. Еще больше сходства она обнаруживает с ее аналогом в Западной Сибири (состав пород, степень и характер угленосности, присутствие в породах многочисленных кусочков янтаря и др.), почему они и объединены в одну формацию. В сеномане она накапливалась почти на всей площади мезозойских прогибов: на Западно-Сибирской плите, в Хатангской впадине, Приверхоянском прогибе и Вилюйской синеклизе, что указывает на однородность господствовавших там физико-географических условий. В туроне, в связи с трансгрессией, охватившей почти всю Западно-Сибирскую плиту, формирование ее там прекратилось.

Анализируя в климатическом аспекте геологические данные, отметим прежде всего однородность физико-географических и главным образом климатических условий, сложившихся в сеноманском веке почти на всей территории Сибири. Вывод этот, основанный на повсеместном распространении в областях седиментаций терригенно-мезомиктовой слабоугленосной формации и подкрепленный результатами палеоботанических исследований (речь о которых пойдет ниже), представляется совершенно бесспорным. Несомненно также, что это был теплый гумидный климат, качественно отличающийся от тропического. По отсутствию карбонатных формаций, проявлений пестроцветных пород и бокситов, а также учитывая интенсивное угленакопление на локальных участках (вулканогенно-осадочная угленосная формация в Попигайской котловине), вероятным представляется и то, что это был палеоумеренный, а не палеосубтропический климат. На это указывает сравнительно высокая полимиктовость обломочного материала, особенно в сеноманских породах, их угленосность на огромных площадях, хотя степень ее низкая — более типичная для палеосубтропических поясов (например, в апт — альбе Западной Сибири). Следует, однако, отметить, что отсутствие мощных пластов углей является скорее результатом неблагоприятных условий захоронения органического вещества, а не высокой температурой воздуха. Действительно, формирование высокоугленосной вулканогенно-осадочной формации убеждает в том, что климат благоприятствовал угленакоплению при наличии прочих необходимых предпосылок. Частая встречаемость в породах янтаря свидетельствует о широком развитии в растительном покрове хвойных, которые образуют леса только в умеренном поясе. Наконец, смена каолинит-галлуазитовой ассоциации глинистых минералов (апт — альб) на монтмориллонит-гидрослюдастую с хлоритом и смешанно-слоистыми минералами также указывает на становление в сеноман — туроне климата умеренного типа. По комплексу насекомых из янтарей долганской и бегичевской свит (альб — сеноман, Таймыр) климат конца раннего и начала позднего мела также определяется как тепло-умеренный [42].

О похолодании климата, по сравнению с палеосубтропическим апт-альбским, даже на крайнем юго-западе Сибири свидетельствуют и другие данные. Так, на севере Тургайского прогиба апт-альбские пестроцветные каолинит-галлуазитовые глины с бокситами перекрываются сероцветными лигнитовыми глинами шетиргизской свиты. Последние содержат очень много растительных остатков, стяжений и конкреций пирита и сидерита. Среди глинистых минералов исчезает галлуазит. Его место занимает монтмориллонит и хлорит. Скелетные остатки динозавров встречаются уже значительно южнее: в апт — альбе они обнаружены даже на Арктических островах, в туроне же самой север-

ной является находка *Plesiosaurus* sp. в Среднем Зауралье. Известны случаи залегания в толщах сероцветных сеноман-туронских отложений линзовидных прослоев и пачек пестроцветных глин, иногда с обломками бокситов или рассеянного дисперсного бокситового материала (леньковская и кийская свиты на крайнем юге Западной Сибири, скопления бокситовых бобовин в альб-сеноманских породах восточных ее окраин) этому выводу не противоречат. Будучи в этих толщах аллохтонными они подчеркивают несоответствие термодинамических обстановок их формирования и залегания. При этом пестроцветные глины нередко восстанавливаются, приобретают зеленую окраску, в породах развиваются хлорит и сидерит.

Вместе с тем тип геологических формаций и особенности их литологического состава свидетельствуют о том, что климат сеноман-туронского времени был весьма теплым и очень влажным, что обеспечивало господство подзолистого выветривания с выносом огромных масс минеральных компонентов в растворах и достаточно высокую степень зрелости остаточных продуктов и терригенного материала. С туронского века в Западной Сибири начала формироваться терригенно-глауконитовая формация, которая, как показали новейшие исследования [79], может служить индикатором двух типов климата: тропического аридного (для нас исключался полностью) или гумидного умеренно теплого. Отложения эти формировались на морском мелководье при температуре вод около $+15^{\circ}\text{C}$ [124]. Подобные температуры океанических вод и скопления глауконита отмечаются сейчас в Атлантике у берегов Западной Европы, в Северном Средиземноморье, у берегов Новой Зеландии и Южной Австралии, в Японском море, а также в субтропическом и умеренном поясах у берегов Южной Америки и в других местах. В юго-западной части Западно-Сибирского моря температура прибрежных морских вод была, видимо, еще выше. Здесь с терригенно-глауконитовой формацией связаны проявления эолитовых шамозитовых руд (Аятское, Мугайское месторождения и др.). Эти образования связаны уже с морями субтропического и тропического поясов [115, 116, 117]. В то же время на северо-западе Западно-Сибирской плиты морские воды были довольно прохладными (видимо не более $9-10^{\circ}\text{C}$). Здесь под влиянием холодного морского течения из Арктического бассейна с туронского века начала формироваться кремнистая формация [26, 55, 87, 115, 120]. Следует отметить, что морские течения из Арктического бассейна там существовали и в неокоме, но тогда они не были такими холодными [36, 87]. Этот факт уже сам по себе свидетельствует о существенном похолодании в позднем мелу вод Арктики по сравнению с раннемеловой эпохой, что могло быть только следствием общего охлаждения атмосферы Земли наряду с усилением дифференциацией климата.

На крайнем юго-западе рассматриваемой территории, на юго-востоке и в центральной части Тургайского прогиба, как полагают некоторые исследователи [61, 73], в туронском веке формировались пестроцветные отложения с бокситами (Краснооктябрьский, Убаганский и другие районы). Это служит прямым указанием на существование к югу от 52° с. ш. очень теплого переменного-влажного климата, близкого к современному тропическому океаническому (по аналогии с апт — альбом). Напомним, что в конце раннего мела зона бокситообразования в Сибири простиралась примерно до $66-67^{\circ}$ с. ш., смещение климатических зон к югу в позднем мелу составило, следовательно, около 15° (весьма существенное похолодание!).

Из сказанного следует, что вся территория Сибири в сеноман-туронское время принадлежала к палеоумеренному климатическому поясу. На юго-западе он граничил с палеосубтропическим. Граница поясов проходила в Тургае примерно по 52° с. ш., довольно круто (под углом

около 40°) спускаясь к югу на востоке. В Северо-Западном и Центральном Казахстане климат был палеосубтропическим гумидным переменнo-влажным очень теплым, в Сибири же — теплым и равномерно влажным.

Флоры, растительность и их палеоклиматическая интерпретация. Многочисленные спорово-пыльцевые комплексы выделены из сеноманских и туронских отложений на большой территории Западной и Восточной Сибири и Северного Казахстана. Наиболее полно они изучены из отложений Западно-Сибирской равнины [93, 107, 122], довольно многочисленные данные получены также для Вилюйской синеклизы [121], Хатангской и Усть-Енисейской впадин [16, 58] Тургая и Северного Казахстана [43, 90].

Комплексы всех этих регионов по видовому составу пыльцы и спор сравнительно однотипны и только для Северного Казахстана и юга Западной Сибири они несколько отличны. В общем комплексы характеризуются преобладанием либо спор папоротниковидных и мхов, либо пыльцы голосеменных растений и только в некоторых комплексах из отложений Южного Зауралья доминирует пыльца покрытосеменных растений. Комплексы спор, как правило, очень разнообразны не только по числу видов, но и родов (133 формы папоротников, плаунов и мхов). Из папоротников доминируют споры *Gleicheniaceae* (*Gleichenia*) до 20% и *Schizaeaceae* (*Anemia* — до 7%, *Pelletieria* до 8%, *Lygodium* до 6%, *Cicatricosisporites* 1,5%, *Klukisporites* до 1%, очень редко *Mohria*). В меньшем количестве, но также постоянно присутствуют споры папоротников: *Cyatheaceae* (*Cyathea* до 2,5%, *Alsophila* до 2%), *Dicksoniaceae* (*Coniopteris* до 5%, *Dicksonia* до 2,5%, *Cibotium* до 1,5%), *Polypodiaceae* (бобовидной формы) до 8%, *Osmundaceae* до 5,5%. Реже встречаются споры *Hymenophyllaceae* (до 1,5%), *Matoniaceae* (до 1%). Вероятно, к папоротниковидным можно отнести и споры, определенные по искусственной классификации. Это споры гладкие бескульптурные с бугорчатой, шиповатой, шагреневой, извилистой скульптурой экзины — *Leiotriletes*, *Lophotriletes*, *Acanthotriletes*, *Stenozonotriletes*, *Foraminisporites*, *Carnisporites*, *Kuylisporites*, *Cyclosporites*, *Tauroscusporites*. Наряду со спорами папоротников обычные и также постоянны споры плаунов — *Lycopodium* (до 4%) и плаунков — *Selaginella* (до 4,5%). К сфагновым мхам отнесены споры *Sphagnum* (до 10%), к печеночным, вероятно, *Cingulatisporites*, *Divisisporites*, *Roussisporites* и *Aequitriradites* (в сумме до 9%).

Пыльца голосеменных растений также многочисленна (до 55%) и довольно разнообразна. Ядро составляет или пыльца *Pinaceae* (до 40%), или *Taxodiaceae* (до 30%). Первая представлена родами: *Cedrus*, *Pinus*, *Picea*, редко *Abies* и *Keteleeria*. Пыльца *Taxodiaceae* определяется чаще только до семейства, реже до рода *Taxodium*, *Sequoia*, *Glyptostrobus*. Значительное количество в комплексах пыльцы *Podocarpaceae*: *Dacrydiumites* (до 12%) и *Podocarpus* (до 2,5%), причем, как правило, большее место принадлежит первому. Следует отметить, что пыльца современных родов *Dacrydium* и *Phyllocladus* очень сходна между собой и различить ее практически невозможно. Поэтому подобная пыльца нами определена только как *Dacrydiumites*. Вполне вероятно, что в комплексах присутствует как пыльца рода *Dacrydium*, так и *Phyllocladus*. В небольшом количестве (до 5%) встречается пыльца *Cupressaceae*, еще реже *Ginkgo*, *Cycadaceae*, *Podozamites*, а также пыльцевые зерна древних хвойных *Protopicea*, *Pseudopicea*, *Protopinus* (в сумме до 4,5%). Спорадически или в небольшом количестве встречается также пыльца *Classopollis* и *Gnetaceapollenites*, последняя появляется именно с сеноман — турона. Исключение составляют комплексы из отложений Северного Казахстана и Тургая, где пыльца *Classopollis* (до 10%) и *Gnetaceapollenites* (до 17%), а также характер-

ная *Steevesipollenites* обнаружена в больших количествах. Интересно отметить, что по морфологическому строению пыльца *Gnetaceapollenites* и *Steevesipollenites* близка к таковой из семейства *Ephedraceae* [131].

Пыльца покрытосеменных растений, как уже отмечалось, является подчиненным компонентом комплексов — до 26% (исключая некоторые комплексы из отложений Южного Зауралья, где ее количество достигает иногда до 52%) и представлена главным образом мелкими формами примитивного морфологического строения и неопределенного систематического положения — *Tricolpopollenites* и *Tricolporopollenites*. Только единичными зернами, реже в небольшом количестве, присутствует пыльца: *Fagaceae* (*Quercites*), *Menispermum*, *Hamamelidaceae*, *Myricaceae* (*Myrica*), *Ericaceae* (*Ericipites*), *Platanaceae* (*Platanus*), *Liliaceae* (*Liliacidites*), *Proteaceae* (*Proteacidites*). В сеноманских комплексах впервые появляется пыльца *Gothanipollis* и *Sporopollis*, которая становится многочисленной в нижнесенонских отложениях Западной Сибири [38].

Сравнение палинокомплексов из отложений апт — альба и сеноман — турона показывает, что флористический состав их имеет много общего, особенно среди спор папоротниковидных и пыльцы голосеменных растений. Как апт-альбским, так и сеноман-туронским палинофлорам присущи разнообразные споры семейства *Gleicheniaceae* и *Schizaeaceae*. Среди них отмечается много общих видов. К ним относятся все виды рода *Gleichenia*, а из семейства *Schizaeaceae* — *Anemia macrorrhiza* (Mal.) Bolch., *A. tricostrata* Bolch., *A. tripartita* Bolch., *A. trichacantha* (Mal.) Mark., *A. perforata* Mark. и др. Кроме того, все виды рода *Pelletieria* являются общими, а из рода *Lygodium* проходящие *L. japoniciforme* E. Iv., *L. bellum* E. Iv., *L. granulatum* E. Iv., *L. cavernosum* E. Iv., *L. rarus* Skurat. и некоторые другие. В тех и других комплексах присутствуют также споры папоротников *Dicksoniaceae*, *Cyatheaceae*, *Osmundaceae*, плауновых — *Selaginella* и *Lycopodium* и мхов — *Sphagnum*, *Gingulatisporites* и *Divisisporites*. Существуют общие виды и среди пыльцы голосеменных растений: *Cedrus parvisaccata* Zauer, *C. media* Zauer, *C. pachyderma* Zauer, *Pinus divulgata* Bolch, *Picea mesophytica* Pokr.

По экологическому составу в сеноман-туронской Сибирской палеофлористической зоне, занимавшей тогда всю территорию Сибири и частично Северный Казахстан, преобладающая роль принадлежала гигромезофильным растениям: спорам папоротниковидных и пыльце голосеменных. Эти все растения относятся к представителям тропической, субтропической, умеренно теплой и в меньшей степени умеренной зон. К гигромезофитам тропической и субтропической зон относятся многочисленные папоротники: *Gleicheniaceae*, *Schizaeaceae*, отдельные представители *Cyatheaceae*, *Dicksoniaceae* (*Dicksonia*), *Ophiglossaceae* (*Ophiglossum*), *Matoniaceae*, *Hymenophyllaceae*, *Polypodiaceae*, а также плауновые *Lycopodium* и *Selaginella*. Из голосеменных к этой же экологической группе принадлежат *Podocarpaceae* (*Podocarpus*, *Dacrydiumites*), а из *Taxodiaceae* только род *Taxodium*. Из группы гигромезофитов субтропической и умеренно теплой зон встречаются споры папоротников *Osmunda*, *Coniopteris*, мха *Sphagnum*, из пыльцы голосеменных — *Taxodiaceae* (без *Taxodium*), *Abies*, *Podozamites*, *Ginkgo*, *Sciadopitys*. К голосеменным умеренной зоны принадлежит только пыльца рода *Picea*. Ксерофильная группа в Сибирской палеофлористической зоне имеет подчиненный характер. К ней относятся растения, продуцировавшие пыльцу *Classopollis* (тропическая зона), *Cupressaceae* и *Gnetaceapollenites*. Последние являются представителями субтропической и умеренно теплой зон. В Сибирской зоне эти немногочисленные компоненты ксерофильной группы существенной роли не

играли. Из пыльцы эврифильной группы субтропической и умеренно теплой зон наибольшее значение имеют *Cedrus*, *Pinus* subgen. *Diploxylon*, а из растений умеренно теплой и умеренной зон — *Pinus* subgen. *Haploxylon*.

На всей обширной территории Сибири флористический и экологический состав сеноман-туронских спорово-пыльцевых комплексов довольно однообразен и устойчив. Это послужило основанием рассматривать Сибирь как единую палеофлористическую зону без деления ее на более мелкие фитохории, хотя в направлении с юга на север и происходят закономерные изменения, но они незначительны и очень постепенны. Разница во флористическом составе тех или иных местонахождений обычно в большей мере зависит от рельефа местности, от степени удаления от морского побережья и других условий локального характера. Так, комплексам Зауралья и Павлодарского Прииртышья свойственно повышенное содержание пыльцы голосеменных (*Pinus*, *Cedrus*) и покрытосеменных эврифильной группы, а из мезофильной более часты *Dacrydiumites*. В отложениях юго-восточной окраины Западной Сибири и западной части Сибирской платформы встречается эта же пыльца голосеменных растений, но пыльца покрытосеменных там менее многочисленна. В комплексах Чулымо-Енисейской впадины и в сеномане в центральной части Западной Сибири чаще доминируют гигромезофиты — споры папоротниковидных, *Taxodiaceae* с представителем эврифильной группы — *Pinus*. Большое содержание пыльцы голосеменных растений (*Taxodiaceae* с родом *Taxodium*) и спор (*Sphagnum*) гигромезофильной группы характерно для комплексов Усть-Енисейской впадины (в сеномане), Приполярного Урала, Хатангской впадины. Пыльца *Taxodiaceae* — частый компонент и в комплексах прибрежно-морских отложений турона Западной Сибири. Для района Вилюйской синеклизы свойственны комплексы с высоким содержанием спор папоротников (особенно *Polypodiaceae*), сфагнового мха и пыльцы *Taxodiaceae*.

По флористическому и экологическому составу спорово-пыльцевые комплексы рассматриваемой флористической зоны сходны с таковыми Северосибирской зоны апт — альба. На это указывает и одинаковое значение коэффициента термофильности ($K_t = 1,2$). По степени гигрофильности флора Сибирской палеофлористической зоны в сеноман — туроне уступала Северосибирской в апт — альбе (значения соответствующих коэффициентов равны: $K_r = 5,0$ и $9,6$).

Палинофлоры Североказахстанской палеофлористической зоны характеризуются многими компонентами, свойственными и Сибирской зоне. Здесь присутствуют элементы гигромезофильной группы, особенно тропической и субтропической зон. Это споры *Gleicheniaceae*, *Schizaeaceae*, в меньшей мере *Cyatheaceae*, а также немногочисленная пыльца голосеменных растений — *Taxodiaceae* (*Taxodium*, *Sequoia*), *Podocarpaceae*. Для комплексов данной зоны характерны также споры, определенные по искусственной системе. Они совершенно отсутствуют в палинофлорах Сибирской зоны и выделены из сеноманских и туронских отложений Джезказган-Сарысульской депрессии: *Cyclospores orlovii* P o g., *Faveosporites canalis* B a l m e, *Rouseisporites malovitschkoi* P o g., *Orlovisporites problematicus* P o g., *Carnisporites kornilovae* P o g. (Т. В. Погодаева, 1972 г.). Эврифильные растения унавиваются здесь по присутствию пыльцы *Cedrus* и *Pinus* (небольшое количество). В Североказахстанской зоне, наряду со спорами и пыльцой гигромезофильной группы, в значительном количестве фиксируется пыльца ксерофильных голосеменных растений субтропической и умеренно теплой зон. Это пыльца вымерших родов *Gnetaceapollenites* и *Steevesipollenites*. По морфологическому строению она напоминает пыльцу *Ephedraceae*. При этом пыльца *Steevesipollenites* характерна

только для комплексов рассматриваемой зоны. Следует также указать, что в некоторых комплексах встречается пыльца ксерофильной группы растений тропической и субтропической зон — *Glassopollis* (до 10%). В Сибирской же зоне эта пыльца практически отсутствует. Пыльца покрытосеменных растений и в данной зоне большой роли не играет. Чаще она представлена формальными таксонами *Tricolpopollenites* и *Tricolporopollenites*. Иногда отмечается пыльца *Myrica*, *Quercites*, *Hamamelidaceae*, *Platanaceae*, *Liliacidites*, единичными зернами *Proteacidites*.

Таким образом, в Североказахстанской зоне на смену пыльце голосеменных растений Сибирской зоны, приспособленных к более влажным и прохладным условиям произрастания, приходит пыльца, принадлежащая к ксерофильной группе растений, характеризующих сухие и жаркие местообитания, — *Gnetaceapollenites*, *Steevesipollenites*, *Classopollis*. На значительные изменения в растительности этих палеофлористических зон указывают соответствующие показатели: так, K_t для Североказахстанской зоны выше и равен 1,5 (против 1,2 для Сибирской зоны), в то же время в ней более чем вдвое становится ниже значение $K_r=2,3$ (в Сибирской зоне $K_r=5,0$).

Сравнивая палеофлоры апт — альба и сеноман — турона, можно констатировать, что в более молодых комплексах происходит сокращение содержания папоротниковидных и пыльцы голосеменных растений, относящихся к тропическим и субтропическим формам (в основном это касается комплексов наиболее обширной Сибирской палеофлористической зоны). Уменьшается количество спор теплолюбивых папоротников: *Gleichenia*, *Schizaeaceae*, почти исчезает пыльца *Cycadaceae*, *Benettitales*, древних хвойных *Classopollis*. На смену им приходят комплексы с большим содержанием пыльцы голосеменных растений и спор, характерных для более прохладных мест обитания (*Cedrus*, *Dacrydiomites*, *Sphagnum*). На более холодные условия существования флор в сеноман-туронское время, по сравнению с апт-альбскими, указывает и снижение коэффициента термофильности: для апт — альба он равен 1,5, а для сеноман — турона на всей исследуемой территории он снижается до 1,2 (см. табл. 1).

Типологический анализ спорово-пыльцевых комплексов сеноман — турона с учетом геологических данных позволяет предполагать существование в сеноманском и туронском веках на обширной территории Сибири лесного типа растительной формации. По составу основных лесообразующих пород это были в основном папоротниково-хвойные влажные леса с пышным подлеском из папоротников, редких цикадофитов и кустарниковых форм древнейших покрытосеменных. Напочвенный покров слагали травянистые папоротники, мхи, плауны и, видимо, первые травянистые покрытосеменные. Древостой этих лесов образовывали разнообразные и многочисленные сосновые (сосны, кедры, ели, редко пихты, кетелеерии), а также ногоплодниковые (дакридиумы, филлокладусы, реже ногоплодники), таксодиевые. Реже встречались кипарисовые и древние хвойные (*Protopicea*, *Pseudopicea*, *Protopinus*), подзамиты, а также гинкго. Как примесь, в древостое присутствовали первые покрытосеменные — платаны, прадубы, гамамелидовые. Довольно богатым был второй ярус лесов: древовидные папоротники — циатеи, альзофилы, диксонии, матониевые, папоротники — лианы глейхений и лигодиумы, а также редкие саговниковые. Возможно, что в некоторых местах папоротники образовывали моnodоминантные заросли. В подлесок входили, по-видимому, кустарниковые формы покрытосеменных растений. Пышным и разнообразным был и травяной покров: многочисленные травянистые папоротники — схизейные (особенно анемины), чистоустовые, кочедыжниковые, некоторые виды глейхений, сфагновый и печеночный мхи, а также разнообразные плауновые.

Стволы деревьев покрывали эпифиты: тонколистники, некоторые виды уховника, плауна, плаунка и мхи.

Дифференциация палеорельефа и особенности палеогеографических обстановок территории Сибири определяли закономерные изменения в зональном типе растительного покрова. Так, на горах и возвышенностях, видимо, господствовали преимущественно хвойные леса из сосен, кедров, дакридиумов, филлокладусов и ногоплодников с папоротниковым подлеском. На склонах южной экспозиции могли расти и некоторые немногочисленные саговниковые, редкие растения, продуцирующие пыльцу *Classopollis*.

На возвышенных денудационных равнинах, плато и холмистых леса были папоротниково-хвойные, характеризующие основной зональный тип растительности. Здесь в древостое преобладали хвойные: сосны, кедры с участием ногоплодниковых, елей и первых покрытосеменных — прадубов, платанов. Как примесь, присутствовали древние хвойные (*Protopicea*, *Pseudopicea*, *Protopinus*), гинкго и подозамиты. Второй ярус образовывали древовидные папоротники — циатейные, диксониевые и редкие цикадофиты. В подлесок входили многочисленные глейхении, лигодиумы, а также, возможно, первые лунносемянниковые и другие покрытосеменные кустарниковой формы. В травяном покрове были схизейные (анемии, *Pelletieria*), кочедыжниковые, чистоустовые, уховники, плауны и мхи. Стволы деревьев такого влажного леса могли покрывать эпифиты — некоторые виды плауновых, тонколистник, мхи. Необходимо отметить, что в различных районах Сибири эти папоротниково-хвойные леса имели свою особенность. Так, для уральских лесов типичным являлась значительная примесь древовидных покрытосеменных — прадубов, платанов, гаммелидовых. Большое участие покрытосеменные кустарниковой формы принимали, вероятно, и в образовании подлеска. Растительным ассоциациям южной части Западной Сибири (район Павлодарского Прииртышья) были свойственны некоторые ксерофильные элементы. Здесь на более сухих участках росли кипарисы, редкие хейролепидиевые, кустарнички *Ephedra* и растения, продуцирующие пыльцу *Gnetaceapollenites*. Покрытосеменные имели меньшее значение. В формировании папоротниково-хвойных лесов на Таймырской возвышенности и на денудационной равнине Сибирской платформы покрытосеменные почти никакой роли не играли.

В аккумулятивных низменностях Сибири господствовали, видимо, хвойно-папоротниковые леса с пышным подлеском из папоротников. Древостой здесь составляли в основном таксодиевые, некоторые представители сосновых (сосны, ели). Второй ярус — древовидные папоротники: циатеи, альзофилы, диксонии, матониевые. В подлесок входили разнообразные виды папоротников (глейхении, лигодиумы) и некоторые представители древних покрытосеменных, а в травяной покров — многочисленные и разнообразные папоротники — схизейные (кроме лигодиума), кочедыжниковые, чистоустовые, уховниковые, а также плауны и плаунки. Большие пространства занимали чистые заросли глейхений. На заболоченных участках селился болотный кипарис, сфагновый мох. Особенно большие площади болотный кипарис занимал в Северном Зауралье, в Хатантской и в сеноманское время в Усть-Енисейской впадинах. Леса в сеноман-туронское время были влажными, темными, обладали огромной биологической продуктивностью, что обусловило угленакпление.

Следовательно, по составу и соотношению экологических группировок растительные формации Сибирской палеофлористической зоны имеют определенное сходство с растительностью современных горных влажных лесов тропического пояса — островов Ява, Суматра, Кали-

мантан, Филиппинских островов. Д. Х. Кэмпбел [64], подробно характеризуя современную флору этих лесов, указывает, что наряду с разнообразными представителями покрытосеменных растений важнейшими компонентами их являются кедры, дакридиумы, филлокладусы, сосны, ели с богатым подлеском из папоротников (альзофили, циатеи, диксонии) и папоротников — лиан (лигодиум, глейхения), а в составную часть травяного покрова входят анемии, кочедыжниковые, плауны (ликоподиум) и плаунки (селагинелла). Характерно, что и здесь к эпифитам относятся некоторые папоротники (тонколистник, ужовник), плауновые. Подобное описание современных горных влажных тропических лесов приводится и Г. Вальтером [22]. Климатические условия таких лесов характеризуются среднегодовой температурой 16—17°, а количество осадков до 2000 мм в год и более [84].

Отсюда можно предположить, что в сеноманском и туронском веках на равнинах и возвышенностях Сибири господствовал климат, близкий к климату горных лесов современных тропиков. Это был сравнительно теплый (несомненно, безморозный) и влажный климат. Атмосферные осадки были весьма обильными и примерно равномерно распределялись в течение всего года. По присутствию некоторых представителей типично умеренных флор можно заключить, что климат того времени отличался заметными сезонными колебаниями температур (на это указывают и годовые кольца на ископаемой древесине из сибирских местонахождений). Однако средние температуры зимних месяцев не были, видимо, ниже +5—10° С, что следует из распространения в лесах того времени многочисленных тропических растений. Таким образом, Сибирская палеофлористическая зона характеризует собой палеоумеренный климатический пояс. Он, однако, качественно отличался от современного умеренного климата. Это был теплый, влажный и сравнительно ровный климат, близкий по термическому режиму к современному субтропическому океаническому.

В Североказахстанской палеофлористической зоне гигромезофорильная флора Сибирской зоны сменяется растительными ассоциациями, в которых уже значительна доля участия ксерофильных элементов. Количество теплолюбивых растений здесь заметно возрастает. В целом для Североказахстанской зоны были, видимо, характерны редколесья или местами светлые сухие леса. Они состояли из кедров, растений, продуцировавших пыльцу *Classopollis*, кипарисовых, первых прадубов и единичных протейных. Среди этого сравнительно сухого редколесья обильно росли кустарнички ксерофильного облика, продуцировавшие пыльцу *Gnetaceaepollenites* и *Steevesipollenites*, гораздо реже встречались эфедра и первые мирики. Травяной покров здесь почти отсутствовал или был негустым. В него, вероятно, входили некоторые виды покрытосеменных растений, среди которых были первые лилейные и ксерофильные виды папоротника глейхения. По берегам водоемов произрастали влажные галерейные леса и заросли папоротников циатей, альзофиль со значительным участием лиан — лигодиум и глейхения, болотного кипариса и редких саговников. Травяной покров их составляли папоротники (анемии, ужовниковые, чистостебельные и плауны). Различная палеогеографическая обстановка обусловила изменения в зональном типе растительных формаций. На возвышенных холмистых равнинах и плато произрастали светлые леса, состоящие из сосен, кедра, прадубов. Травяной покров таких лесов образовывали, вероятно, древние покрытосеменные. Склоны холмов и возвышенностей южной экспозиции занимали редколесья. Их слагали растения, продуцировавшие пыльцу *Classopollis*, а также кипарисовые и первые протейные. Вероятно, среди этого редколесья могли произрастать кустарнички, продуцировавшие пыльцу *Gnetaceaepollenites* и *Steevesipollenites*, а также редкие эфедры и мирики.

В современной растительности земного шара нет полных аналогов такому типу растительного покрова. Но по структуре основных экологических группировок, а также по характеру заполнения ими пространства суши он более всего напоминает современные тропические лесостепи. По сравнению с апт — альбом этот ландшафт отличался, однако, большей сухостью, что подтверждается значительно большей ролью ксерофитов. Вместе с тем показатель «теплолюбивости» сеноман-туронской флоры уступает таковому в апт — альбе, что указывает на меньшие величины среднегодовых температур.

Таким образом, палеоботанические данные обосновывают очень теплый переменнo-влажный климат в Североказахстанской зоне со среднегодовыми температурами не ниже 18—20° и количеством годовых атмосферных осадков около 1400—1600 мм. Выделялся сухой летний сезон продолжительностью 2—3 месяца. Сезонные изменения температур, видимо, были очень небольшими (в пределах 3—5°).

В сеноман-туронское время произошло существенное похолодание климата. Смещение к югу климатических зон в Сибири составило около 15°. Климатические условия апт-альбской Северосибирской зоны в сеномане распространились на всю территорию Сибири. Это подтверждается как геологическими, так и палеоботаническими данными и нашло свое отражение в равенстве температурных индексов (K_t) сравниваемых зон. На юго-западе Западной Сибири климат был заметно теплее, чем в остальных районах Сибири. Индексы температуры (K_t) и влажности (K_v) сеноман-туронской Североказахстанской зоны закономерно оказались близкими с таковыми для северной подзоны Сибирской зоны в апт — альбе. Показатели влажности палеоклиматов адекватных зон апт — альба и сеноман — турона указывают на существенное уменьшение общего количества атмосферных осадков в начале позднего мела, по сравнению с концом раннемеловой эпохи. Видимо, это одна из причин уменьшения масштаба угленосности сеноман-туронских континентальных формаций (см. табл. 3). Эти выводы хорошо согласуются с данными палеотемпературных определений по $O^{18}/_{16}$ и Ca/Mg в рострах меловых белемнитов, фиксирующих в сеномане крупнейший минимум [69, 82]. Похолодание в сеноман-туронское время подтверждается и смещением к югу (в Северное Приаралье и район оз. Балхаш) границы Сибирской и тропической Европейско-Туранской палеофлористических областей [86].

По результатам палеоклиматической интерпретации геологических формаций и данных палеопалинологии в пределах Сибири выделяются две климатические зоны: 1) Сибирская (куда входила почти вся рассматриваемая территория) и 2) Североказахстанская (Северо-Западный и Центральный Казахстан).

Сибирская зона располагалась в палеоумеренном поясе с гумидным равномерно-влажным теплым климатом. По термическому режиму он был близок к современному субтропическому океаническому. Среднегодовые температуры 16—18° С, амплитуда сезонных колебаний 4—6°, количество годовых атмосферных осадков 1600—2000 мм. Сухой сезон не выделялся. Для бокситообразования этот зональный тип климата был неблагоприятным ввиду низкой температуры большую часть года. В благоприятных физико-географических условиях он способствовал угленакоплению и интенсивному химическому выветриванию подзолистого типа.

Североказахстанская зона располагалась в северной части палеосубтропического пояса; климат гумидный переменнo-влажный, очень теплый. По температурным показателям и режиму осадков он был

близок к современному субтропическому влажному. Среднегодовые температуры $18-22^{\circ}\text{C}$, годовая амплитуда $3-5^{\circ}$, количество атмосферных осадков в году $1400-1600$ мм. Выделялся летний сухой сезон продолжительностью 2—3 месяца. Параметры зонального типа палеоклимата удовлетворяли условиям развития латеритного процесса и бокситообразования.

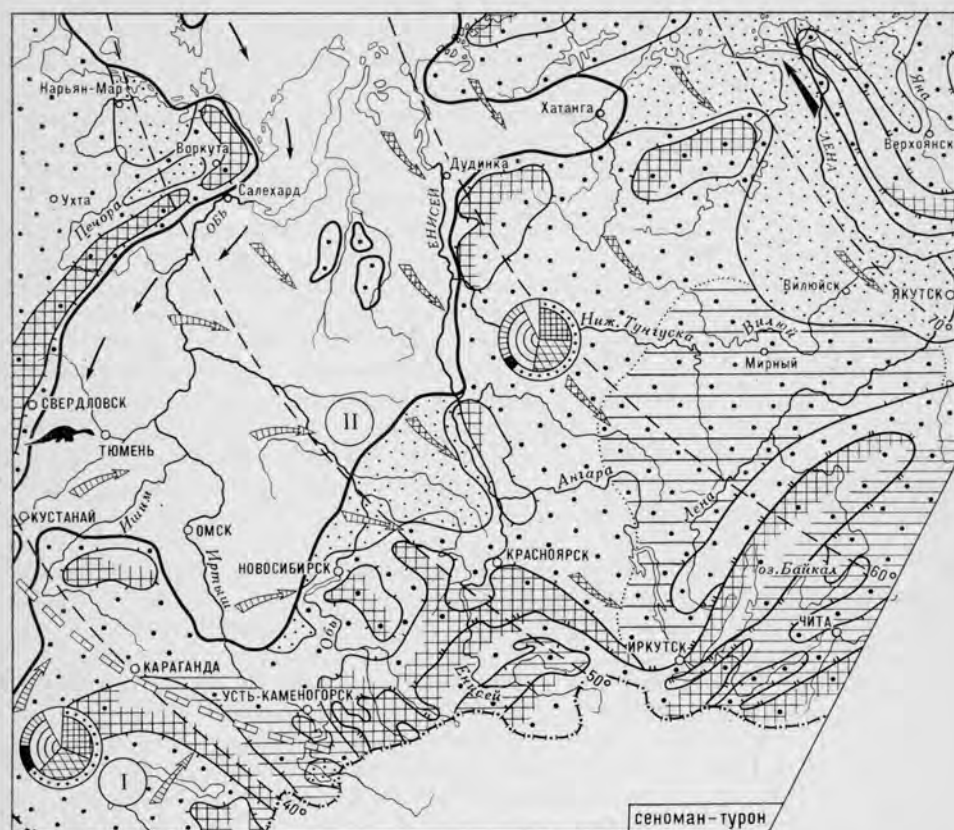


Рис. 6. Палеоклиматическая схема Сибири. Сенoman — турон. Условные обозначения см. рис. 5

Положение границы климатических поясов, установленное в результате настоящего исследования, практически совпало с рассчитанным для позднего мела по палеомагнитным данным — 40° с. ш. Сдвиг северной границы субтропического пояса в сенoman — туроне, по сравнению с современным, составил, таким образом, $12-15^{\circ}$ к северу (рис. 6).

Ранний сенон

Климатическая интерпретация геологических формаций. Раннесенонские отложения в Сибири распространены на тех же площадях, что и сенoman-туронские. В раннем сеноне в Западно-Сибирском море усилился приток холодных арктических вод, бассейн почти повсеместно стал относительно холодноводным, что обусловило накопление кремнистой формации почти на всей площади морской седиментации Западно-Сибирской плиты. Только на прибрежных мелководных уча-

стках, где температура морских вод была значительно выше, продолжала формироваться терригенно-глауконитовая формация. В прежних пределах оставались и области формирования континентальной терригенно-олигомиктовой каолиновой формации. В Попигайской котловине продолжала накапливаться вулканогенно-осадочная угленосная формация. Все эти формации рассмотрены выше.

В восточной части Хатангской впадины в раннем сеноне начала формироваться терригенно-олигомиктовая слабоугленосная формация, являющаяся угленосным аналогом терригенно-олигомиктовой каолиновой формации Западной Сибири. Формация представлена свитами: хетской, ледяной. Это — сероцветная толща песков, алевролитов и глин с прослоями угля. Пески косослоистые полевошпато-кварцевые, реже кварцево-полевошпатовые; характерно наличие прослоев сидеритов, частая встречаемость в породах янтаря, что сближает их с отложениями терригенно-мезомиктовой слабоугленосной формации, но степень полимиктовости пород в рассматриваемой формации ниже [72, 111].

В ретинитах (ископаемых смолах, янтарях) хетской свиты (местонахождение Янтардах) изучен богатый комплекс насекомых, среди которых попадаются теплолюбивые формы — термиты (*Nodotermitidae*), богомолы [42]. В целом, по заключению В. В. Жерихина и И. Д. Сукачевой, комплекс насекомых характеризует хвойные леса умеренно теплого климата и он ближе всего к рецентным ценозам горных лесов Новой Зеландии и Патагонии. О термическом его режиме можно судить по тому факту, что ныне на территории СССР термиты не живут севернее Средней Азии, Молдавии и южных районов Украины.

В Виллюйской синеклизе и прилегающей части Приверхоанского прогиба отложения раннего и позднего сенона слагают терригенно-мезомиктовую каолиновую слабоугленосную формацию (чиримыйская свита и ее аналоги). Формация представлена светло-серыми и серыми каолинизированными песками с прослоями и линзами глин и алевролитов с углями и лигнитами. Количество прослоев глин возрастает в верхней части формации. Отмечаются прослои галечников и гравелитов, которых даже больше, чем в нижележащей терригенно-мезомиктовой слабоугленосной формации. В породах довольно часто встречаются также валуны кремнистых и кварцевых пород размером до 15 см. Песчано-алевритовые породы обычно косослоистые, кварцево-полевошпатовые, иногда аркозовые и даже полимиктовые. В тяжелой фракции, однако, преобладают устойчивые минералы. В восточных разрезах количество прослоев грубообломочных пород и степень полимиктовости терригенного материала возрастают. Мощность формации до 600 м [31, 33].

Ряд признаков сближает эту формацию с одновозрастной с ней терригенно-олигомиктовой слабоугленосной формацией Хатангской впадины. Отличие состоит в развитии каолинового цемента в породах рассматриваемой формации, что указывает на более интенсивное подзолистое выветривание, возможно, в условиях более теплого климата. Более высокая степень полимиктовости пород, напротив, может свидетельствовать о менее благоприятных климатических условиях, но скорее это объясняется большей расчлененностью рельефа областей питания. Видимо, климатические условия Хатангской впадины и Виллюйской синеклизы в раннем сеноне были сходными или даже одинаковыми. По сравнению с нижележащей формацией, развитие каолинита в цементе, наряду с увеличением количества грубообломочных пород, может быть объяснено только потеплением климата при сохранении его влажности примерно на том же уровне, что и в сеномантуроне. О господстве еще более теплого и сухого климата в Западной

Сибири свидетельствует формирование там терригенно-олигомиктовой каолиновой формации. Последняя практически лишена признаков угленосности, что указывает на меньшую влажность климата, по сравнению с Вилюйской синеклизой и Хатангской впадиной, где аналоги этой формации угленосны. Благоприятные фациальные условия — высокая влажность — способствовали интенсивному угленакоплению (вулканогенно-осадочная угленосная формация).

Особенности строения и состава терригенно-глауконитовой формации свидетельствуют о потеплении климата, по сравнению с туронским веком. В нижнесенонской части формации почти всюду (кроме районов, прилегающих к Северному Казахстану) возрастают содержание глауконита, количество и мощности пластов глауконитов и оолитовых шамозитовых руд. Площадь распространения последних значительно расширяется, образуя крупные месторождения, не только на юго-западе Западной Сибири (Синаро-Теченское), но и в восточных ее районах, вплоть до бассейна р. Турухана на севере (Колпашевское, Туруханское и др.). Среди руд появляются и разности повышенной основности с карбонатными цементами [60]. В приказахстанских районах содержание глауконита в породах формации, напротив, заметно сокращается, вовсе исчезают прослои глауконитов и шамозитовых руд. Широкое развитие получают известковистые цементы в песчано-алевритовых породах. Видимо, в прилегающих с юга областях питания климат стал сухим и жарким.

В центральной части Тургайского прогиба распространены мелко-водно-морские грубозернистые пески с глауконитом («фация пролива» — эгинсайская свита); в песках часто встречаются остатки морских ящеров. Континентальные фации достоверно раннесенонского возраста в Тургае не известны, но некоторые исследователи полагают, что в это время продолжалось формирование бокситоносных отложений Западно-Тургайского бокситорудного района [90]. По-видимому, как и в туроне, территория Северного Казахстана принадлежала к палеосубтропическому поясу. Но климат здесь в раннем сеноне стал заметно суше. Территория же Сибири, в том числе и южные ее районы, как это следует из палеоклиматического анализа геологических формаций, относилась к палеоумеренному поясу. На севере Сибири он оставался влажным.

Палеотемпературные определения по $O^{18}/_{16}$ в рострах позднемерловых белемнителлид, полученные для разреза сантон-кампанских отложений бассейна р. Сыни на крайнем северо-западе Западной Сибири, дали значения 9,1—9,3 и 14,4—15,6° С [77]. Первая величина характеризует, видимо, воды холодного арктического течения, вторая — прибрежные прогретые воды морского мелководья (на р. Сыне обнажается толща опоковых глин — фация холодного течения, с прослоями глауконитовых песчаников — мелководная фация) [87].

Флоры, растительность и их палеоклиматическая интерпретация. В составе изученных спорово-пыльцевых комплексов из отложений раннего сенона Сибири, как правило, количественно преобладает пыльца голосеменных и покрытосеменных растений. Это в основном *Pinaceae* (до 50%), *Taxodiaceae* (до 30%), *Gnetaceapollenites* (до 12%). Из покрытосеменных много пыльцы «мирикоидного» типа и *Gothanipollis*, составляющих вместе до 25%. Споры мхов, плаунов и папоротников в спорово-пыльцевых комплексах раннего сенона обычно занимают подчиненное положение. Среди них наиболее многочисленны *Sphagnum* (10—15%), однолучевые споры *Polypodiaceae*, *Davalliaceae* и *Aspidiaceae*, составляющие в сумме до 30% (в Вилюйской синеклизе — до 40%). Общий флористический список пыльцы и спор, встреченных в отложениях нижнего сенона рассматриваемой террито-

рии, включает около 200 наименований [16, 17, 20, 38, 39, 90, 93, 121, 122].

По сравнению с комплексами из туронских отложений, в нижнесенонских содержится значительно меньше спор *Gleicheniaceae* и *Schizaeaceae*. Типично сеноман-туронские *Taurocusporites reduncus* (Bolch.) Stover и туронские *Stenozonotriletes radiatus* Chlon. и *S. exuperans* Chlon. в сеноне единичны. Среди голосеменных в нижнем сеноне много пыльцы *Gnetaceapollenites*. Значительно разнообразнее и многочисленнее, по сравнению с туронским, спектр пыльцы покрытосеменных. В нем возрастает участие *Myricaceae*, *Fagaceae* и пыльцы формального рода *Gothanipollis*; последняя в раннесенонских комплексах наиболее многочисленна. Характерно также появление типичной позднесенонской пыльцы *Triprojectacites* и *Orbiculapollis*, отдельных видов рода *Betapacdalina*, пыльцевых зерен *Auriculiidites*, *Tricerapollis* и *Triporopollenites*.

При сохранении известной общности состава раннесенонских спорово-пыльцевых комплексов, в пределах Сибири отмечаются некоторые закономерные изменения в составе и особенно в экологической структуре комплексов, в зависимости от их местонахождений. С севера на юг уменьшается, например, количество спор мхов, плаунов и папоротников, пыльцы *Taxodiaceae*, но возрастает роль пыльцевых зерен *Pinaceae* и *Gnetaceapollenites* и покрытосеменных, причем для последних это выражается не только в повышении общего количества их пыльцы, но, что особенно важно, в разнообразии родов и видов. Так, в Северосибирской зоне (см. рис. 7), охватывающей тогда север Средней (Хатангская впадина) и Восточной Сибири (Приверхоанский прогиб и Вилюйская синеклиза), спорово-пыльцевые комплексы обогащены микрофоссилиями гигромезофильной группы растений — спорами различных папоротниковидных и пыльцой таксодиевых. Споры составляют до 70%. Большинство из них принадлежит представителям папоротников тропической и субтропической зон: *Gleicheniaceae*, *Schizaeaceae*, *Polypodiaceae*, *Davalliaceae* и *Aspidiaceae*. Три последних семейства наиболее широко распространены в комплексах Приверхоанского прогиба и Вилюйской синеклизы (до 30%), семейство *Gleicheniaceae* — в спектрах Хатангской впадины, где к ним присоединяется значительное количество спор мхов *Sphagnum*. Пыльца этих комплексов состоит из двух основных элементов: пыльцевых зерен мезофильных растений преимущественно субтропической зоны (*Taxodiaceae*) и пыльцы сосновых (*Pinaceae*) — растений эврифильной группы. Ксерофильная группа небольшая и представлена в основном семейством *Cupressaceae*. Несколько большее участие последних отмечается в комплексах Вилюйской синеклизы. Следует, однако, отметить, что принадлежность части этой пыльцы к *Cupressaceae* в силу недостаточно хорошей сохранности и особенностей ее морфологии не может считаться достоверно установленной. Покрытосеменные в этой зоне составляют в среднем 10—11%. Пыльца их не разнообразна. Чаще это мелкие зерна трехборозднопорового, трехбороздного и трехпорового строения. Единична пыльца растений умеренной зоны: *Alnus*, *Betula* (?), *Corylus*, *Salix*. Из представителей искусственных таксонов отмечаются пыльцевые зерна надгруппы *Triprojectacites* и рода *Wodehouseia*. Об экологических требованиях растений, продуцировавших эту пыльцу, известно мало. Основываясь на данных геологии и палеогеографии Сибири и других регионов, мы предположительно относим ее к растениям эврифильной группы, свойственной субтропическому и умеренно теплому климатическим поясам.

Таким образом, в раннесенонских комплексах Северосибирской зоны доминируют споры и пыльца растений гигромезофильной группы тропической, субтропической и умеренно теплой зон, в том числе

типичных представителей умеренного пояса. Показатели термофильности (K_t) и гигрофильности (K_g) Северосибирской зоны равны соответственно 1,2 и 2,9 (см. табл. 1).

В Сибирской зоне, охватывавшей в раннем сенеоне всю северную половину Западной Сибири, а также западную и южную части Средней и Восточной Сибири, сравнительно с Северосибирской зоной, более чем вдвое сокращается количество микрофоссилий гигромезофильной группы растений за счет спор мхов, папоротников и пыльцы таксодиевых. Здесь большую роль играет пыльца растений эврифильной группы: *Pinaseae* (до 50%) и весьма разнообразные покрытосеменные тропической, субтропической и умеренно теплой зон (40—50%) (см. рис. 7). Хвойные семейства *Pinaseae* представлены здесь пыльцевыми зернами в основном двух родов: *Cedrus*, часто встречающимся в комплексах Зауралья, и *Pinus*, распространенным в спектрах восточных районов Западно-Сибирской равнины. Мезофильные растения спорово-пыльцевых комплексов Сибирской зоны представлены спорами мхов и папоротников, а также пыльцевыми зернами преимущественно мезофильных семейств покрытосеменных: *Loranthaceae*, *Araliaceae*, *Symplocaceae*, *Platanaceae*, *Hamamelidaceae* и *Juglandaceae* (*Carya*, *Platykarya*, *Juglans*). Комплексы этой зоны содержат также повышенный процент пыльцы формальных таксонов (на Урале стеммы *Normapolles*, на остальной территории Сибири — *Gothanipollis*). Морфологические особенности пыльцы этих таксонов сближают ее с пыльцой *Myrtaceae*, *Sapindaceae*, *Santalaceae*, *Myricaceae* и некоторых других семейств — растений преимущественно гигромезофильной группы (хотя среди них есть и ксерофиты — миртовые и некоторые мириковые), в основном являющихся представителями тропиков и субтропиков. Что же касается растений, продуцирующих пыльцу *Normapolles Gothanipollis*, то их географическое распространение в геологическом прошлом и приуроченность к определенным палеофитоценозам этому выводу не противоречит. Среди пыльцы растений мезофильной группы есть также представители умеренной зоны. Роль их в комплексе невелика. Это единичные пыльцевые зерна *Pterocarya*, *Alnus*, *Salix*, *Eucorniaceae*. Растения ксерофитной группы представлены пыльцой, по своему строению напоминающей пыльцу *Ephedra* (*Gnetaceae pollenites*), составляющей до 8—10%. Появляется и пыльца типичных ксерофитов: *Myrtaceae* и *Proteaceae*. Очевидно, в эту же группу следует отнести часть зерен семейства *Myricaceae* (*Comptonia* 7% и *Quercites* 4%), очевидно, принадлежащего жестколистным вечнозеленым дубам — обитателям сухих тропиков и субтропиков.

Таким образом, в Сибирской зоне общий состав спор папоротнико-видных и пыльцевых зерен голосеменных и покрытосеменных характеризуется преобладанием мезофильных и преимущественно мезофильных растений тропиков и субтропиков при заметной роли ксерофитов. Такое же соотношение характерно и для одних только покрытосеменных; они в большинстве своем представлены пыльцой растений тропической и субтропической зон, преимущественно мезофильных с участием ксерофитов. Вместе с тем содержание микрофоссилий растений субтропического и умеренно теплого климатических поясов (споры некоторых папоротников и пыльца цветковых) достигает в сумме 18%, что для равнин тропиков исключается полностью. Сибирская зона по содержанию пыльцы таксодиевых и сосновых делится на две подзоны: северную и южную. В первой из них, за счет большого количества пыльцы таксодиевых спорово-пыльцевые комплексы в целом содержат больше влаголюбивых растений, во второй — меньше. Здесь много сосновых, что связано с близостью возвышенностей Алтае-Саянской складчатой области, откуда поступала их летучая пыльца (см. рис. 7).

Коэффициенты термофильности и гигрофильности северной подзоны 0,9 и 2,3, южной — 1,0 и 1,8 (см. табл. 1).

Спорово-пыльцевые комплексы Североказахстанской зоны, охватывавшей в раннем сеноне крайний юг Западной Сибири и Северный Казахстан, отличаются существенным увеличением роли ксерофитных растений за счет пыльцы *Ephedra*, *Classopollis*, *Gnetaceaepollenites*, составляющих в сумме до 20%. Споры папоротников содержатся в подчиненных количествах. Много здесь также пыльцы семейства Pinaceae и разнообразных покрытосеменных. В составе последних заметно повышается значение теплолюбивых компонентов: появляются единичные пыльцевые зерна *Palmae* (?), чаще встречаются Oleaceae, разнообразные Araliaceae, постоянно присутствуют Proteaceae. По-прежнему много пыльцы Myricaceae и Fagaceae (*Quercites*). В общем раннесенонские комплексы Североказахстанской зоны характеризуются большим участием растений эврифильной группы, повышенным содержанием ксерофитов и теплолюбивых растений, в том числе типичных представителей тропиков (см. рис. 7). На более теплые и менее влажные условия указывают и коэффициенты термофильности и гигрофильности, равные 1,6 и 0,9 (см. табл. 1).

В соответствии с принятой методикой, растительный покров суши Сибири в раннем сеноне реконструируется в следующем виде. Почти вся рассматриваемая территория была, видимо, покрыта светлыми хвойно-лиственными лесами, на севере влажными с пышным папоротниковым подлеском. Только в Северном Казахстане и на крайнем юге Западной Сибири они сменялись хвойно-лиственными вечнозелеными редколесьями с ксерофитами и зарослями жестколистных кустарников.

В Северосибирской зоне преобладали влажные хвойные и лиственные-хвойные леса с подлеском из папоротниковых. В древостое здесь произрастали сосны, более редкие кедры, ели, пихты, ногоплодниковые и араукариевые. Второй ярус был представлен кустарниковыми формами покрытосеменных, а на влажных участках произрастали таксодиевые. В хвойно-лиственных лесах к древостою добавлялись широколиственные породы: дубовые (вечнозеленые и листопадные), платаны, редкие ореховые (*Pterocarya*). Встречались также типичные обитатели современного умеренного пояса: ивовые, ольха и березовые (проблематичная пыльца, определяемая как *Betula* или *Betulaceae*). На заболоченных участках, в долинах рек и низинах основной фон растительности составляли заросли таксодиевых и папоротников: глейхений, аспидневых, даваллиевых и др., местами сменявшихся сфагновыми болотами, свойственными ландшафтам умеренного климата. На возвышенных сухих участках произрастали кипарисовые и сосны. В современной растительности земного шара сходные растительные ассоциации встречаются в высокогорных районах Гималайской области, где на высоте 1300 м вместе с растениями умеренных областей (дуб, ясень, клен, ореховые, ивы, ольха, береза, кедр, сосны, пихты) растут древовидные папоротники, пальмы, бананы и другие представители тропической флоры. У подножия гор растительность полностью тропическая [64, 84]. Некоторое сходство обнаруживают и горные леса Индо-Малайской области [22, 84]. Здесь на высоте 1500—2000 м, в зоне субтропического леса, наряду с многочисленными древовидными папоротниками, широко распространены гигантские хвойные (ногоплодниковые, сосны), различные виды дубов, каштаны, клены, ольха. Выше в горах появляются представители вересковых, миртовых, липовых, аралиевых, разнообразные папоротники: полиподиевые, глейхениевые, схизейные, различные плауны. На каменистых вершинах развиты ассоциации кустарников из вересковых, розоцветных и подушки сфагнового мха. Среднегодовая температура в этих областях +15—17°С и обильные осадки (до 2000 мм).

Таким образом, состав лесообразующих пород Северосибирской зоны указывает на умеренно теплый мягкий влажный климат с небольшими сезонными колебаниями и отсутствием зимних заморозков. Такой тип климата ближе всего к современному субтропическому океаническому, характеризующемуся относительно прохладным летом, теплой зимой и обилием атмосферных осадков в течение всего года.

В Сибирской зоне господствовали светлые хвойно-лиственные леса богатого систематического состава. По сравнению с лесами Северосибирской зоны, в них существенно возрастает количество и разнообразие покрытосеменных, в том числе тропических и субтропических их представителей: миртовых, лорантовых, редких протейных, санталовых; значительно больше восковниковых. Кроме того, увеличивается число ксерофитных растений — миртовых, частично вечнозеленых восковниковых и жестколистных дубов, а также растений, продуцировавших пыльцу *Gnetaceapollenites*. Одновременно происходит сокращение числа растений гигромезофильной группы (папоротников, мхов, в том числе сфагновых, таксодиевых). В древостое основной породой лесов данной зоны были кедр, сосны, вечнозеленые и листопадные дубы, платаны, разнообразные ореховые (грабы, гикори, орех); в подлеске — падуб, лещина, луносемянниковые. На более сухих участках произрастали жестколистные дубы, заросли вечнозеленых восковниковых, миртовых. Как и в Северосибирской зоне, встречались редкие представители листопадных пород: березовых, ольхи, эвкомии. Ксерофиты были представлены растениями, продуцировавшими пыльцу *Gnetaceapollenites*. На возвышенностях палео-Урала господствовали лиственно-хвойные леса в основном из кедра и растений, продуцировавших пыльцу *Normapollis*.

Наиболее близким аналогом рассматриваемого древнего фитоценоза являются современные горные субтропические леса средиземноморской области: приморские районы Южной Франции, Италии, Греции. Там широко распространены вечнозеленые леса из лавровых, каштанов и различных дубов (каменного, пробкового, валанового) с подлеском из миртовых, восковниковых, калины, а также папоротников — эпифитов. Для небольших возвышенностей характерны сосновые боры из пинии с кипарисами. Здесь же встречаются деревья с опадающей листвой: вязы, тополя. На средних высотах распространены каштановые леса; они перемежаются с густыми зарослями вечнозеленых колючих кустарников из вересковых, миртовых, восковниковых [64].

Состав и экологическая структура рассматриваемого зонального комплекса указывают на климатические условия, близкие к современному субтропическому климату средиземноморского типа. В то время, однако, сезонные колебания температуры были существенно меньшими, совершенно отсутствовали зимние заморозки. Летний сезон был сухим и жарким, зимний — теплым и влажным.

В Североказахстанской зоне еще больше господствовали теплолюбивые и ксерофильные растения. Наряду с дубами, среди которых, очевидно, преобладали их жестколистные вечнозеленые представители, каштанами, платанами, много вечнозеленых восковниковых. Появляются редкие пальмы (?), тутовые, маслинные. Заметную роль играли теплолюбивые и сухостойкие эфедровые, растения с пылью *Gnetaceapollenites* и *Classopollis*, а также тропические казуарины. Наряду с этими обитателями жарких стран встречались редкие представители умеренных флор — березовые, лапина. Характер растительности в пределах этой зоны существенно менялся в зависимости от близости моря и рельефа суши. Так, на возвышенности Алтае-Саянской складчатой области господствовали хвойные леса из сосны и кедра с примесью ели и пихты на наветренных более увлажненных склонах; в предгорьях на увлажненных участках к ним примешивались заросли ногоплод-

никовых. По берегам водоемов — влажные леса и заросли папоротников, а на возвышенных равнинах Северного Казахстана хвойно-лиственные и лиственные леса, сменявшиеся редколесьем.

В Тургайской низменности преобладали, видимо, редколесья или ландшафты типа современных тропических лесостепей — саванн, но существовавших в условиях несколько более прохладного, чем в современных тропиках, зато более влажного климата. Травяной покров здесь либо отсутствовал вовсе, либо был представлен некоторыми древнейшими представителями вересковых, санталовых, эфедровых, редкие пыльцевые зерна которых встречаются в спорово-пыльцевых комплексах тех мест. В древостое преобладали жестколистные вечнозеленые дубы, каштаны с примесью тутовых, маслинных, казуарин, а также, вероятно, некоторые сосновые и хейролепидиевые. Вечнозеленые восковниковые, миртовые, а также вересковые образовывали заросли кустарников. По берегам рек, Тургайского пролива и других водоемов произрастали галерейные влажные леса из широколиственных вечнозеленых и листопадных пород с зарослями папоротников в подлеске. В рассматриваемом ландшафте обитали, видимо, травоядные и хищные динозавры, а в южной акватории Западно-Сибирского моря и в Тургайском проливе — гигантские водные ящеры, кости которых часто попадают теперь в верхнемеловых прибрежно-морских отложениях приосевой части Тургайского прогиба. Все это указывает на развитие растительности данной зоны в условиях теплого и влажного климата зимой, а летом — жаркого и сухого, со сравнительно небольшими сезонными амплитудами температур. Наличие широколиственных листопадных пород (каштаны, орех и др.) и представителей мелколистных деревьев, а также отчетливо выраженные годовичные кольца в ископаемой древесине свидетельствуют о существенном изменении погодных условий по сезонам. Однако зимние температуры, по-видимому, не опускались ниже $+10^{\circ}\text{C}$ (в противном случае, здесь не могли бы обитать гигантские мезозойские ящеры). С другой стороны, присутствие представителей умеренных флор (хотя и малочисленных) совершенно исключает возможность определять рассматриваемый палеофитоценоз как тропический, ибо ни реликтовые, ни древние фитоценозы не включают и не могли включать даже одиночных представителей флор умеренного климата. Из этого следует также, что среднелетние температуры в этой зоне не превышали $20-25^{\circ}\text{C}$.

Таким образом, Североказахстанская зона располагалась, видимо, в палесубтропическом поясе, где господствовал тогда климат, близкий по термическому режиму современному средиземноморскому, но с несколько более высокой среднегодовой температурой в основном за счет теплой зимы, а сезонные условия характеризовались сравнительно жарким и сухим летом и влажной теплой зимой. Наиболее близким по экологической структуре аналогом палеофитоценозов этой зоны являются современные средиземноморские маквисы, гариги, широко распространенные в Восточном Средиземноморье (Средиземноморская растительная область). Климат здесь был типично средиземноморский с сухим летом и дождливой зимой, среднегодовая температура 19°C , количество осадков в год $600-800$ мм [1, 64, 84]. Растительные ассоциации, подобные вышеописанным, встречаются и вдоль Тихоокеанского побережья Северной Америки. Здесь также широко распространены кустарниковые заросли из дубовых, вересковых, восковниковых, розоцветных, сумаховых, лилейных. В горах древостой представлен как вечнозелеными, так и листопадными дубами с примесью кленов, сменявшихся выше по склонам хвойными, преимущественно сосной. В низменностях, прилегающих к побережью, вместе с эндемичными хвойными часто присутствуют кипарисы [22, 64].

В раннем сеноне Сибири, по сравнению с сеноман-туронским временем, произошло некоторое потепление климата, проявившееся наиболее отчетливо в южных ее районах. Одновременно отмечается существенное его иссушение, фиксируемое даже в самой северной климатической зоне, и усиление дифференциации. Граница палеоумеренного и палеосубтропического поясов, отражая потепление климата в Сибири, сдвигается на 1—2° к северу (рис. 7). Индекс температуры климата раннего сенона, рассчитанный как средний для всей рассматриваемой

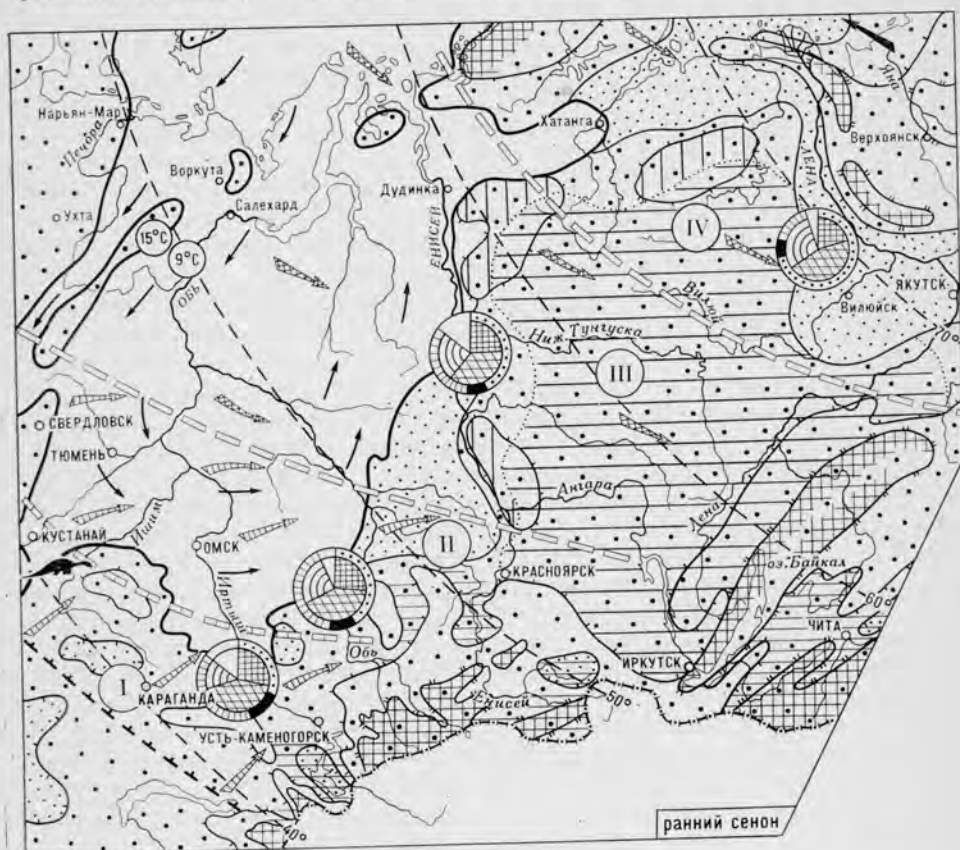


Рис. 7. Палеоклиматическая схема Сибири. Ранний сенон. Условные обозначения см. рис. 5

территории ($K_{\text{ср}}=1,3$), лишь немногим превышает таковой ($K_{\text{ср}}=1,2$) для сеноман — турона, а индекс влажности ($K_{\text{ср}}=1,7$) значительно меньше сеноман-туронского, равного 4,8 (см. табл. 1). Иссушение климата раннего сенона не может быть объяснено только влиянием прохладного Западно-Сибирского моря, так как является следствием общей эволюции древнего климата Земли, на что обращали внимание М. И. Голенин [34], В. М. Синицын [105] и другие исследователи. Вывод о потеплении климата в раннем сеноне, по сравнению с сеноман-туронским, подтверждается небольшим смещением к северу границы Сибирской и Европейско-Туранской палеофлористических областей [86], которая теперь почти совпадает с границей палеоумеренного и палеосубтропического поясов. Данные палеотермометрии по белемнитам из морских отложений Западной Европы, Северной Америки, Русской равнины и Австралии в сантоне фиксируют максимум температуры морских вод древних бассейнов, связанный с климатическим оптимумом [11, 69, 77, 82, 128].

По палеоботаническим данным, в раннем сеноне Сибири достаточно отчетливо выделяются три палеофлористические (палеоклиматические) зоны, причем одна из них делится еще на две подзоны (всего 4 фитохории): Северосибирская зона, Сибирская (с южной и северной подзонами) и Североказахстанская зоны. Индексы температур и влажности палеоклиматов при переходе из одной зоны (подзоны) в смежную фиксируют постепенное похолодание и увлажнение в направлении с юга на север (см. табл. 1).

Северосибирская зона располагалась в северной части палеоумеренного пояса, охватывая северо-восточные районы Сибири (см. рис. 7). Господствовавший здесь палеоклимат по термическому режиму был близок к климату Сибирской зоны в сеноман — туроне (индексы температур соответствующих зон равны $K_t=1,2$), но в раннем сеноне он отличался меньшей влажностью (см. табл. 1). Это был гумидный равномерно-влажный теплый климат, близкий к современному субтропическому океаническому. Среднегодовые температуры, как и в сеноман — туроне, $16-18^{\circ}\text{C}$ при годовой амплитуде $6-8^{\circ}$. Количество осадков в году составляло приблизительно $1400-1800$ мм. Сухой сезон не выделялся. Для бокситообразования такой зональный тип климата был неблагоприятным ввиду низких температур и равномерной влажности.

Сибирская зона занимала большую часть палеоумеренного пояса в Сибири, южная ее подзона непосредственно примыкала к палеосубтропическому поясу. Кроме северо-восточных районов Сибири, принадлежавших к Северосибирской зоне, в эту зону входила почти вся территория Западной и Восточной Сибири. Граница подзон в ней проходила примерно по линии: г. Серов (на Северном Урале) — пос. Уват (на Нижнем Иртыше) — г. Колпашево (на Оби) — г. Братск (см. рис. 7). В пределах Сибирской зоны господствовал палеоумеренный гумидный переменнo-влажный теплый климат, близкий к современному средиземноморскому. Среднегодовые температуры: в северной подзоне $18-19^{\circ}\text{C}$, годовая амплитуда $5-7^{\circ}$, в южной подзоне $19-20^{\circ}\text{C}$, годовая амплитуда $5-7^{\circ}$. Количество атмосферных осадков в году: в северной подзоне $1200-1400$ мм, в южной — $1000-1200$ мм. В обеих подзонах выделялся летний сухой сезон: в северной продолжительностью 1—2 месяца, в южной — 2—3 месяца; климат был неблагоприятным для развития латеритного процесса ввиду недостаточно высоких среднегодовых температур (см. рис. 7, табл. 3).

Североказахстанская зона располагалась в северной части палеосубтропического пояса и охватывала Северо-Западный и Северный Казахстан и частично Южное Зауралье (см. рис. 7). Климат здесь был гумидный переменнo-влажный, очень теплый (близкий к современному восточно-средиземноморскому). Среднегодовые температуры $20-22^{\circ}\text{C}$, годовая амплитуда $4-6^{\circ}$. Количество осадков около $800-1000$ мм в год. Летний сухой сезон продолжительностью 3—5 месяцев. В этих условиях процессы химического выветривания развивались преимущественно по красноземному типу, но латеритные коры выветривания и бокситы не могли формироваться из-за недостаточного количества атмосферных осадков. Что же касается указаний на формирование в это время бокситов в Тургайской впадине, то это, видимо, является следствием ошибочного определения их возраста. В последнее время появился ряд работ геологов и палинологов, в которых обращается внимание на неясность возраста большинства бокситоносных толщ, дискуссионность их стратиграфических корреляций (высказывается даже предположение о том, что микрофоссилии поздне меловых растений оказались вмыты в более древние образования) и обосновывается существование только двух эпох бокситообразования в Тургае и Юж-

ном Зауралье: апт-туронской и палеоцен-эоценовой (Е. П. Бойцова, 1972 г.). Некоторые исследователи отрицают даже и последнюю, считая все бокситы Тургая и Урала апт-альбскими [88, 103].

Поздний сенон

Климатическая интерпретация геологических формаций. В позднем сеноне осадконакопление в Сибири происходило примерно на тех же площадях, что и в раннем сеноне, но в связи с изменениями палеогеографической обстановки произошли и соответствующие изменения в составе отложений. С юго-запада через Тургайский пролив в Западно-Сибирское море произошло вторжение теплых морских вод из Приаральского бассейна. Море в Западной Сибири стало тепловодным на большей части плиты. Холодные воды, связанные с арктическим течением, оказались оттесненными на северо-запад.

В области распространения теплых вод начала формироваться карбонатно-глинистая формация, в области холодноводного участка моря — кремнистая. На севере и северо-западе между двумя этими формациями вновь начала накапливаться терригенно-олигомиктовая глинистая формация, а по окраинам Западно-Сибирской плиты на мелководных прибрежных участках — терригенно-глауконитовая формация. В связи с некоторым сокращением морского бассейна, на востоке плиты значительно расширилась арена накопления терригенно-олигомиктовой каолиновой формации, которая охватила теперь всю приенисейскую часть плиты и западную часть Хатангской впадины.

На севере Средней и Восточной Сибири в позднем сеноне сохранились те же условия, что и в раннем, что отразилось в составе отложений: в Хатангской впадине продолжала накапливаться терригенно-олигомиктовая слабоугленосная формация, в Попигайской котловине — вулканогенно-осадочная угленосная, а в центральной части Приверхо-янского прогиба и в Вилюйской синеклизе — терригенно-мезомиктовая каолиновая слабоугленосная. Кроме карбонатно-глинистой формации, все перечисленные формации рассмотрены выше, а размещение их в позднем сеноне показано на рис. 3. Поэтому ограничимся краткой характеристикой этой формации, но отметим некоторые особенности состава других отложений, представляющие определенный интерес для настоящего исследования.

Карбонатно-глинистая формация (ганькинская и журавлевская свиты) в большинстве своем имеет довольно однообразный состав. Это серые, светло-серые или зеленовато-серые известковистые глины, переслаивающиеся с мергелями. Встречаются маломощные прослои мелкозернистых глинистых полевошпато-кварцевых песчаников и алевролитов, а также известняков. Очень характерны обильные остатки пелеципод, гастропод, головоногих моллюсков и игл морских ежей, многочисленные комплексы известковистых фораминифер и других ископаемых. В небольшом количестве, но постоянно в породах присутствуют глауконит, сидерит и пирит. Известковистые глины преимущественно гидрослюдистого состава с примесью смешанно-слоистых генетических сростков, монтмориллонита, реже каолинита. В восточных районах глины и мергели обогащаются алевритовым материалом, появляются более мощные прослои алевролитов и песчаников; карбонатность постепенно утрачивается. Зато возрастает содержание глауконита и рассматриваемая формация переходит в терригенно-глауконитовую. На северо-западе она постепенно переходит в кремнистую или терригенно-олигомиктовую глинистую, а в Тургайской впадине — в толщу известняков с прослоями мергелей — карбонатную формацию. Мощность формации 250 м [87]. Преобладание в составе данной фор-

мации известковистых глин и мергелей, наряду с присутствием прослоев известняков, роль которых значительно возрастает в Тургайском проливе, а также содержащийся в породах комплекс тепловодных организмов указывает на образование осадков в тепловодном морском бассейне при теплом и влажном (не аридном) климате. Характерно присутствие в составе формации прослоев кокколитофоридовых мергелей — пород, сложенных скелетными остатками одноклеточных водорослей тропических и субтропических морей (вымирают при сезонных понижениях температуры воды ниже $+9^{\circ}\text{C}$ [126]), одиночных кораллов *Leptoria* Edw. et Haim. и *Stephanophylla* Michelin, которые тоже не могли бы выжить при зимних понижениях температуры воды ниже $+10^{\circ}$. На юго-западе и в Тургайском проливе температура морских вод была еще выше — здесь отлагались преимущественно известняки, местами с железистыми оолитами.

Палеотемпературные определения по изотопам кислорода в органическом кальците дали, однако, сравнительно низкие значения температур морских вод в Тургайском проливе (бассейн р. Аят) — для раннего маастрихта $+11,4^{\circ}\text{C}$, для позднего маастрихта $+13,5\text{—}14,2^{\circ}\text{C}$. В бассейне р. Эмбы они были более высокие: в кампане $+16,1\text{—}16,5^{\circ}\text{C}$, в раннем маастрихте $+10,3^{\circ}\text{C}$, в позднем $+14,3^{\circ}\text{C}$, т. е. на фоне более высоких температур здесь также отмечается минимум в раннем маастрихте [76]. Данные палеотермометрии указывают на планетарный характер этого похолодания [77].

Как уже отмечалось выше, формирование терригенно-глауконитовой формации в позднем сеноне Сибири может быть интерпретировано в климатическом аспекте как свидетельство господства теплого умеренного и гумидного климата, когда температура прибрежных морских вод большую часть года держалась около $+15^{\circ}\text{C}$. Оолитовые шамотитовые руды в позднем сеноне также достаточно широко распространены (особенно в восточных районах Западной Сибири) среди пород терригенно-глауконитовой формации, но по сравнению с ранним сеноном они теперь формируются и на юге Западно-Сибирской плиты в приказахстанской ее части [44]. В позднесенонских отложениях здесь много и глауконита. Все это совершенно определенно указывает на увлажнение климата позднего сенона, по сравнению с раннесенонским даже на юге Западной Сибири. Видимо, этим же объясняется появление прослоев бурых углей в каолинизированных песках терригенно-олигомиктовой каолиновой формации на юго-востоке Западной Сибири. В области развития кремнистой формации сохранились условия относительно холодноводного моря в зоне воздействия арктического холодного течения [26, 56, 87, 115].

На востоке Хатангской впадины верхнесенонская часть терригенно-олигомиктовой слабоугленосной формации (формирование ее началось еще в раннем сеноне), по данным З. З. Ронкиной [96], представлена чередующимися пачками темно-бурых и светло-серых алевроитов, светло-серых мелкозернистых песков и темно-серых глин. Встречаются прослои и линзы бурых углей, конкреции глинистого сидерита и сильно ожелезненных песчаников и алевролитов. По сравнению с нижнесенонскими породами, рассматриваемые отложения имеют более светлую окраску, в них отсутствует янтарь, чаще отмечаются проявления бурых железняков и сидеритов, уменьшается роль кварцевых и полевошпато-кварцевых песков. Все это, по-видимому, является результатом воздействия более прохладного и влажного климата, чем в раннем сеноне. В Вилюйской синеклизе и в центральной части Приверхо-янского прогиба в верхнесенонских породах терригенно-мезомиктовой каолиновой слабоугленосной формации (линденская свита) вверх по разрезу увеличивается количество каолина в песках и алевроитах, но наряду с этим появляются прослои глин гидрослюдистого состава с

хлоритом и монтмориллонитом. В тяжелой фракции уменьшается содержание устойчивых минералов. Угли сменяются лигнитами [33]. Полагая, что данная свита образовалась за счет размыва позднемеловой сиабитной коры выветривания, эти изменения в составе пород можно связывать с похолоданием и увлажнением климата в конце сенона.

В грабенах Прибайкалья и Забайкалья в основании угленосной толщи палеогена залегают конгломерато-песчано-глинистые отложения верхов верхнего мела (датские или маастрихт-датские). Они представлены рыхлыми конгломератами, крупнозернистыми песками, темно-серыми углистыми глинами. В Прибайкалье терригенные породы полимиктовые, безугольные (муромцевская свита), в Забайкалье — полимиктовые и олигомиктовые, содержат пласты бурых углей (байгульская свита). Глины в обоих случаях гидрослюдисто-монтмориллонитовые. Безугольные отложения Прибайкалья могут быть выделены в качестве терригенно-полимиктовой формации, а углистые Забайкалья — как терригенно-мезомиктовая слабоугленосная. Обе они указывают на влажный умеренно теплый климат.

Для исследования палеоклиматов Сибири интересным является формирование в конце позднего мела в Зайсанской котловине (Восточный Казахстан) отложений семиаридного субтропического переменного-влажного климата — кремнисто-гидрогетитовой (В. С. Ерофеев, 1966 г.) или пестроцветной кремнисто-гетит-каолиновой (Ю. Г. Цеховский, 1970 г.) формаций — в северной части впадины и индикатора аридного климата — терригенно-полимиктовой красноцветной гипсоносной формации на юго-востоке Призайсания. Первая сложена глинами, кремнистыми аргиллитами и алевролитами с прослоями и линзами песков и песчаников, в том числе с кремнисто-глинистым и бурым гидрогетитовым цементом. Снизу вверх по разрезу окремнение и ожелезнение пород убывает. Гидроокислы железа, по данным В. С. Ерофеева (1966 г.), представлены маловодными формами (темно-бурого, вишневого цвета), встречаются прослойки оолитовых стяжений. Находки скорлупы яиц динозавров и отпечатков их кожного покрова, наряду с данными о растительности того времени, указывают на жаркий переменного-влажный климат и существование безлесных пространств. В юго-восточной части Зайсанской котловины климат был еще более сухим, на что указывает появление в породах северозайсанской свиты гипса, конкреций и журавчиков кальцита. Состав глин становится монтмориллонитовым (каолинит исчезает), широкое развитие приобретают делювиально-пролювиальные фации (Ю. Г. Цеховский, 1970 г.). Еще резче аридизация климата в Зайсанской котловине проявилась в эоцене, когда накопилась верхняя часть терригенно-полимиктовой красноцветной гипсоносной формации — монотонная пачка глин монтмориллонит-гидрослюдистого состава, часто сильно загипсованных, с прослоями песков. В них встречаются известковистые стяжения и железомарганцевые бобовины. Окраска глин коричневая, красная, зеленая. Следует отметить, что в Восточном Казахстане в позднем сеноне господствовал семиаридный климат, аридный литогенез в Зайсане имел, видимо, локальный характер и был связан с интразональными климатическими проявлениями. Примечательно также, что в эоцене степень аридизации климата здесь существенно возросла.

Завершая климатический анализ сенонских геологических формаций, уместно остановиться на бокситоносности меловых и палеогеновых отложений Сибири. Несмотря на весьма большое число работ, посвященных этой проблеме, вопросу о времени формирования латеритных кор выветривания и бокситов (если не считать чисто теоретических построений) уделялось недостаточное внимание. Особенно мало работ посвящено стратиграфии бокситоносных отложений, а те, что

опубликованы, страдают одним недостатком — в них, как правило, не анализируется возможность образований той или иной залежи путем переотложения более древних образований (кор выветривания или первичных месторождений). В результате этот важнейший вопрос геологии бокситов остается наименее разработанным и спорным. Сейчас можно считать достоверно установленным существование в мезозое Сибири только двух эох латеритного выветривания и формирования элювиальных бокситов: 1) раннемеловой точнее апт-альбской (по мнению В. П. Казаринова и др., 1969 г. — баррем-аптской) и 2) палеогеновой (палеоцен-эоценовый, дат-палеоценовый, эоценовый — по данным различных авторов). Некоторые исследователи считают, что существовала еще сеноманская, туронская и сенонская эпохи, т. е. включают в число благоприятных для бокситообразования все века поздне-меловой эпохи. Однако убедительных данных в пользу этого предположения нет. Более правильным представляется точка зрения, высказанная К. В. Боголеповым и Е. И. Пельтеком еще в 1958 г. о существовании в Сибири двух эпох бокситообразования: апт-альбской и палеоцен-эоценовой [15].

В самом общем виде условия залегания бокситоносных отложений на Енисейском крае и юго-западной части Сибирской платформы следующие. Бокситоносные отложения приурочены к карстовым впадинам (воронкам, полям) и эрозионно-тектоническим депрессиям на различных по составу и возрасту породах: протерозойских известняках и сланцах, кембрийских известняках, терригенных породах ордовика, амфиболитах протерозоя, триасовых долеритах трапповой формации и др. На восточной окраине Западно-Сибирской плиты бокситоносные отложения образуют залежи типа делювиальных шлейфов. Здесь-то по залеганию бокситоносных отложений на породах нижнего мела и по нахождению в их кровле сеноманских, альб-сеноманских или туронских отложений и установлен достаточно точно апт-альбский возраст бокситов. В Приангарском районе мощность бокситоносных отложений колеблется от 30 до 250 м. В основании их залегает мощная «подрудная толща», сложенная пестроцветными глинами с обломками пород фундамента, обломками бокситов, бурых железняков и других пород. В подрудных глинах содержатся также прослои и линзы песков. Мощность подрудной толщи до 200 м. Вышележащий рудный горизонт сложен пестроокрашенными каолинит-галлуазитовыми глинами, бокситовыми глинами, а также рыхлыми и каменистыми бокситами. Его нижняя пачка (герфедская свита), по данным спорово-пыльцевого анализа, соответствует датскому ярусу. Верхняя пачка относится к мурожинской свите палеоцен-эоценового возраста [80].

Геологами Красноярского геологического управления отмечено цикличное строение бокситоносных толщ; выделено в наиболее полных разрезах три цикла, разделенных перерывами. Каждый цикл состоит из двух горизонтов: подрудного и рудного. Подрудные горизонты сложены гидрослюдистыми и каолиновыми глинами, содержат щебенку коренных пород, обломки бурых железняков и бокситов, скопления марганцевых окислов, маршаллита и талька. Рудные горизонты сложены бокситами, бокситовыми и пестроцветными каолиновыми глинами. В верхней части цикла иногда залегают линзы бурых углей и углистых глин, которые обычно содержат остатки древних растений. Изучение этих остатков свидетельствует о том, что верхние два цикла общей мощностью около 100 м являются палеоцен-эоценовыми (мурожинская свита). Отложения нижнего цикла распространены значительно меньше. Бокситы этого цикла кое-где перекрываются углистыми глинами, содержащими спорово-пыльцевые спектры поздне-сеноманского возраста. Возраст подстилающих пород «подрудного горизонта» устанавливается по сопоставлению с участком руч. Сухого, где такой го-

ризонт налегает на углистые отложения сеномана [123]. Эти особенности строения разрезов наблюдаются и в Чадобецком районе [61]. На Енисейском кряже бокситоносные отложения мощностью до 200 м выполняют эрозионно-карстовые депрессии в зонах контактов известняков и сланцев верхнего протерозоя. На протерозойских породах кое-где сохранилась бокситоносная кора выветривания, перекрытая осадочной бокситоносной пачкой. Возраст бокситоносной осадочной толщи устанавливается только по палинологическим данным для пород кровли: маастрихт — дат, дат — палеоцен и эоцен.

Из приведенных данных очевидно, что формирование бокситоносных отложений Ангара-Енисейской провинции происходило в несколько этапов, а время завершения каждого из них устанавливается только по возрасту пород кровли, априорно считая, что оно всегда непосредственно предшествовало времени накопления кровли. Однако особенности строения бокситоносных толщ, особенно их «подрудных горизонтов», позволяют предполагать, что все эти залежи образовались в результате, по крайней мере, трехкратного размыва и переотложения более древних латеритных кор выветривания и первичных бокситовых месторождений. Такими первоисточниками могли, например, быть латеритные коры выветривания, а также элювиальные и осадочные бокситы апт-альбского возраста. Те и другие, кстати, установлены в Ангара-Енисейской провинции. Бокситоносные отложения этого возраста обнаружены также на юге Западной Сибири, широко распространены в Тургае и на восточном склоне Урала. Здесь апт-альбский их возраст был определен по флоре еще В. А. Вахрамеевым [24], который указывал также на похолодание климата в позднем альбе и на прекращение процесса бокситообразования. Данные о широком распространении апт-альбских бокситов и кор выветривания и их массовом переотложении (кийская и леньковская свиты, бокситовый материал в отложениях альб—сеномана бассейна р. Турухана и др.) уже приводились выше. Продуктами ближнего переотложения (частично даже делювиальными свалами) являются в значительной мере и залежи Ангара-Енисейской провинции. Первоисточником для них послужили, видимо, апт-альбские коры и бокситы. Этапы массового накопления продуктов переотложения этих образований скорее отвечают этапам их разрушения, а не «эпохам бокситообразования». Первые связаны с тектоническими подвижками (и их следствием — карстообразованием) и индифферентны к климату, вторые—прежде всего с благоприятными климатическими предпосылками.

Итак, есть основание полагать, что многие бокситовые месторождения и проявления в Ангара-Енисейской провинции образовались в значительной мере за счет разрушения и переотложения в различные этапы позднего мела и, частично, палеогена латеритных кор выветривания и бокситов апт-альбского возраста. Такой генезис вовсе не исключает наложение процессов переработки делювия растворами, в том числе и его «бокситизации» [35]. Таковыми, возможно, и являются некоторые «рудные горизонты» «палеогеновых» бокситов. Забегая несколько вперед, отметим, что результаты настоящего исследования подтвердили возможность образования латеритных кор выветривания и латерит-бокситов только в апт — альбе Сибири (в Тургае — и в сеноман — туроне) и в палеоцене. Ранний и поздний сенон, а также эоценовая эпоха по климатическим условиям признаны неблагоприятными для развития аллитных кор выветривания и образования латерит-бокситов. Возможность бокситообразования в палеоценовую эпоху представляется авторам вполне реальной, ибо в это время в Сибири произошло потепление и увлажнение (по сравнению с поздним сеноном) климата. Некоторыми своими чертами он стал схож с апт-альбским. Эоценовая же эпоха ознаменовалась похолоданием и иссуше-

нием климата, на что совершенно определенно указывают палеоботанические данные [48, 87]. Палеоценовый возраст скорее всего имеют и бокситы Прибайкалья (Тулонская и другие впадины), залегающие в угленосных терригенных толщах эоцена и неогена [61, 68, 98], а также рудопоявления Беллыкского Белогорья [4]. Таким образом, палеоценовые латеритные коры и элювиальные бокситы могли быть вторым первоисточником «бокситового материала» для формирования залежей осадочных бокситов в отложениях палеоцена, эоцена и более молодых.

В соответствии с этими представлениями терригенно-олигомиктовая пестроцветная бокситоносная формация на схемах размещения геологических формаций (см. рис. 2—4) показана только для апт — альба и палеоцена, а продукты ее переотложения еще в сеномане, туроне и эоцене.

Флоры, растительность и их палеоклиматическая интерпретация. В спорово-пыльцевых комплексах позднего сенона обычно доминирует пыльца покрытосеменных (до 80%). Среди этой широко распространенной, разнообразной и многочисленной пыльцы наиболее характерна пыльца искусственных таксонов: надгруппы *Triprojectacites* (до 50%), стеммы *Normapolles* (до 50%) и рода *Orbiculapollis* (до 30%) от общего количества пыльцы и спор. Споры папоротников и пыльца голосеменных растений на большей части рассматриваемой территории находятся в подчиненном положении. Только на севере Сибири споры мхов, плаунов и папоротников содержатся в количестве до 50%. Роль пыльцы голосеменных растений значительно возрастает в отложениях верхнего сенона юга Западной Сибири и Северного Казахстана (до 60%). Среди спор господствуют однолучевые представители семейств *Aspidiaceae*, *Polypodiaceae* и *Davalliaceae*. Пыльца голосеменных принадлежит в основном семействам *Pinaceae* и *Taxodiaceae*. Из покрытосеменных кроме формальных таксонов отмечаются *Myricaceae*, *Fagaceae* и др. Общий флористический список спор и пыльцевых зерен из отложений верхнего сенона Сибири содержит более 250 наименований [17, 18, 20, 39, 90, 93, 121, 122].

Сравнительно с комплексами раннего сенона в позднесенонских постоянно отмечается повышенная роль однолучевых спор. Наиболее резко отличается спектр пыльцы покрытосеменных растений, родовой состав которого, по сравнению с раннесенонским, увеличился более чем на одну треть за счет присутствия пыльцевых зерен *Bombacaceae*, *Vitaceae*, *Caprifoliaceae*, *Cornaceae*, *Onagraceae*, *Cyrillaceae*, появления *Fothergilla*, *Liquidambar*, *Rhus*, *Pachysandra*, *Acer*, *Sapindus*, *Elaeagnus*, *Weigela*, *Ulmoides*, *Isopogon*, *Symphionema* и др. Возрастает количество и видовое разнообразие *Hamamelidaceae*, *Proteaceae*, *Loranthaceae* и *Ulmaceae*. В позднесенонских комплексах максимально разнообразна также и пыльца искусственных таксонов: *Triprojectacites*, *Normapolles*, *Orbiculapollis* и др., а общий процент ее иногда превышает число всех остальных компонентов комплекса. Типичная раннесенонская пыльца мелких размеров (*Auriculiidites*, *Tricerapollis* и др.) в отложениях верхнего сенона чаще исчезает совсем либо встречается чрезвычайно редко. Подобный своеобразный состав спор и особенно пыльцы цветковых делает позднесенонские спорово-пыльцевые комплексы отличными от более молодых и более древних.

Как и в отложениях нижнего сенона, комплексы позднего сенона на всей изученной территории не тождественны, а закономерно меняются в пространстве. Изменения их выражаются в различной степени участия представителей гигромезофильной, ксерофильной и эврифильной групп растений. Как и для раннего сенона, комплексы северных районов содержат повышенное число влаголюбивых растений — спор мхов и папоротников, пыльцу *Taxodiaceae* и сравнительно однообразные

покрытосеменные. Для южных районов споры менее характерны, а пыльца богаче Ринасеей и различными покрытосеменными. В соответствии с экологическими особенностями спорово-пыльцевых комплексов из различных районов Сибири для позднего сенона выделяются следующие зоны: Северосибирская, Сибирская с северной и южной подзонами и Североказахстанская (см. рис. 8).

В Северосибирской зоне, занимавшей тогда север Средней и Восточной Сибири, комплексы богаты представителями растений гигромезофильной группы. Это в основном споры папоротников тропической и субтропической зон: *Gleicheniaceae*, *Polypodiaceae*, *Davalliaceae*, *Aspidiaceae* и *Schizaeaceae* со значительным участием мха *Sphagnum* — современного обитателя лесов и болот умеренного климата. В Хатангской впадине количество его достигает 18%, а общий процент спор здесь часто превышает количество всей пыльцы. Покрытосеменные в этой зоне составляют до 30%. Часто половина из них приходится на долю пыльцевых зерен искусственных таксонов: *Triprojectacites*, *Krysthofoviacites*; экология растений, производивших эту пыльцу, неизвестна. Покрытосеменные естественной системы классификации принадлежат растениям гигромезофильной группы: *Symplocaceae*, *Juglandaceae* (*Pterocarya*), *Platanaceae*, *Betulaceae* (*Carpinus*) при участии представителей эврифильной группы: *Liliaceae*, *Menispermaceae*, *Betulaceae* (*Alnus*, *Corylus*), *Myricaceae* (*Myrica*). Большинство из них, по нашим представлениям, являются растениями субтропической, умеренно теплой и умеренной зон. Ксерофильная группа представлена небольшим количеством пыльцевых зерен семейства *Cupressaceae*. Сюда же следует отнести и некоторое число пыльцевых зерен *Myricaceae* и *Quercites*. Среди покрытосеменных практически отсутствует пыльца типично тропических форм, что подтверждает выводы С. Р. Самойлович [101], выделившей на этой территории Лено-Вилуйскую провинцию по отсутствию в комплексах тропических и субтропических элементов.

Таким образом, позднесенонские спорово-пыльцевые комплексы Северосибирской зоны отличаются богатством спор и пыльцы гигромезофильной группы растений с небольшим участием ксерофитов. Характерно почти полное отсутствие пыльцы тропических и субтропических форм и постоянное присутствие пыльцевых зерен растений умеренно теплой и умеренной зон. Коэффициент термофильности этой зоны невелик ($K_t=0,8$), а показатель гигрофильности сравнительно с другими зонами высокий ($K_r=3,2$).

В Сибирской зоне, охватывавшей в позднесенонское время Западную, Среднюю и юг Восточной Сибири, сравнительно с Северосибирской, значительно сокращается количество микрофоссилий гигромезофильной группы в основном за счет спор мхов и папоротников. Хотя здесь по-прежнему доминантами являются однолучевые споры, но количество их резко снижается (до 15%). Разнообразны плауны *Lusordiaceae* и *Selaginellaceae*, мох *Sphagnum*. Спорадически в повышенном количестве встречаются споры *Gleichenia*. Среди пыльцы глосеменных заметных изменений не наблюдается. Пыльцевые зерна покрытосеменных растений в позднесенонских комплексах этой зоны являются доминантами. Из них до 40% и более составляет пыльца стеммы *Normapolles*, широко распространенная на восточном склоне Урала, *Orbiculapolles*, повсеместно встречающаяся в отложениях востока Западной Сибири, на юге Средней и Восточной Сибири, *Triprojectacites*, характерная для позднемеловых отложений азиатской части Советского Союза, за исключением западных районов Западно-Сибирской низменности, *Duplosporis* и *Pemphixipollenites*, отмеченные только в комплексах северо-востока Западной Сибири. Как уже указывалось, до настоящего времени растения с подобной пыльцой не дожили. По-

крытосеменные естественной системы очень разнообразны. В их составе пыльца гигромезофильной и эврифильной групп растений, составляющих почти равный средний процент. Из типичных гигромезофилов в Сибирской зоне присутствует пыльца *Loranthaceae*, *Araliaceae*, *Juglandaceae* (*Engelhardtia*), *Santalaceae* — представители тропической и субтропической зон, большая группа пыльцы растений субтропической и умеренно теплой зон — *Fagaceae* (*Quercites*, *Castanea*), *Circidiphyllaceae*, *Juglandaceae* (*Juglans*, *Carya*, *Platycarya*), *Hamamelidaceae*, *Platanaceae*, *Caprifoliaceae*, *Aquifoliaceae* и др. Характерно присутствие пылевых зерен *Ulmaceae*, составляющих на юге зоны иногда свыше 30%. Немного пыльцы растений умеренной зоны: *Pterocarya*, *Sparganiaceae*. Степень гигрофильности в этой зоне возрастает также за счет пыльцы растений, определяемых только до семейства и относимых к эврифильной группе. Часть видов этих растений принадлежит несомненным гигромезофилам. Это пылевые зерна растений — современных обитателей тропиков и субтропиков (отдельные виды *Menispermaceae*, *Rhamnaceae*, *Buxaceae*, *Euphorbiaceae*). В комплексах их сравнительно мало, гораздо больше пыльцы растений субтропической и умеренно теплой зон (*Liliaceae*, *Rosaceae*, *Ericaceae*, *Asceae*, *Myrica*). Немного представителей умеренной зоны: *Salix*, *Alnus* и *Corylus*. Ксерофильная группа растений, сравнительно с Северосибирской зоной, обогатилась пылью *Gnetaceapollenites*. Количественно ее, по сравнению с ранним сеноном, здесь меньше, тем не менее она встречается на всей площади зоны, составляя до 5%. Среди покрытосеменных появились типичные ксерофиты тропической и субтропической зон: различные виды *Proteaceae*, а также *Moraceae*, *Myrtaceae*, *Anacardiaceae* и др. Сюда же принадлежит пыльца *Comptonia* и *Quercites* — современных представителей субтропической и умеренно теплой зон.

Таким образом, состав спорово-пылевых комплексов Сибирской зоны представлен спорами и пылью гигромезофильной группы с заметным, но меньшим, чем в раннем сеноне, участием ксерофитов. Характерно доминирующее положение покрытосеменных субтропической и умеренно теплой зоны при постоянном присутствии пыльцы как тропических растений, так и типичных представителей умеренных широт. Коэффициент термофильности растительности этой зоны закономерно возрастает с севера на юг: в северной подзоне он равен 0,9, а в южной 1,0, коэффициент гигрофильности, напротив, снижается и равен соответственно 2,3 и 1,8, отражая тем самым потепление и иссушение климата к югу. Примечательно также, что значения K_t для позднего сенона ниже, чем для раннего, а значения K_r — выше раннесенонских (см. табл. 1). Это определенно указывает на увлажнение и некоторое похолодание климата в позднем сеноне, по сравнению с ранним.

В Североказахстанской зоне состав спор и пыльцы отличается тем, что в нем наблюдается сочетание элементов уральских комплексов с пылью *Normapolles* и восточно-сибирских комплексов с *Triplojectacites*. Роль микрофоссилий естественных таксонов выражается почти равным участием представителей гигромезофильной, ксерофильной и эврифильной групп растений. По сравнению с Сибирской зоной значительно возросло участие пыльцы голосеменных типичных ксерофитов: *Ephedra*, *Gnetaceapollenites* и *Classopollis*; в отдельных местонахождениях пылевые зерна последнего превышают 20%. Из покрытосеменных этой группы присутствуют *Proteaceae*, *Oleaceae*, *Moraceae*, *Casuarinaceae*, *Myrtaceae*, *Castanopsis* и *Comptonia*. Гигромезофильная группа сравнительно с таковой в раннем сеноне количественно несколько увеличилась в основном за счет спор папоротников без изменения их родового и видового состава. Покрытосеменные этой группы представлены в небольшом числе, но разнообразны. Это пыльца *Loran-*

thaceae, Fagaceae, Symplocaceae, Platanaceae, Juglandaceae, Hamamelidaceae, Aquifoliaceae и другие — все они современные обитатели тропической, субтропической и умеренно теплой зон с единичными экземплярами представителей преимущественно умеренных широт: *Salix*, *Corylus*, Sparganiaceae. Эврифильная группа состоит из большого количества пыльцевых зерен сосновых субтропической и умеренно теплой зон, а также разнообразных покрытосеменных тропического, субтропического и умеренно теплого климата. В общем для комплексов этой зоны весьма характерно увеличение количества роли пыльцы ксерофильных растений при широком еще распространении разнообразных мезофильных и эврифильных представителей тропической, субтропической и умеренно теплой зон. Коэффициент термофильности флоры Североказахстанской зоны 1,4 — самый высокий для позднего сенокоса, хотя он и уступает таковому для раннего сенокоса той же зоны (1,6). Показатель гигрофильности, напротив, более высокий в позднем сенокосе (1,5) и превосходит таковой в более северных раннесенокосных зонах (см. табл. 1). По показателям температуры и влажности этой зоны, следовательно, также можно судить о некотором похолодании и увлажнении климата позднего сенокоса в сравнении с ранним.

Палеоботанические и геологические данные свидетельствуют о повсеместном распространении на рассматриваемой территории лесного типа растительности. Большая часть ее была покрыта густыми хвойно-лиственными и лиственными, преимущественно вечнозелеными лесами разнообразного состава. Только на севере (север Средней и Восточной Сибири) сохранились влажные смешанные хвойно-лиственные леса с папоротниковым подлеском, а на юге (Северный Казахстан) преобладали светлые лиственные леса с зарослями жестколистных кустарников.

В Северосибирской зоне на больших пространствах господствовали влажные хвойно-лиственные леса, в которых основными лесобразующими породами являлись сосновые (сосны, редко пихты и ели), вечнозеленые и листопадные дубы, платаны, ореховые с участием грабов; в подлеске вечнозеленые восковниковые, лещина, отдельные представители гаммелидовых. На морских побережьях, по долинам рек произрастали таксодиевые леса с папоротниковыми зарослями из полиподиевых и давалиевых, сменявшихся папоротниковыми зарослями смешанного состава. На сырых почвах и склонах северной экспозиции росли мелколиственные породы: ива, ольха, лапина. Обводненные участки были покрыты мхом *Sphagnum* и плаунами. На сухих почвах господствовали леса, древостой которых образовывали вечнозеленые и широколиственные породы — орех, платаны, дубы, а также хвойные — сосна, режа кедр. Они сменялись зарослями кипарисовых с подлеском из жестколистных восковниковых. В горах существовали горные сосновые леса с участием ногоплодниковых, араукариевых, елей, пихт. Особенностью растительного покрова рассматриваемой зоны являлось отсутствие в его составе тропических растений, что указывает на принадлежность ее к умеренному поясу. Подобные растительные ассоциации могли существовать в условиях довольно теплого и постоянно влажного климата, близкого к современному субтропическому в горных областях с равномерным распределением осадков в течение года. Тип растительности и соотношение основных экологических группировок в зональном комплексе, а следовательно, и климат сохранились здесь примерно такими же, как и в раннем сенокосе.

В Сибирской зоне, в отличие от Северосибирской, заметно сокращается роль растений гигромезофитов (папоротников, таксодиевых), появляются типично тропические растения: протейные, миртовые, самшитовые, тутовые, маслинные, сумачовые и др. Основу растительного покрова составляли покрытосеменные с пыльцой *Triprojectacites*, *Orbi-*

culapollis и *Normapolles*. Восток и юго-восток Западной Сибири, юг Средней и Восточной Сибири были покрыты в основном густыми лиственными лесами разнообразного состава. Лесообразующими породами в таких лесах были различные широколиственные древесные породы: дубы, платаны, каштаны, буки, ореховые, клены, вязы, с примесью вечнозеленых. На более высоких местах к ним примешивались сосны и кедры. В подлеске — вечнозеленые восковниковые, падубы, калина, жимолостные, орешник. Широкое распространение получили растения из семейства ремнецветных (*Elytranthe*, *Loranthus*). Особенностью лесов являлись многочисленные ильмовые, образующие на юге зоны сплошные лесные массивы. В палеофитоценозах более сухих мест, кроме протейных, миртовых, самшита и других, присутствовали растения, производящие пыльцу *Gnetaceapollenites*, и эфедры. На восточном склоне Урала господствовали растения, продуцировавшие пыльцу *Normapolles* при большом участии кедра. Из мелколистных пород умеренного пояса по долинам рек встречались ольха, лещина, ива, ежеголовник. На болотах и влажных почвах — скопления болотного кипариса с редкими ниссами, ясенем и папоротниковыми зарослями смешанного состава.

Подобные древние фитоценозы существовали в условиях теплого постоянно влажного климата, близкого к современному субтропическому влажному при отсутствии зимних заморозков и приблизительно равномерном распределении осадков в течение года. Они напоминают фитоценозы современных влажных субтропических лиственных лесов Средиземноморья (Понтийская растительная область [84]).

В Североказахстанской зоне на побережье Западно-Сибирского моря развивалась не менее пышная, чем в Сибирской зоне, растительность, но несколько иного типа. Это своеобразие выражалось в увеличении роли ксерофитов при большом участии теплолюбивых элементов. Здесь преобладали хвойно-лиственные и лиственные вечнозеленые светлые леса. Древесные породы были представлены дубами, кленами, платанами, каштанами и троходендровыми. В подлеске, кроме вечнозеленых жестколистных восковниковых, часто встречались разнообразные вересковые, гаммелидовые, падуб. В долинах рек, по берегам озер, болот росли ивы, ежеголовник, местами заросли папоротников. На возвышенных массивах в лиственных лесах появлялись сосновые. Открытые пространства были покрыты кустарниковыми зарослями, в которых кроме восковниковых и вересковых значительную роль играли вечнозеленые самшитовые, сумаховые, лунносемянниковые. На сухих водоразделах произрастали хвойно-лиственные леса с хейролепидиевыми, эфедровыми, казуаринами, протейными, миртовыми. В травяном покрове встречались сапиндовые, стеркулиевые, отдельные представители жимолостных. Из растений преимущественно умеренной зоны, кроме ольхи и ивы, присутствовали растения, пыльца которых по своей морфологии напоминает пыльцу березовых (*Betulaepollenites*).

Описываемые палеофитоценозы развивались в условиях переменного-влажного теплого климата средиземноморского типа с ясно выраженным сухим сезоном. Сходные фитоценозы в настоящее время встречаются в средиземноморских районах Африканского материка, где по склонам Атласских гор господствуют леса из различных представителей дубовых с примесью сосен. На высоте 1300—2000 м они сменяются субтропическими хвойными лесами из атласского кедра, а затем и пихты. В подлеске сосново-дубовых лесов растут падуб, тис, клены, каштаны, тис; в напочвенном покрове — папоротники. На склонах холмов заросли вечнозеленых кустарников, на сухих почвах — карликовые пальмы, молочай (*Euphorbia*) и др. [54, 64].

В позднем сеноне в Сибири, по сравнению с ранним, произошло небольшое похолодание и заметное увлажнение климата. Граница палеоумеренного и палеосубтропического поясов, отражая некоторое похолодание климата, сдвигается к югу, особенно заметно на юго-востоке Западной Сибири (см. рис. 8). Индексы температур и влажности фиксируют соответствующие изменения (см. табл. 1). Смягчение климата позднего сенона явилось, видимо, результатом вторжения в За-

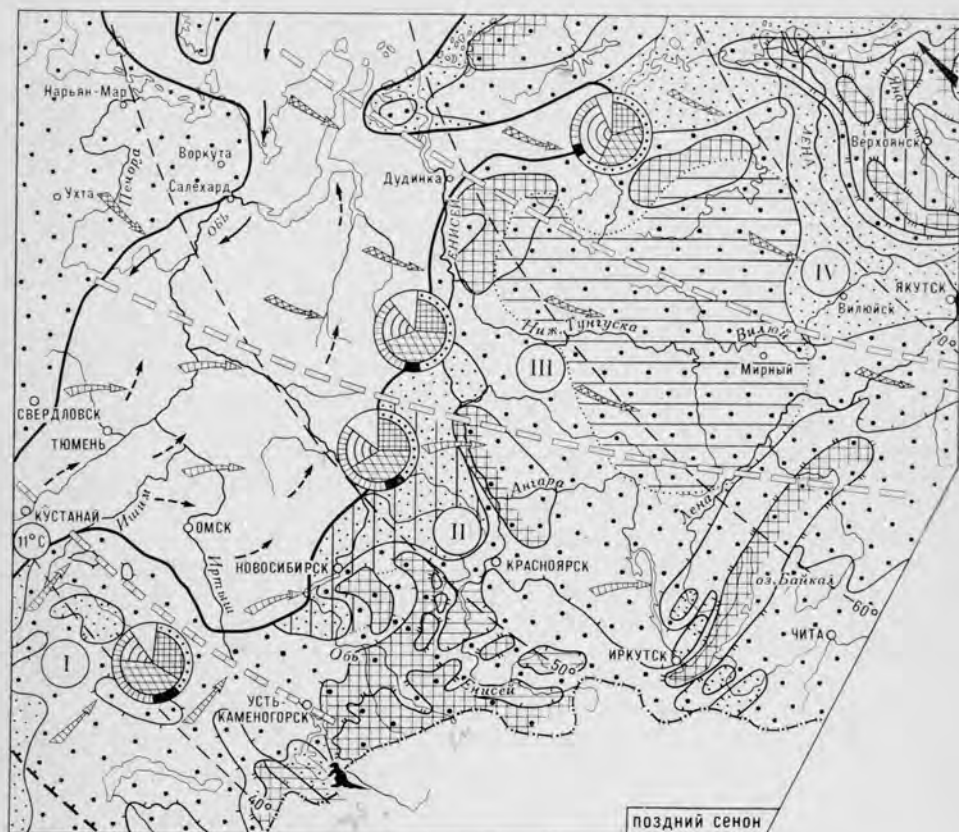


Рис. 8. Палеоклиматическая схема Сибири. Поздний сенон. Условные обозначения см. рис. 5

падно-Сибирское море теплых морских вод из Приаральского бассейна. На похолодание в маастрихте указывают приведенные выше данные палеотермометрии и заключения других исследователей [77].

По палеоботаническим данным в позднем сеноне Сибири выделяются три палеофлористические зоны и две подзоны: Северосибирская, Сибирская (с южной и северной подзонами) и Североказахстанская. Как и для раннего сенона, индексы температур и влажности зональных палеоклиматов при переходе из одной зоны (или подзоны) в смежную фиксируют постепенные закономерные изменения. Границы климаторий располагаются примерно там же, где они были и в раннем сеноне (см. рис. 7).

Северосибирская зона располагалась в северной части палеоумеренного пояса, охватывая северные районы Сибири. В позднем сеноне здесь господствовал более прохладный и несколько более влажный климат, чем в раннем сеноне (см. табл. 3). Это был палеоумеренный гумидный равномерно-влажный теплый климат, близкий к современ-

ному субтропическому океаническому. Среднегодовые температуры были, видимо, в пределах $14-16^{\circ}\text{C}$ при амплитуде сезонных изменений $8-10^{\circ}$, временами больше. Возможно в этих местах в позднем сеноне уже отмечались эпизодически очень редкие заморозки, которые приводили к возникновению льда на внутриконтинентальных водоемах и реках (валуны в песках) и гибели на равнинах теплолюбивых тропических растений. Количество осадков в течение года составляло $1800-2000$ мм. Сухой сезон не выделялся. Этот зональный тип климата был неблагоприятным для бокситообразования ввиду низких температур, господствовавших в течение всего года (см. табл. 3).

Сибирская зона занимала большую часть палеоумеренного пояса Сибири, южная ее подзона примыкала к палеосубтропическому поясу. В эту зону входила почти вся территория Сибири, за исключением северных ее районов. В пределах Сибирской зоны господствовал палеоумеренный гумидный равномерно-влажный и теплый климат, близкий к современному субтропическому влажному. Среднегодовые температуры: в северной подзоне $16-17^{\circ}\text{C}$, в южной $17-18^{\circ}\text{C}$ при годовой амплитуде $6-8^{\circ}$. Количество атмосферных осадков в году: в северной подзоне $1600-1800$ мм, в южной — около 1500 мм. В южной подзоне летний сезон отличался, видимо, меньшим количеством осадков. В обеих подзонах климатические условия были неблагоприятными для формирования латеритных кор выветривания и элювиальных бокситов из-за низких среднегодовых температур.

Североказахстанская зона располагалась в северной части палеосубтропического пояса и охватывала Северо-Западный и частично Северный Казахстан. Климат здесь был палеосубтропический гумидный переменнo-влажный теплый (близкий к современному средиземноморскому). Среднегодовые температуры $18-20^{\circ}\text{C}$, годовая амплитуда $4-6^{\circ}$. Количество осадков $1200-1400$ мм в год. Выделялся летний сухой сезон продолжительностью 2—3 месяца. Процессы химического выветривания в этих условиях развивались по подзолистому типу с образованием сероземов и каштановых почв. Латеритные коры выветривания и элювиальные бокситы при таком типе зонального климата не могли формироваться из-за недостаточно высоких температур, господствовавших большую часть года.

ПАЛЕОЦЕНОВАЯ ЭПОХА

Климатическая интерпретация геологических формаций. В палеоцене осадконакопление продолжалось главным образом в Западной Сибири. В Средней и Восточной Сибири оно происходило только во впадинах на севере Якутии (Попигайская котловина, Северный Хараулах), в грабенах Прибайкалья и Забайкалья, а также местами в Приангарье, на севере Алтае-Саянской складчатой области и в Зайсанской котловине (см. рис. 4). В Западной Сибири продолжали формироваться те же формации, что и в позднем сеноне, за исключением карбонатно-глинистой формации, место которой заняла терригенно-олигомиктовая глинистая формация. Это произошло вследствие обмеления Тургайского пролива и ослабления притока теплых вод Приаральского бассейна. Характеристика формаций Западной Сибири приведена выше; то же относится к вулканогенно-осадочной угленосной формации Попигайской котловины.

На севере Восточной Сибири несколько сравнительно небольших впадин на Северном Хараулахе и в дельте р. Лены (Согинская, Кендейская, Быковская и др.) выполнены сероцветными угленосными отложениями, образующими терригенно-олигомиктовую угленосную формацию (даней — эоцен). В Кендейской впадине

мощность палеогеновых (палеоцен-эоценовых) отложений более 1 км. Отложения представлены серыми песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями бурых углей мощностью до 2 м. Песчано-алевритовые породы кварцевые или полевошпато-кварцевые, глины каолинит-гидрослюдистые или монтмориллонит-гидрослюдистые [31]. В районе Быковской протоки в дельте р. Лены распространены песчано-алевритовые породы с мощными пластами углей (быковская свита). Здесь породы преимущественно олигомиктовые, а в углях содержится много комочков янтаря. По берегам бухты Тикси и на р. Сого палеоцен слагают олигомиктовые алевролиты и монтмориллонит-гидрослюдистые глины с пластами бурого гумусового угля мощностью до 19 м. Угленосные палеогеновые отложения известны также на Новосибирских островах [47].

В Прибайкалье и Забайкалье палеогеновые отложения выполняют ряд грабенов западнее и восточнее оз. Байкала (впадины Мондинская, Тункинская, Тулонская, Баргузинская и др.). В наиболее полных разрезах в основании угленосной толщи, залегающей на коре выветривания и отложениях верхов верхнего мела, выделяются: харанурская свита (палеоцен) — светло-серые кварц-полевошпатовые пески с галькой выветрелых эффузивов, прослой темно-серых и коричневых каолинит-гидрослюдистых глин, сажистого материала; каменная свита (эоцен — нижний олигоцен) — глины серые и светло-серые песчаные каолиновые с прослоями кварц-каолиновых мелкозернистых песков. В основании каменной свиты — линзы бокситов и пестроцветных (желтых, красных, сиреневых, пятнистых) каолиновых глин; в верхней ее подсвите (олигоцен) до трех пачек углей общей мощностью 26 м [68, 98]. С. Ф. Павлов (Институт земной коры СО АН СССР) считает, что бокситы в грабенах Прибайкалья находятся во вторичном залегании, а время формирования первичных их залежей определяется им как палеоцен, возможно датий — палеоцен. В соответствии с этим харанурская свита и нижняя подсвита каменной свиты могут объединяться в терригенно-олигомиктовую каолиновую формацию с переотложенными бокситами.

В Приангарье и на севере Алтае-Саянской области (Енисейский край, Салаир, Присалаирье) в карстовых и эрозионно-карстовых депрессиях встречаются образования терригенно-олигомиктовой пестроцветной бокситоносной формации, возраст которых определяется как палеоцен — эоцен или эоцен (мурожинская свита на Енисейском крае и ее аналоги). В Зайсанской котловине с конца позднего мела продолжали накапливаться формации жаркого семиаридного (терригенно-мезомиктовая пестроцветная и кремнисто-гётит-каолиновая пестроцветная), а участками и аридного (терригенно-полимиктовая красноцветная гипсоносная формация) климата (см. рис. 4). Характеристика всех этих формаций приведена в предыдущем разделе.

Типы геологических формаций и особенности их размещения совершенно определенно указывают на климатическую зональность в палеоцене Сибири: на севере климат несомненно был умеренно теплым постоянно влажным (высокоугленосный тип осадочных формаций), в средних широтах — очень теплым (близким к тропическому) переменнo-влажным (формации пестроцветные бокситоносные), а в Северо-Восточном Казахстане (Зайсанская котловина) — жарким семиаридным и аридным (формации пестроцветные и местами красноцветные гипсоносные). По составу формаций северных районов Сибири можно судить, что климат там стал несколько теплее и не менее влажным, чем в позднем сеноне, о чем свидетельствует более высокая степень зрелости пород и угленосность формаций в целом (в раннем сеноне там формировалась терригенно-мезоликтовая слабоугленосная, а в палеоцене — терригенно-олигомиктовая высокоугленосная формации).

На определенное сходство климатических условий позднего сенона и палеоцена в Западной Сибири (являющихся следствием влияния теплого моря) указывает образование в палеоцене тех же формаций, что и в позднем сеноне. Однако формирование с конца позднего мела в Зайсанской котловине формаций жаркого семиаридного и аридного пояса может свидетельствовать о потеплении климата и в южных районах Сибири.

Таким образом, по составу геологических формаций можно судить об общем потеплении климата Сибири в палеоценовую эпоху, по сравнению с концом мелового периода, о сохранении высокой влажности в северных ее районах и о становлении очень теплого гумидного переменного-влажного климата в средних широтах Сибири. В Северо-Восточном Казахстане он становится местами жарким аридным.

Флоры, растительность и их палеоклиматическая интерпретация. Полнее всего спорово-пыльцевые комплексы палеоцена представлены на Западно-Сибирской равнине, в Северном Казахстане и в Тургае. Более редки они и хуже изучены в Восточной Сибири и в Забайкалье [5, 13, 66, 86, 101, 109, 110 и др.]. В комплексах обычно преобладает пыльца покрытосеменных и голосеменных растений над спорами. В небольшом количестве присутствует пыльца и споры реликтовых растений. Общий список палеоценовой палинофлоры насчитывает около 400 наименований. Наиболее характерной для палеоценовых комплексов является пыльца стеммы *Normapollis* (от 3 до 70%). Растения, продуцировавшие эту пыльцу, были широко распространены в палеоценовое время, но быстро вымерли. Эта стемма представлена формальными родами: *Trudopollis*, *Oculopollis*, *Basopollis* и другими формами с большим видовым разнообразием. Не менее значительно присутствие пыльцы стеммы *Postnormapollis* с формальными родами: *Triatriopollenites*, *Triporopollenites*, *Subtriporopollenites* (до 30%). Пыльца *Anacolosidites insignis*, *Projectopollis spinulosus*, *Regina excelsa* встречается в небольшом количестве и характерна только для позднего палеоцена. Состав палинокомплексов обогащается также пыльцой *Myricaceae* (*Myrica* sp. sp., *Camptonia*, *Canacomyrica*) — до 30%, разнообразных представителей *Hamamelidaceae*, *Myrtaceae*, *Oleaceae* и *Loranthaceae*. Каждому спорово-пыльцевому спектру сопутствуют представители *Juglandaceae*, (*Carya*, *Platycarya*, *Cyclocarya*, *Engelhardtia*), а также *Casuarinaceae*, *Symplocaceae*, *Sapotaceae*, *Sterculiaceae*, *Combretaceae* и др. Флористические списки пополнились немногочисленными находками пыльники растений «молодых» семейств *Labiatae*, *Umbelliferae*, *Betulaceae*, *Aceraceae* и *Fagaceae*. Единичные пыльцевые зерна меловых растений встречаются во всех палеоценовых спектрах: *Quercites sparsus*, *Elythranthe striatus*, *Orbiculapollis*, *Gothanipollis*, *Aquilapollenites*, *Azonia* и др. В комплексах эоцена они исчезают. Пыльца голосеменных растений обычно представлена двумя семействами: *Pinaceae* и *Taxodiaceae*. Ее содержание колеблется в широких пределах, заметно сокращаясь в южных районах. Среди пыльники *Pinaceae* преобладают обычно роды *Pinus* subgen. *Diploxylon* и *P.* subgen. *Haploxylon*, меньше *Picea*, *Abies*, *Keteleeria* и *Cedrus*. Пыльца *Taxodiaceae* представлена *Taxodium*, *Glyptostrobus*, реже *Cunninghamia* и *Cryptomeria*. Незначительную примесь составляет разнообразная пыльца юрских и меловых реликтовых голосеменных растений: *Cuscadaceae*, *Podocarpus*, *Dacrydium*, *Araucariaceae*. Примечательны находки (нередко в большом количестве) пыльцы *Classopollis* (0,5—12%). Споры встречаются в меньшем количестве. Значительное место среди них принадлежит различным сфагновым мхам (до 18%, редко до 32%) и бобовидным однолучевым спорам *Polypodiaceae* (1—30, редко 40%). Споры *Adiantum*, *Dryopteris* и *Pteris* отмечены единично. Часть спорового спектра составляют меловые и юрские

формы: *Coniopteris*, разнообразные *Gleichenia*, Schizaeaceae и неопределенная группа спор *Camarozonotriletes*, *Cirratriradites*, *Leiotriletes* и др.

Состав палеоценовой флоры говорит о том, что в ней произошло смешение древних элементов гелинденских флор, более молодых широколиственных флор тургайского облика и древних, ныне вымерших родов цветковых растений, продуцировавших пыльцу стеммы *Normapolles* и др. В палинофлорах северных и южных районов наблюдается различие: северные — больше насыщены пылью листопадных тургайских форм, об этом же свидетельствуют и листовые отпечатки [63]; южные — богаче представителями более древней гелинденской флоры, встречающейся на севере в виде единичных зерен.

По сравнению с позднесенонской флорой, в палинокомплексах палеоцена резко сократилась или почти совсем исчезла пыльца формальных таксонов: *Triprojectacites*, *Krysthofoviaceites*, *Duplosporis*, *Orbiculapollis* и др. Руководящими формами в палеоцене являются *Anacolosidites insignis*, *Projectopores spinulosus*, *Regina excelsa*; они встречаются в небольшом количестве, но характерны только для позднепалеоценовых комплексов. Сократилось не только количество спор папоротниковидных и изменился их видовой состав. Среди голосеменных на смену *Gnetaceaepollenites*, *Cedrus* и другим меловым формам пришли многочисленные и разнообразные представители семейства Pinaceae, близкие современным видам. Их роль в дальнейшем неуклонно возрастает. По особенностям состава и экологической структуры палеоценовых спорово-пыльцевых комплексов в различных районах Сибири выделяются три палеофлористические (палеоклиматические) зоны: Северосибирская, Сибирская и Североказахстанская.

К Северосибирской зоне принадлежала территория к северу от 66° с. ш. (см. рис. 9). Спорово-пыльцевые комплексы здесь богаты и разнообразны. Основной процент составляет пыльца и споры гигромезофильных растений, свойственных субтропическим и тепло-умеренным областям (48%). Среди покрытосеменных — это представители семейств Hamamelidaceae, Fagaceae (*Castanea*, *Nothofagus*, *Pasania*, *Quercus*), Buxaceae, Juglandaceae (*Cyclocarya*, *Platycarya*) Magnoliaceae, Vitaceae, Aquifoliaceae и др. В меньшем количестве среди цветковых распространена пыльца растений тропического пояса — Symplocaceae, Sapindaceae, Juglandaceae (*Engelhardtia*), Myrtaceae (*Eugenia*) и др. Среди голосеменных преобладает группа субтропических и тепло-умеренных форм, причем наиболее сбилна пыльца Taxodiaceae, остальные голосеменные — в небольших количествах. Так, на пыльцу Pinaceae приходится до 14%, Podocarpaceae, *Ginkgo*, Cycadaceae, *Cedrus* до 2—5%. Состав палинокомплексов палеоцена говорит о мезофильном и теплолюбивом характере растительности. Только очень небольшая (обычно доли процентов) группа растений является ксерофитами. К ним относится пыльца семейств Ephedraceae (*Ephedra*), Cupressaceae (*Cupressus*), пыльца формального рода *Classopollis* (семейство Cheirolepidiaceae), а из покрытосеменных — Moraceae, Proteaceae, Olacaceae, *Castanopsis* и *Rhus*. Для палинокомплексов Северосибирской зоны характерно наличие в большом количестве спор растений субтропических, тепло-умеренных и умеренных зон — мхов, плаунов и папоротников: Sphagnaceae, Lycopodiaceae, Selaginellaceae, Polypodiaceae, Osmundaceae, в сумме достигающих 12—29%. Группа тропических споровых немногочисленна, но представлена разнообразными видами семейств Gleicheniaceae и Schizaeaceae. Таким образом, флора палеоцена Северосибирской зоны оставалась еще мезофитной и была влаголюбивой и теплолюбивой, на что указывает высокое содержание влаголюбивых тропических и субтропических растений, наряду со значительным количеством растений умеренного пояса (14%).

Это позволяет думать, что эта флора обитала в условиях мягкого и ровного тепло-умеренного климата с очень небольшими, сезонными колебаниями температуры. Показатель термофильности (K_t) для Северосибирской зоны равен 0,9, коэффициент гигрофильности (K_r) — 2,7; первый несколько выше, а второй ниже таких же показателей для Северосибирской зоны в позднем сеноне. Показатель термофильности в данной зоне ниже, чем во всех более южных, а показатель гигрофильности, напротив, самый высокий (см. табл. 1). Это свидетельствует о том, что в Северосибирской зоне климат был наиболее влажный и более прохладный, чем в южных зонах. Соотношение (в %) основных экологических ассоциаций палеоценовых растений Сибири по зонам приведено в табл. 2.

Таблица 2

Зона	Экологические ассоциации				Значение индексов	
	Тропические	Субтропические	Умеренные	Неопределенная группа	K_t	K_r
Северосибирская	29,0	48,4	14,6	8,0	0,9	2,7
Сибирская	36,6	36,8	13,0	13,6	1,3	2,1
Североказахстанская	52,5	30,0	7,0	10,5	2,4	1,5

Флора Сибирской палеофлористической зоны характеризуется увеличением содержания и разнообразия пыльцы тропической мезофильной группы растений (36,6%) и соответственно меньшим содержанием умеренных и тепло-умеренных элементов (см. табл. 2). В составе комплексов этой зоны на Урале значительное участие принимают споры тропических папоротников *Gleichenia*, *Cibotium*, *Lygodium*, *Anemia* и др. Среди голосеменных также заметно возросла роль тропических и субтропических элементов (*Taxodium*, *Podocarpus*, *Cedrus*), достигающих 50—60% при преобладании *Taxodiaceae*. Пыльцевые спектры Урала характеризуются появлением большого количества (до 70%) пыльцы формальных таксонов стеммы *Normapolles*. В восточной части Западно-Сибирской равнины ее содержание резко сокращается, а на востоке Сибири она исчезает полностью. Пыльцевой спектр покрытосеменных тоже обогатился различными родами и видами тропических и субтропических растений. Их разнообразие увеличивается с продвижением к югу. Среди мезофильной группы отмечены представители семейств: *Gunneraceae*, *Araliaceae*, *Combretaceae*, *Sterculiaceae*, *Symplocaceae*, *Santalaceae* (*Pandanus*), *Onagraceae* (*Jussiaea*), *Nelumbonaceae* и др. По сравнению с северной зоной содержание их увеличилось до 37%. В таких же пределах отмечается и пыльца тепло-умеренных, мезофильных растений: *Liquidambar*, *Circidiphyllum*, *Cyclocarya*, *Platycarya*, *Tilia*, различные *Hamamelidaceae*, *Castanea* и многие другие. Ксерофильные элементы в этой зоне представлены жестколистными видами *Buxus*, *Ilex*, *Casuarina*, *Laurus*, *Castanopsis*, *Moraceae*, *Canacomyrica*, некоторыми видами *Myrica*, *Rhus*, *Proteaceae* и др.; все они немногочисленны и вместе с ксерофильными голосеменными (*Classopollis*, *Ephedra*) составляют 4—10%. Некоторые палинокомплексы зоны содержат большое количество пыльцы неустановленной систематической и экологической принадлежности: *Tricolporopollenites*, *Tricolpopollenites* и др.

Для Сибирской палеофлористической зоны в целом характерно увеличение значения коэффициента термофильности ($K_t=1,3$), что

указывает на существенно более теплые климатические условия в этой зоне, по сравнению с таковыми в позднем сенеоне (см. табл. 1), при сохранении высокой влажности ($K_r=2,1$). Присутствие же ксерофитов (до 10%) может свидетельствовать о наличии сухого сезона.

Флоре Североказахстанской зоны свойственно значительное участие пыльцы покрытосеменных и в меньшей степени голосеменных растений, типичных для сухих условий обитания. Разнообразные виды *Myrica* (до 20%), *Canacomyrica* (до 7%), представители семейства *Myrtaceae* (*Myrtus*), *Casuarina*, *Proteaceae*, из голосеменных *Classopollis* (до 12%), *Ephedra*, *Gnetaceapollenites*, некоторые *Cupressaceae* составляют эту обширную группу. Находки отпечатков листьев палеоценовых флор свидетельствуют о жарком переменном-влажном климате вблизи Западно-Сибирского моря и более континентальном сухом на территории Центрального Казахстана. Основная роль в палеоценовой листовой флоре принадлежит гелинденским элементам, остаточным позднемеловым формам и формальным родам цветковых растений [62]. В спорово-пыльцевых спектрах характерно присутствие многочисленной пыльцы стеммы *Normapollis* (70%) и *Postnormapollis* (до 30%). Пыльца голосеменных немногочисленна. Споры представлены значительным количеством тропических и субтропических папоротников и меньшим — плаунов. Как и во всех других комплексах, отмечается много спор *Sphagnum*. В целом пыльца растений, принадлежащих к тропическим, в комплексах данной зоны составляет более 50%, а субтропическим — 30%. Палинокомплексы палеоцена Алтая несколько отличаются от казахстанских. Им свойственно обилие пыльцы тропических и субтропических мезофильных голосеменных. Сократилось содержание пыльцы стеммы *Normapollis* и *Postnormapollis* за счет увеличения пыльцы эврифильных голосеменных. Коэффициенты термофильности и гигрофильности Североказахстанской палеофлористической зоны указывают на изменения условий обитания в сторону потепления и аридизации климата (см. табл. 1).

Анализ спорово-пыльцевых комплексов из палеоценовых отложений Сибири свидетельствует о близости экологической структуры палинофлор всех трех зон. Они отражают в общем субтропический характер растительности мезофильного облика со значительным содержанием в южных зонах тропических элементов. При этом Североказахстанская палеофлористическая зона, где растительность в основном тропическая и субтропическая, имела ясно выраженные черты ксерофильности. Флоры двух южных зон характеризуют климат как очень теплый, близкий к тропическому переменном-влажному. В обеих этих зонах отчетливо выделяется сухой сезон, меньший в Сибирской зоне и более длительный в Североказахстанской. В Северо-сибирской зоне климат был более прохладным (близким к современному субтропическому горному или океаническому) и более влажным. По присутствию немногочисленных ксерофитных растений можно предположить существование в этой зоне непродолжительного сезона с меньшим количеством дождей.

Основным зональным типом растительности в Северосибирской и Сибирской зонах были хвойно-лиственные и лиственно-хвойные леса из вечнозеленых и листопадных деревьев и кустарников. Лесной тип растительности, следовательно, господствовал на большей части территории Сибири. В южных районах Средней и Восточной Сибири в условиях жаркого переменном-влажного континентального климата были развиты, по-видимому, светлые, сухие леса, а местами, возможно, существовала и растительность саванного типа. Лиственно-хвойные леса в Северосибирской зоне покрывали возвышенности. Различные виды сосен, единичные ели, тсуги, кедры, в небольшом количе-

стве ореховые, каштаны, дубы, ликвидамбары, лавровые, платаны и другие виды составляли эти леса. На сухих и открытых участках селились немногочисленные ксерофиты, такие как хейролепидиевые, шелковниковые, протейные. Здесь же росли кустарники восковниковых и вересковых. Второй ярус лесов составляли жестколистные вечнозеленые и листопадные древесные растения, в настоящее время живущие в тропических и субтропических областях: магнолиевые, гаммелидовые, сапотовые, стеркулиевые, падубовые, платикарин, аралиевые и многие другие. Леса из болотного кипариса с примесью влаголюбивых нисс, нип, ольхи, гикори заселяли заболоченные участки аккумулятивных равнин. Гикори составляли значительную примесь в лесах на востоке Северосибирской зоны. Древовидные папоротники *Dicksonia*, *Cyathea*, *Alsophila* дополняли долинную растительность вместе с травянистыми кочедыжниковыми. Сфагновые болота были распространены также достаточно широко. Существенное значение имели в лесах этой зоны представители умеренной и тепло-умеренной тургайской флоры: березы, ивы, лапины, лещины, грабы, листопадные дубы, липы, бук.

Палеоценовые фитоценозы Северосибирской палеофлористической зоны среди современной растительности полных аналогов не имеют. Только древние таксодиевые леса заболоченных равнин напоминают современные леса Южной Флориды, где в условиях жаркого и влажного климата сохранились еще кипарисовые болота с папоротниками и плаунами тропических родов и видов (*Ceratopteris*, *Acrostichum*, *Polypodium*, *Ophioglossum* и *Selaginella*). Сосновые леса на возвышенностях Флориды также можно сравнивать с лесами палеоценовых денудационных равнин, но имеются и явные отличия. Палеоценовые фитоценозы содержали значительное число умеренных и тепло-умеренных видов. Правда, Д. Кэмпбел [64] упоминает о флоре песчаных берегов Флориды, где типично северные виды соседствуют с тропическими формами. Более близкой к палеоценовой флоре является маастрихт-датская. Описание ее и растительности конца позднего мела для Северной Сибири дано С. Р. Самойлович [101]; она также сравнивает ее с лесами юга Флориды. Современный климат Флориды тропический влажный. Среднегодовая температура 22° С, количество осадков 1400 мм [2].

В Сибирской зоне (см. рис. 9) господствовали также хвойно-лиственные леса, но с большим участием тропических и субтропических древесных пород. По-прежнему доминирует мезофильный тип растительности. Уральская возвышенность была занята хвойно-лиственными лесами. Вероятно, это были светлые, несколько разреженные леса. В древостое доминировали дубы, энгельгартии, платикарии, циклокарии, каштаны, среди жестколистных преобладали каштанопсисы, падании, миртовые, тутовые, жестколистные дубы, магнолии и др. В нижнем ярусе и в подлеске произрастали грабы, лещины, кустарники из миртовых, маслиновых, а также древовидные папоротники — *Dicksonia*, *Lygodium*, лиановидные *Gleichenia*. Из голосеменных в верхнем ярусе присутствовали различные сосны, обильные ногоплодниковые, дакридиумы, кедры, гинкго: последние, вероятно, росли по склонам в составе более влаголюбивых лесных сообществ. Более сухие участки были заняты восковниковыми. С уменьшением высоты сухой хвойно-лиственный лес уступал место влажному лесу прибрежной равнины, где древостой состоял из большого количества различных мезофильных элементов: ореховых, платанов, кленов, вязов, представителей умеренной флоры — берез, ив. Здесь обычные заболоченные пространства со сфагновым мхом и плаунами в сочетании с массивами болотного кипариса, ниссы, нипы и карии. На Урале были распространены также растительные сообщества из неизвестных

нам растений, продуцировавших пыльцу *Anacolosidites insignis*, *Projectopores spinulosus*, *Regina excelsa* и стеммы *Normapolles*. К востоку от Западно-Сибирского моря они практически исчезают и состав растительных сообществ несколько меняется. Господствуют те же хвойно-лиственные леса, но с большим участием кустарников из вересковых. Вполне вероятно, что вересковые в сочетании с восковниковыми и можжевельниками создавали местами и открытые сухие фитоценозы. Тропические и субтропические элементы в этих лесах занимали ведущее место, а представители тепло-умеренной и умеренной флоры, такие как береза, ива, лапина, граб, лещина, ель, имели явно подчиненное значение. Для этой территории устанавливаются внутри-зональные растительные ассоциации. Так, например, на Енисейском кряже выделяется район развития лесов из листопадных эукомневых и различных вязовых (*Ulmoideipites*) [66].

На юго-востоке зоны на возвышенностях Прибайкалья также преобладали смешанные леса, причем среди лиственных пород доминировали листопадные формы. В Приангарье местами существовали, видимо, ландшафты саванного типа или редколесья из тропическо-субтропических пород деревьев и кустарников при значительном участии ксерофитов в травяном покрове и нижнем ярусе леса. По сообщению Л. М. Шестаковой, здесь характерно присутствие представителя умеренной флоры — березы. Она могла расти в составе смешанных лесов по склонам гор. Существовали и прибрежно-водные ассоциации с ежеголовником, рдестом, сальвиниями, тракой, кувшинками. Большое участие в палеофитоценозе принимали также растения, систематическая принадлежность которых неизвестна. По сравнению с западной частью зоны отмечается меньшее участие вечнозеленых тропических и субтропических элементов. Это, видимо, связано с удаленностью от теплого морского бассейна и с большими высотами рельефа. На крайнем юго-востоке зоны (Зее-Буреинская низменность) в дат-палеоцен-эоценовое время [20, 45] флора изобиливала различными *Ulmoideipites* и *Anacolosidites*. В смешанных лесах там преобладали лиственные породы с большим содержанием тропических и субтропических видов.

Несмотря на указанные отличия в растительности отдельных районов Сибирской зоны, она была достаточно однотипной. Среди современных растительных сообществ аналоги ее неизвестны, но по характеру растительного покрова и соотношению экологических группировок этот палеофитоценоз был близок к лесам субтропического пояса Гималайских гор. Первый ярус лесов образуют там высокоствольные вечнозеленые и листопадные дубы, магнолии, конский каштан, платаны, ореховые, а из хвойных — гималайская ель, пихта, кипарис, сосны. Во втором ярусе и подлеске растут: ильм, ольха, ива, береза, местами клен, дубы, ясень, а также древовидные и лианоподобные папоротники, можжевельники, тис, рододендроны. На сухих склонах господствуют длиннохвойная сосна, кипарисы, акации. Климат этого пояса характеризуется наличием сухого и прохладного, сухого и жаркого, а также дождливого сезонов. Среднегодовая температура $+20-24^{\circ}\text{C}$, среднегодовое количество осадков 1600—1700 мм [84]. На сухих водоразделах растительность рассматриваемой зоны напоминала разреженные парковые саванные леса Западной Индии. Эти леса образованы представителями бобовых, различными древовидными и кустарниковыми акациями, пальмами, канделябровыми молочаями, тисом, атласным деревом, смоковницами. Травяной покров составляют в основном злаковые. Среднегодовая температура здесь $+24-25^{\circ}$, осадков 700—760 мм в год [84].

Палеоценовая флора Североказахстанской зоны (см. рис. 9) формировалась в условиях жаркого переменного влажного климата. В Се-

веро-Западном Казахстане сказывалась близость теплого моря, в глубине континента климат был суше. Находки растительных остатков на горе Чакельмес (Зайсанская впадина) указывают на богатый состав субтропической в целом флоры камышинско-гелинденского типа [62]. Многочисленные исследования подтверждают наличие палинофлор подобного же типа [13, 86, 109]. В рассматриваемой зоне лиственно-хвойные редколесья и леса саванного типа пришли на смену более северным лесным формациям. В современных саванных лесах деревья стоят довольно редко, в сухой период листья обычно осыпаются, но встречаются также и некоторые вечнозеленые деревья (пальмы, хвойные). Подлесок состоял из ксерофильных кустарников. Лианы редки, эпифиты встречались чаще [1]. В палеоцене такие леса селились на возвышенных денудационных равнинах. Они состояли из хейролепидиевых, купрессовых, казуарин, миртов, эвкалиптов, суматовых. Подлесок составляли многочисленные мезоксерофильные кустарники из восковников, камптоний, лохов, эпакридовых, некоторых комбретовых и др. Леса подобного состава сходны с современными, произрастающими в пограничной зоне саванны и влажного тропического леса, где среднегодовая температура $+22-23^{\circ}$ при годовой сумме осадков 1200—1300 мм, а сухой сезон продолжается 2—3 месяца [105]. На аккумулятивных равнинах вблизи водоемов были распространены влажные лиственно-хвойные леса со значительным участием мезофильных широколистных листопадных и субтропических жестколистных древесных растений (падубы, гикори, лапины, грабы, каштаны, клены, ниссы). В понижениях рельефа в условиях избыточного увлажнения были распространены небольшие островные заболоченные леса из болотного кипариса и ниссы. Сфагновые болота дополняли этот ландшафт. Во влажных лесах были широко распространены древовидные, лиановидные и многочисленные тразянистые папоротники. Изобилие пыльцы покрытосеменных растений различных формальных родов стеммы *Normapolles* свидетельствует, по-видимому, о существовании их крупных растительных сообществ на участках с избыточным увлажнением [43]. Весьма характерно также обилие растений разнообразного видового состава из стеммы *Postnormapolles*. Их экологическая принадлежность остается невыясненной. Растительность Алтае-Саянского нагорья по своему характеру стоит ближе к Сибирской зоне. Здесь также наибольшее развитие имели смешанные леса с большим участием хвойных. Господствовали лиственно-сосновые леса со значительным участием ногоплодниковых, кедров, тсуг, елей. В составе лесных формаций большое участие принимали представители тепло-умеренной тургайской флоры (ореховые, буковые, лещины, грабы и др.). Растения стеммы *Normapolles* и *Postnormapolles* не были столь разнообразны и обильны, как на Урале и в Казахстане.

В палеоцене Сибири по сравнению с концом мелового периода (поздним сеноном) произошло существенное потепление климата при сохранении им высокой влажности особенно в северных районах. Граница палеосубтропического и палеоумеренного поясов, отражая потепление климата, смещается к северу примерно на 10° (см. рис. 9). С юга в районы Центрального и Северо-Восточного Казахстана перемещается аридный жаркий пояс. В южных и средних широтах Сибири устанавливается очень теплый (близкий к современному тропическому) переменновлажный гумидный климат палеосубтропического пояса. Показатели температуры и влажности палеоклимата (K_t и K_r) фиксируют соответствующие изменения (см. табл. 1 и 3).

По палеоботаническим данным в палеоцене Сибири выделяются три палеофлористические (палеоклиматические) зоны: Северосибирская, Сибирская и Североказахстанская. Показатели температур и влажности зональных палеоклиматов при переходе из одной зоны в смежную фиксируют постепенные закономерные изменения. Границы палеосубтропического и палеоумеренного поясов в палеоцене и сама схема палеоклиматической зональности становится близкой к таковой в апт — альбе (см. рис. 5 и 9).

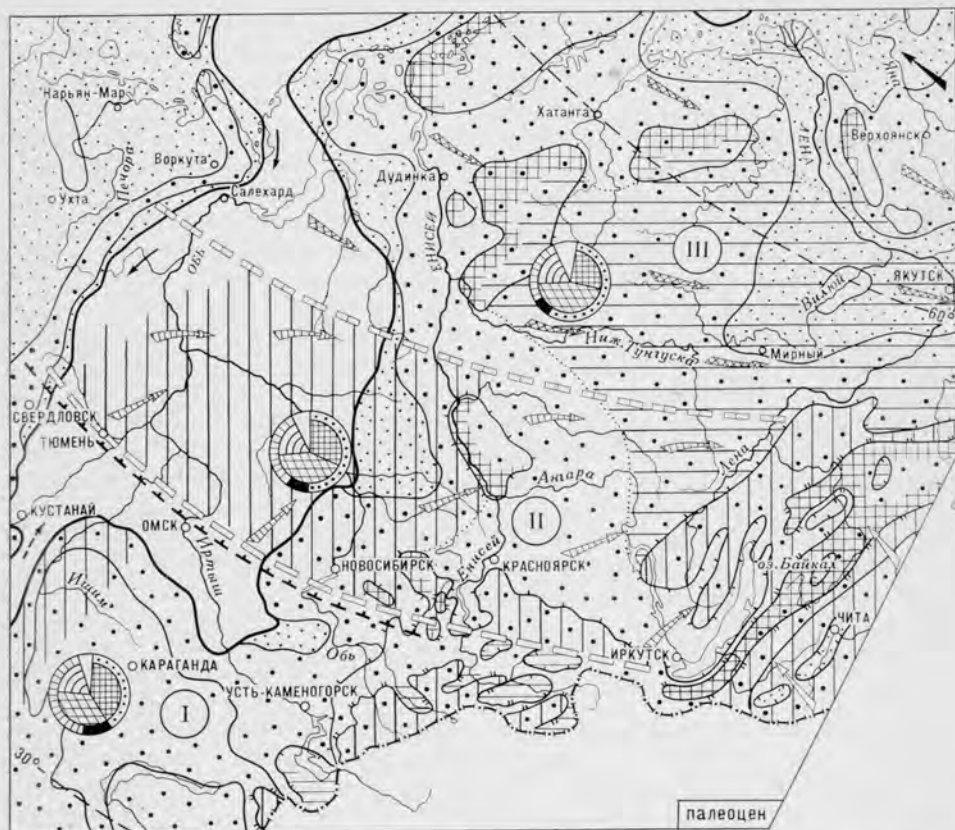


Рис. 9. Палеоклиматическая схема Сибири. Палеоцен. Условные обозначения см. рис. 5

Северосибирская зона располагалась в южной части палеоумеренного пояса, охватывая северные районы Западной и всю северную половину Восточной Сибири. В палеоцене здесь господствовал тепло-умеренный влажный климат, близкий к позднеценонскому (см. рис. 9, табл. 3). Это палеоумеренный гумидный равномерно-влажный теплый и мягкий климат, близкий к современному субтропическому океаническому. Среднегодовые температуры были, видимо, в пределах $16-18^{\circ}\text{C}$ при амплитуде сезонных изменений $8-10^{\circ}$. Зимы здесь были, несомненно, безморозными, на что указывает сравнительно высокое содержание во флоре представителей тропических растений. Количество осадков в течение года составляло $1600-1800$ мм, летом значительно меньше, но сухой сезон как таковой уверенно не выделяется. Этот тип зонального климата неблагоприятен для бокситообразования ввиду низких температур, господствовавших в течение всего года. Процессы химического выветривания были весьма интенсивными и протекали по подзолисту типу. Климат благоприятствовал угленакплению.

Сибирская зона располагалась в северной части палеосубтропического пояса и занимала средние широты в Западной и южную половину Средней и Восточной Сибири. В пределах ее господствовал палеосубтропический гумидный переменнo-влажный климат, близкий к современному тропическому (ослабленный тропический). Среднегодовая температура была, видимо, в пределах 18—22°С при годовой амплитуде 6—8°. Количество атмосферных осадков 1200—1600 мм. Выделялся летний сухой сезон продолжительностью 2—3 месяца. Процессы химического выветривания в этих условиях развивались по красноземному типу, местами могли формироваться латеритные коры выветривания и бокситы, в том числе высокоглиноземистые, но область их развития была ограниченной из-за господства на суше лесной хвойно-лиственной формации (см. рис. 9, табл. 3).

Североказахстанская зона располагалась в средней части палеосубтропического пояса и занимала южные и юго-западные районы Западной Сибири и прилегающие районы Казахстана. Здесь господствовал жаркий (близкий к современному тропическому) гумидный переменнo-влажный климат. Среднегодовая температура была, видимо, в пределах 22—25°С при годовой амплитуде 4—6°. Количество атмосферных осадков в году 800—1200 мм. Выделялся летний сухой сезон продолжительностью 3—5 месяцев. В Северо-Западном Казахстане вблизи берегов теплого Тургайского морского пролива климат, видимо, был более мягким, а в Зайсанской котловине, напротив, более жаркий и сухой — семиаридный и аридный, очень близкий к современному тропическому зоны степных саванн. Процессы химического выветривания в господствующих условиях зонального климата протекали по красноземному типу, местами в условиях достаточного увлажнения на прибрежных денудационных равнинах и в предгорьях формировались латеритные коры выветривания и бокситы. К концу палеоценовой эпохи аридизация климата усилилась.

ЭОЦЕНОВАЯ ЭПОХА

Климатическая интерпретация геологических формаций. В эоцене осадконакопление в Сибири происходило в тех же седиментационных бассейнах, но в Западной Сибири площадь современного распространения эоценовых отложений несколько сократилась. Так, они отсутствуют в приенисейской зоне Западно-Сибирской плиты, где еще в позднем мелу и раннем палеогене формировались континентальные отложения. Тем не менее и в эоцене плита оставалась крупнейшим седиментационным бассейном. В Восточной Сибири эоценовые отложения распространены несколько шире, чем палеоценовые. Они установлены в южной части Приверхоянского прогиба, в Вилюйской синеклизе, на Северном Хараулахе и в приустьевой части р. Лены. В Юго-Западном Прианбарье они, видимо, выполняют Муруктинскую котловину, а на юге Восточной Сибири установлены в молодых грабенах Прибайкалья. Эоценовый возраст имеют также бокситоносные отложения в небольших впадинах карстового или эрозийного происхождения на юго-востоке Енисейского кряжа и в юго-западных районах Сибирской платформы, а также кое-где в северных структурах Алтае-Саянской складчатой области (Восточный Саян, Салаир и др.).

В Западной Сибири в эоцене существовала примерно такая же палеогеографическая обстановка, как в раннем сеноне: массовое вторжение холодных арктических вод обусловило возникновение на большей части Западно-Сибирской плиты относительно холодноводного морского бассейна, в котором накопилась толща опок и опокowych глин — кремнистая формация. Холодноводные течения проникли

даже в Тургайский пролив и в Приаральский бассейн, где начали формироваться кремнистые осадки. На мелководных прибрежных участках, где температура морских вод круглый год оставалась более высокой, в эоцене продолжала накапливаться терригенно-глауконитовая формация (см. рис. 4). Эти обе формации рассмотрены выше, поэтому укажем лишь некоторые особенности состава их эоценовых горизонтов. Среди пород терригенно-глауконитовой формации резко сокращается развитие оолитовых шамозитовых руд. Они полностью исчезают в северных районах Западной Сибири (здесь хемогенные железистые минералы представлены исключительно глауконитом, шамозит отсутствует даже как акцессорный минерал). Пласты железных руд распространены только на юго-востоке плиты, в колпашевском Приобье [78], где образуют Бакчарское месторождение. На юге, в приказахстанской части Западной Сибири, породы терригенно-глауконитовой формации обеднены и глауконитом, в прибрежных фациях они слагаются сливными кварцитовидными песчаниками (олентицкая толща) с морской микрофауной и остатками наземных растений. Изучение этой флоры позволило Н. М. Макулбекову (1969 г.) сделать заключение об аридном климате Северного Казахстана в эоцене.

В. В. Лавров [65] указывает на аридные условия и на юге Западной Сибири. Смещение к югу областей формирования оолитовых шамозитовых руд связано, видимо, с похолоданием в эоцене Сибири, а особенности состава пород терригенно-глауконитовой формации в приказахстанских районах Западно-Сибирской плиты — с существованием на севере Казахстана аридного климата. Следует отметить, что в Зайсанской котловине в это время формируется терригенно-полимиктовая красноцветная гипсоносная формация (зимунайская свита) — типичный парагенез отложений аридного пояса. В коричневых глинах этой свиты встречаются кости млекопитающих обайлинского комплекса: разнообразных тапирообразных, примитивных носорогов, архаичных копытных и хищников, грызунов и насекомоядных [8, 29, 30, 83] — «... жителей открытых и, возможно, саванного типа ландшафтов» [8, стр. 15].

Таким образом, геологические данные указывают на существование в эоцене Западной Сибири климатической зональности. В северных, северо-западных и центральных ее районах были распространены воды относительно холодного моря. Их температура, как считает В. Н. Векшина [26, 115], была близка к таковой вод Балтики и других современных бореальных морей. Породы терригенно-глауконитовой формации несут здесь признаки формирования их в тепло-умеренном гумидном климате. На юго-востоке водные массы были уже типичными для современных морей субтропиков, а на крайнем юге — ощущалось влияние аридного субтропического климата Северного и Центрального Казахстана. На севере Восточной Сибири в эоцене формируются континентальные высокоугленосные формации умеренно тепло-гумидного климата: терригенно-полимиктовая угленосная и терригенно-олигомиктовая угленосная. В Попигайской котловине продолжала накапливаться вулканогенно-осадочная угленосная формация.

В Алданской впадине и в центральных районах Вилуйской синеклизы в эоцене и олигоцене образовалась терригенно-полимиктовая угленосная формация мощностью около 300 м (тангинская свита). Это — сероцветная песчано-глинистая толща с несколькими прослоями бурых углей рабочей мощности. Песчаные породы полимиктовые, аркозные или граувакковые. Часто они косослоистые и содержат редкую мелкую гальку и небольшие валуны. Глины темно-серые или серые, гидрослюдисто-монтмориллонитовые с хлори-

том, иногда они почти черные углистые. Все породы содержат много растительных остатков и углистого детрита [12, 31]. Терригенно-олигомиктовая угленосная формация Северного Хараулаха и дельты р. Лены рассмотрена выше.

За пределами рассматриваемой территории в бассейнах Индигирки и Колымы распространены палеогеновые угленосные отложения. В районе оз. Тастах на левобережье нижнего течения р. Индигирки эоценовые отложения представлены светлыми глинами, переслаивающимися с песчаниками, песками и алевролитами. В толще содержится несколько пластов бурого угля мощностью свыше 5 м. Породы здесь полимиктовые, в углях отмечаются включения янтарной смолы, глины монтмориллонит-гидроослюдистые, иногда с каолинитом и хлоритом. Из этих отложений И. А. Кульковой (1970 г.) выделен и изучен спорово-пыльцевой комплекс, в котором наряду с растениями умеренного климата весьма значительное (для этих широт) место принадлежит пыльце тропических форм (встречается даже пыльца пальм *Phoenix* и *Sabal*). Это послужило основанием для заключения о том, что «...климат тастахского времени был аналогичен или близок субтропическому» и «...достаточно влажным» (И. А. Кулькова, 1970 г., стр. 17). Принадлежность пыльцы, определенной как *Phoenix* и *Sabal*, И. А. Кулькова подтверждает указанием на находки отпечатков листьев веерной пальмы в эоценовых отложениях побережья Пенжинской губы (север Охотского моря). Сравнение палеоботанических данных для эоцена севера Сибири с нашими выводами показывает, что заключение И. А. Кульковой о субтропическом климате эоцена северо-востока Азии, по-видимому, является преувеличенным. Заключение о субтропическом климате противоречит, например, полимиктовый состав пород, монтмориллонит-гидроослюдистый состав глин, обилие в осадках янтаря (указывающее на развитие хвойных лесов) и ряд других признаков. Что же касается ссылки на находки отпечатков листьев пальм, то в последнее время появились данные, что отпечатки пальмовидных листьев принадлежат вовсе не пальмам, а другим растениям [130]. Не исключено, однако, и другое решение: возможно, климат Северо-Востока СССР уже в палеогене формировался под влиянием юго-восточных муссонов и был более теплым и влажным, чем в Сибири.

Палеогеновые отложения на севере Сибири вскрыты скважинами еще в Муруктинской котловине в Юго-Западном Прианбарье. По сообщению Р. А. Биджиева, к эоцену здесь, возможно, принадлежит пачка серых глин с прослоями полевошпато-кварцевых песков. Глины каолинит-гидроослюдистого состава, углей в породах нет; найдены отпечатки листьев наземных растений и спорово-пыльцевой комплекс эоцен — олигоцена. Отложения эти, видимо, являются континентальным аналогом терригенно-олигомиктовой (морской) формации Западной Сибири (см. рис. 4).

Изложенное выше достаточно убедительно свидетельствует о формировании эоценовых отложений на севере Средней и Восточной Сибири в условиях умеренного, но достаточно теплого и, несомненно, гумидного климата. По присутствию в эоценовых песках Алданской впадины валунов и гальки можно даже заключить, что здесь местами (видимо, в горах) уже имели место морозные зимы, возникал ледовый покров на реках и континентальных водоемах. Стекающие с гор и возвышенностей реки во время ледохода переносили эти валуны и отлагали их на равнинах. Иначе трудно представить наличие рассеянных валунов в мелкозернистых и сравнительно хорошо отсортированных песках, для части которых очевиден аллювиальный генезис. Присутствие мономиктовых терригенных пород и каолиновых глин на северо-востоке Сибири не противоречит этому выводу. Эти поро-

ды образовывались, видимо, за счет переотложения высоkozрелых остаточных продуктов, подготовленных в корях выветривания позднего мела и раннего палеогена.

В южных районах Сибири, как об этом свидетельствуют геологические материалы, климат был значительно теплее. На юго-востоке Западной Сибири в прибрежно-морских фациях формировались оолитовые железные руды, а на юге Красноярского края (Енисейский край, Приангарье) эоценовые отложения во впадинах и карстах содержат прослойки лигнитов, углей и залежи переотложенных палеоценовых бокситов. В Прибайкалье, как уже отмечалось, палеогеновые и неогеновые отложения выполняют ряд грабенных, примыкающих с запада к оз. Байкал, а также на его юго-восточном побережье. Отложения эоцен — олигоцена выделяются там под названием каменской свиты, в основании которой находятся линзы переотложенных бокситов, а в верхней олигоценовой части — мощные прослойки бурых углей. Несомненно, автохтонные угли указывают на то, что процессы осадконакопления в эоцене и в раннем олигоцене происходили в обстановке сравнительно влажного и теплого умеренного климата. Ему предшествовал, видимо, очень теплый переменно-влажный климат палеоцена, когда сформировались латеритные коры выветривания и первичные залежи бокситов. Не исключено, однако, что некоторая влажность климата эоцена в этой внутриматериковой части Сибири была обусловлена интразональным климатическим проявлением, связанным с особенностями палеорельефа и циркуляции атмосферы.

Флоры, растительность и их палеоклиматическая интерпретация. Комплексы из эоценовых отложений Сибири характеризуются преобладанием пыльцы покрытосеменных и голосеменных растений над спорами мхов, хвощей и папоротниковидных. Причем главная роль в комплексах принадлежит пыльце Angiospermae (до 70%). Среди этой пыльцы преобладают представители Fagaceae (*Castanopsis*, *Castanea*, различные виды *Quercus*, *Fagus*, меньше *Nothofagus*), подчиненное значение имеет пыльца Myricaceae (*Myrica*, *Camptonia* и *Cannacomyrica*), всегда от 1 до 10% присутствует пыльца Juglandaceae (*Platycarya*, *Engelhardtia*, а также *Carya*, *Pterocarya*, *Juglans* и др.), Hamamelidaceae (*Corylopsis*, *Fothergilla*, *Hamamelis*), Myrtaceae (*Myrtus*, *Eugenia*, *Eucalyptus*), Altingiaceae (*Altingia* и *Liquidambar*), Sapotaceae, Casuarinaceae (*Casuarinidites*), Anacardiaceae (*Rhus* и *Pistacia*), Olacaceae (различные виды *Anacolosidites*). В единичных зернах встречаются Bombacaceae и Palmae (*Nipa*, *Sabal*, *Phoenix*, *Chamaerops*). Присутствие в комплексах пыльцы Palmae подтверждается находками отпечатков листьев веерной пальмы *Sabal haeringiana* в Казахстане [62]. Обычным является участие (от 0,5 до 5%) пыльцы представителей умеренной и тепло-умеренной флоры: *Betula*, *Alnus*, *Salix*, *Corylus*, *Carpinus*, *Pterocarya*, *Ulmus*, *Cornus* и др. Для отложений эоценового возраста характерно также большое количество пыльцы покрытосеменных растений неизвестной систематической принадлежности (до 20%), из которой доминирующее положение занимают различные трехпоровые зерна. Максимум их приходится на комплексы раннего — среднего эоцена. Этому же времени свойственна еще пыльца стеммы *Normapolles* (от 0,5 до 10%) и только вид *Trudopollis rompeckji* Pfl., почти отсутствовавший в палеоцене, является характерным для эоценового времени. Во второй половине эоцена среди форм неизвестного систематического положения уже преобладает группа трехпорово-трехбороздной и трехбороздной пыльцы, напоминающей пыльцу дубов и каштанов. Составной частью всех комплексов является также пыльца трав: *Typha*, *Sparganium*, *Lemna*, Dipsacaceae, Umbelliferae, Compositae и др. В целом пыльца покрытосеменных очень разнообразна в видовом отношении и насчитывает

около 300 наименований. Большей частью она принадлежит представителям субтропической и тепло-умеренной флор, в меньшей степени — тропической; последние богаче представлены в южных комплексах Сибири.

В составе эоценовых палинофлор голосеменные играют подчиненную роль. Систематический состав их постоянен для всех местонахождений Сибири, но количественные соотношения различны. Так, в северных районах Западной Сибири такой пыльцы до 30—50%, в центральной ее части 18—25%, в южных до 5—16%. Наиболее многочисленна и разнообразна пыльца семейства Pinaceae с видами *Pinus*, *Picea*, *Keteleeria*, единична *Tzuga*. Пыльца Taxodiaceae сравнительно редкая — 2—4%, иногда 10%, на севере ее количество возрастает до 20—70%. Примечательно присутствие реликтов меловой флоры: Cycadaceae, *Ginkgo*, Podocarpaceae (*Podocarpus*, *Dacrydiumites*, *Phyllocladus*), Caytoniaceae (*Caytonia*). Последняя отмечается спорадически, все остальные обнаруживаются повсеместно, в небольших количествах — от 0,1 до 3% в северных комплексах до 1—13% — в южных.

Споры в комплексах эоцена имеют подчиненное значение. Они принадлежат мхам, плаунам и папоротникам, составляя от 6 до 16% и насчитывая около 50 наименований. Наиболее разнообразны и многочисленны папоротниковые Polypodiaceae (*Dryopteris*, *Pteridium*), Cyatheaceae (*Cyathea*, *Hemitelia*, *Alsophila*), Dicksoniaceae, Schizaeaceae (*Lygodium*, *Anemia*, *Pelletieria*) и Gleicheniaceae (*Gleichenia*). Мхи представлены *Sphagnum*, *Bryales* и Hepaticae, плауны — *Selaginella*, *Lycopodium*. Полный флористический список спор и пыльцы включает свыше 350 форм.

Эоценовая палинофлора пришла на смену более древней палеоценовой, что сказалось на составе спорово-пыльцевых комплексов, которые обладают определенными чертами сходства и различия. Основным отличием эоценовой флоры является существенное увеличение в ней признаков ксерофитности. Так, если палеоценовые комплексы насыщены пыльцой Pinaceae и Taxodiaceae при значительной примеси архаичных голосеменных и хвойных и большим количеством спор древовидных тропических папоротников и сфагновых мхов, то комплексы эоцена характеризуются большим содержанием пыльцы ксерофитных покрытосеменных. Количество пыльцы Pinaceae и Taxodiaceae резко сокращается (иногда она исчезает полностью). Только эоценовым спектрам свойственно присутствие пыльцы трав и значительное количество пыльцы неопределенной систематической принадлежности трехпорово-трехбороздного, трехбороздного и трехпорового строения. Палеоценовые палинофлоры содержали многочисленную пыльцу стеммы *Normapollis* богатого систематического состава. В эоценовых спектрах, особенно в ранне-среднеэоценовых, она также фиксируется в значительных количествах, но состав ее меняется. Появляется *Tridopollis potreckii*. На палеоценовую эпоху в Сибири приходилась последняя вспышка в развитии растений, продуцировавших пыльцу типа *Classopollis* [48, 110], в эоценовое время она исчезает. Таким образом, вся совокупность признаков позволяет уверенно разграничивать эоценовые и палеоценовые спорово-пыльцевые комплексы. Эоценовая палинофлора несет в себе компоненты молодой флоры, близкой к современной.

По характеру эоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов Сибири, по количественному соотношению отдельных компонентов и их экологической приуроченности для эоцена выделяются четыре палеофлористические зоны: 1) Северосибирская, 2) Сибирская, 3) Южносибирская, 4) Североказахстанская (см. рис. 10).

В Северосибирской зоне основная роль в спорово-пыльцевых комплексах принадлежит хвойным или покрытосеменным растениям (50—60%). Они представлены в основном видами, свойственными субтропическому поясу. Это — хвойные *Taxodiaceae* (*Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Sequoia*), *Pinus* subgen. *Diploxylon*, *Cedrus*, *Keteleeria*, *Sciadopitys*, покрытосеменные *Magnoliaceae*, *Castanopsis*, *Hamamelidaceae*, *Nyssa*, *Platycarya*, *Cyclocarya*, *Myrica*, *Buxaceae*, *Trochodendraceae* и др. Роль тропических растений значительно меньше (3—5%). Это виды ксерофитных покрытосеменных: *Casuarinaceae*, *Moraceae* (*Morus*), *Myrtus*, *Eucalyptus*, мезофильные — *Santalaceae*, *Araliaceae*, *Nipa*, *Sabal*, *Sapindus* и др. Основная масса всех растений является здесь гигромезофитами. Среди них в количестве 2—5% во всех комплексах Северосибирской зоны присутствуют виды умеренной флоры (*Alnus*, *Salix*, *Betula*, *Carya*). Обитателями водоемов были водные травы: *Sparganium*, *Typha*, *Nelumbo* и др. Среди пыльцы голосеменных преобладает семейство *Pinaceae* с родами *Pinus* subgen. *Diploxylon*, *P.* subgen. *Haploxylon* и *Pinus* spp. до 50%, в меньшей степени пыльца *Taxodiaceae* (*Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Sequoia*) до 7—20% и изредка до 50%. Пыльца *Ginkgo*, *Podocarpus*, *Dacrydium* и *Cedrus* отмечается от 2 до 5%. Пыльца растений ксерофитной группы *Ephedra* и *Gnetaceapollenites* во всех спектрах отмечена единичными находками. Состав спор в рассматриваемой зоне достаточно разнообразен, наиболее типичны *Polypodiaceae*, *Dicksoniaceae*, *Cyathea*, *Gleichenia*, иногда встречаются единичные *Ophioglossum*, *Pteris*, *Alsophila*, *Cibotium* и мох *Sphagnum*. Часто в споровых спектрах встречается богатый микрофитопланктон перидиниевых водорослей: *Deflandrea*, *Peridinea*, *Hystrichosphaera* и др.

Обособленное положение среди эоценовых комплексов Северосибирской зоны занимает спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из палеогеновых отложений верховий р. Котуя (Мурутинская котловина). В нем пыльца умеренной и тепло-умеренной флоры составляет 20% (*Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Pterocarya*). Тропические и субтропические виды очень малочисленны: пыльца — *Rhus*, *Glyptostrobus*, споры — *Cyathea* и *Gleichenia*. В целом спорово-пыльцевой комплекс по своему составу является более «холодным». Он скорее характеризует растительность раннего олигоцена (чеганского времени), когда наблюдалось наступление тургайской умеренной флоры. Кроме того, в нем наблюдается большое содержание пыльцы трав *Gramineae* и *Leguminosae* ? (до 17%), что также не характерно для эоцена. Таким образом, палинофлоры Северосибирской зоны характеризуются преобладанием субтропических растений при небольшой примеси умеренных и тропических. Общий облик палинофлоры мезофильный. Показатель термофильности равен 0,7, коэффициент гигрофильности 1,3 — оба существенно более низкие, чем в этой же зоне в палеоэocene, что указывает на более сухой и прохладный климат эоцена (см. табл. 1).

Спорово-пыльцевые комплексы Сибирской зоны характеризуются сокращением гигромезофильной группы растений и соответственно увеличением ксерофильной при продолжающемся доминировании первой. В составе спорово-пыльцевых комплексов этой зоны в Западной Сибири преобладают субтропические элементы [*Moraceae*, *Castanopsis*, *pseudocingulum* (R. Pot.) Boitz., *Hamamelidaceae*, *Liquidambar*, *Ilex*, *Nyssa*, *Quercus gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz.]. *Castanopsis* отмечается в значительном количестве (12—20%), он является представителем жестколистной, вечнозеленой средиземноморской флоры. Пыльца теплолюбивых видов (*Juglans*, *Carya*, *Corylus*, *Carpinus*, *Castanea*, *Fagus* и др.) составляет значительную примесь. Хвойные больше представлены пыльцой *Pinaceae*, меньше — *Podocarpus*. Во всех комплексах зафиксировано довольно много пыльцы *Taxodiaceae*

(*Taxodium* и *Glyptostrobus*) и представителей ксерофильной флоры *Ephedra* и *Cupressaceae*, последние присутствуют в небольших количествах. Очень обильна пыльца, определяемая по искусственной системе: *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot.) Th. et Pil., *T. villensis* Th., *Tricolporopollenites liblarensis* Th., и много других видов (до 40%). Споровый состав обычен. Богато и разнообразно представлены перидиневые водоросли. Несколько отличаются от описанных спорово-пыльцевые комплексы Урала: большим количеством пыльцы стеммы *Normapolles* (до 8—12%) и пыльцы хвойных *Podocarpus* (до 10%). Комплексы эоценовых отложений южной части Сибирской платформы сходны с западносибирскими, но содержат большее количество пыльцы *Camptonia* (7—11%), *Rhus* (до 12%) и до 47% пыльцы *Ericaceae*. Последней так много в других районах Сибирской зоны не наблюдается.

При подсчете коэффициента термофильности для Сибирской зоны его значение оказалось выше, чем для Северосибирской зоны, а именно $K_t=0,8$, а коэффициента гигрофильности ниже — $K_r=1,0$. Это указывает на существование в Сибирской зоне растительности более теплолюбивой с большим участием ксерофитного элемента и на соответствующие изменения климата (см. табл. 1).

Флористический состав комплексов Южносибирской зоны одинаков с комплексами Сибирской зоны, но соотношения экологических группировок становятся иными. С продвижением к югу проявляется богаче и разнообразнее участие тропических и субтропических растений. Увеличивается количество пыльцы ксерофитов, хотя мезофильная группа по-прежнему доминирует. Среди пыльцы тропических растений отмечены: *Styracaceae*, *Symplocaceae*, *Sapotaceae*, *Sterculiaceae* (*Sterculia* и *Hermannia*), *Myrtaceae* (*Myrtus*, *Eugenia*, *Eucalyptus*), *Anacardiaceae* (*Rhus* и *Pistacia*), *Sapindaceae*, *Nyssa*, *Araliaceae* и много других. Богаче по видовому составу пыльца трав: водных — *Lemna*, *Typha*, *Potamogeton*, *Nelumbo*, мезофитов — *Violaceae*, *Ranunculaceae*, *Polygonaceae*, *Umbelliferae*, *Gunneraceae* и ксерофитов — *Cheporodiaceae*, *Dipsacaceae*, *Artemisia*, *Compositae*. По сравнению с комплексами Сибирской зоны, южносибирские отличаются увеличением количества ксерофильной группы (до 40%), особенно в западной части Западно-Сибирской равнины.

Увеличение значения коэффициента термофильности ($K_t=0,9$) указывает на доминирующую роль в этой зоне теплолюбивых (субтропических и тропических) растений, а уменьшение значения коэффициента гигрофильности ($K_r=0,8$) на увеличение количества растений ксерофильной группы; они же указывают на более теплый и сухой климат данной зоны (см. табл. 1).

В спорово-пыльцевых комплексах Североказахстанской палеофлористической зоны всегда преобладает пыльца покрытосеменных, относимых к субтропической и тропической флорам, при доминировании ксерофильных их представителей. Пыльца голосеменных и споры содержатся в небольших количествах. Для раннеэоценовых комплексов здесь характерна большая группа пыльцы формальных таксонов (до 58—60%): *Trudopollis pompeckii*, *Basopollis*, *Nudopollis*, *terminalis*, *Oculopollis*, *Triatriopollenites* (*T. aroboratus*, *T. robustus*, *T. ruralituites*), *Conclanipollis pliciformis*, *Tricolpites erdtmanii* и много других. Разнообразна пыльца *Myrica* (*M. aff. carolinensis*, *M. intermedia*, *M. aff. hardtwegii*), *Engelhardtia*, *Castanea*, *Moraceae*, *Combretaceae*, *Rhus*, *Myrtaceae*. На начало эоценового времени приходится и расцвет тропических растений семейства *Olacaceae*: *Anacolosidites supplingensis*, *A. primigensis*, *A. tenuiplicus*. Ко второй половине эоцена эти виды практически исчезают. В среднеэоценовых комплексах господствует пыльца трехпорово-трехбороздного строения (*Castanea* и *Cas-*

tanopsis, *Rhus* и *Quercites*). Обычно также пыльца ксерофитных травянистых растений: *Chenopodiaceae*, *Compositae*, *Zygophyllaceae* и *Dipsacaceae*. Увеличилось количество пыльцы ксерофита *Ephedra* (7—20%), появились единичные *Welwitschia* — в настоящее время обитатели пустынных мест. Находки отпечатков листьев подтверждают ксерофильный облик эоценовой флоры в Казахстане, что связывается с усилившейся аридизацией [62]. В отличие от более ранних эоценовых палинофлор в позднем эоцене Североказахстанской зоны исчезает пыльца стеммы *Normapolles* и *Postnormapolles*. Сохраняя субтропический облик, позднеэоценовая флора становится еще более ксерофильной: *Cupressaceae*, *Juniperus*, *Ephedra*, *Quercus* cf. *ilex*, *Q.* cf. *sibirica*, *Moraceae*, *Rhus*, *Myrtus*, *Eucalyptus* и другие составляют 40—70%. Одновременно возрастает участие пыльцы умеренной и тепло-умеренной флоры: *Carya*, *Betula*, *Alnus*, *Juglans*, *Corylus* и др. Спорово-пыльцевые комплексы, выделенные из эоценовых отложений Зайсанской впадины [94], отличаются значительной примесью тропических видов покрытосеменных и споровых растений (до 30%). В комплексах наблюдается повышенное количество древних видов: *Ginkgo*, *Podocarpus* и *Cycadaceae*.

В целом спорово-пыльцевые комплексы Североказахстанской зоны отражают растительность субтропического облика более ксерофильную и теплолюбивую по сравнению с северными зонами. Коэффициенты термофильности ($K_t=1,2$) и гигрофильности ($K_g=0,6$) очень наглядно иллюстрируют изменения типа растительности; она становится свойственной сухому и жаркому климату (см. табл. 1). Результаты изучения спорово-пыльцевых комплексов из эоценовых отложений Сибири позволяют сделать следующие выводы. Северосибирская, Сибирская и Южносибирская палеофлористические зоны по составу флоры имеют большое сходство и все они отражают субтропический характер растительности в основном мезофильного типа. Ксерофитизация растительности усиливается с продвижением к Североказахстанской зоне, где характер ее становится уже типичным для аридного пояса. Переход от одной зоны к другой происходит очень постепенно и некоторые спорово-пыльцевые комплексы, выделенные близ границ, могут отражать растительность как той, так и другой зоны, являясь переходными.

Геологические данные и типологический анализ спорово-пыльцевых комплексов эоцена Сибири указывают, что основным зональным типом растительности трех северных зон были хвойно-широколиственные леса из вечнозеленых и листопадных древесных и кустарниковых пород. Облик лесов в целом субтропический, близкий к современным средиземноморским, однако участие представителей тургайской умеренной флоры придавало им черты, свойственные современным лесам тепло-умеренного климата. В Североказахстанской зоне зональным типом растительности была, видимо, сухая лесостепь субтропического пояса.

В Северосибирской зоне (см. рис. 10) основным типом растительности были хвойно-широколиственные леса, покрывавшие тогда обширные денудационные равнины. Древостой этих лесов образовывали различные сосны, из лиственных пород первый ярус составляли каштаны, листопадные и жестколистные дубы, представители лавровых, ликвидамбары; к ним примешивались ореховые, буки. Во втором ярусе произрастали гикори, лапины, платикарии, в меньшем количестве виды умеренной флоры — березы, грабы, лещины, нижний ярус и подлесок образовывали тропические и субтропические стеркулиевые, падубы, олакациевые. Ксерофильная группа растительности здесь имела подчиненное значение, в нее входили единичные деревья и кустарники из семейства миртовых, казуарины, акации и тутовые.

По-видимому, небольшие группировки этих растений занимали наиболее сухие склоны нагорий и плато; кроме того, они составляли подлесок разреженных лиственно-хвойных и хвойных сухих лесов; последние селились на возвышенных участках. В них были более широко представлены ногоплодниковые и кипарисовые. Растительность морских побережий и заболоченных аккумулятивных равнин состояла из хвойно-лиственных лесов при значительном участии болотного кипариса с большой примесью влаголюбивых нисс, сикомир, гикори, ольхи как древесных, так и кустарниковых.

Несмотря на большую протяженность Северосибирской зоны, растительность ее была сравнительно однородной. Леса такого состава в современной растительности не имеют полных аналогов. Но некоторое сходство мы находим с влажными лесами Черноморского побережья Турции. В этих лесах преобладают широколиственные породы: каштаны, платаны, дубы, клены с подлеском из вечнозеленых кустарников. Такие леса особенно распространены в горах до 400—1000 м. В глубь континента растительные сообщества ксерофитизируются, появляются маквисы — густые заросли вечнозеленых кустарников, которые в эоценовой Северосибирской палеофлористической зоне еще не получили такого большого развития. Климат Черноморского побережья Турции является субтропическим, влажным с мало выраженным сухим летним периодом. Среднегодовая температура $+14-15^{\circ}\text{C}$ с большим количеством осадков, приходящимся на осенне-зимнее время [84]. Некоторая аналогия в составе растительных сообществ наблюдается и с лесами горных районов субтропической зоны Китая. Древесные породы этих лесов — вечнозеленые дубы, каштанопсисы, симпооковые, каркасы, клены; из хвойных — несколько видов сосен, ели, в верхнем поясе — пихты. Наблюдается значительная примесь вечнозеленых и листопадных пород: грецкий орех, дуб, магнолия, рододендрон, калина. Встречается береза. Обильны лианы, разнообразные плауновые и мхи. Климат этой зоны субтропический со среднегодовой температурой $+12-20^{\circ}\text{C}$, количество осадков за год достигает 1000—1500 мм, засушливый период слабый [84].

Отсюда можно предполагать, что палеоклимат Северосибирской эоценовой зоны был близким к современному субтропическому гумидному Понтической области со среднегодовой температурой $+12-15^{\circ}\text{C}$ и среднегодовым количеством осадков 1200—1400 мм.

В Сибирской зоне (см. рис. 10) также господствовали хвойно-широколиственные леса с участием большого количества жестколистных и листопадных кустарников в подлеске. Уральское нагорье было покрыто хвойно-широколиственными лесами, среди которых была заметна примесь представителей древней мезофитной флоры — саговниковых и гинкговых, в небольшом количестве примешивались также ногоплодниковые и кедры. По сравнению с растительностью Северосибирской зоны здесь большее участие принимали жестколистные каштанопсисы, лавры, кустарниковые восковниковые. Леса прибрежных аккумулятивных равнин носили тот же характер, что и в Северосибирской зоне; в них росли болотные кипарисы с примесью ив, тополей, ольхи, кленов и тропическо-субтропических папоротников. В хвойно-широколиственных лесах денудационных равнин некоторую примесь составляли тропические ксерофитные протеиные и тутовые. Березы, ивы, ольха — обитатели умеренных широт — присутствовали в небольшом количестве. На Сибирской платформе получили распространение кипарисовые, сумахи, мирты, единичные фейхоа; из трав — сложноцветные, маревые, гвоздичные. Распространение таких сухих лесов с ксерофитным кустарниковым подлеском можно объяснить большей континентальностью климата в глубине материка. Значительное место в фитоценозах занимали вересковые. Вероятно, они

создавали сообщества открытых вересковых пустошей типа шотландских, или составляли подлесок хвойно-широколиственных лесов [64].

Мезофильные хвойно-широколиственные эоценовые леса Сибирской зоны содержали значительное количество жестколистных ксерофильных деревьев и кустарников. В целом они несколько напоминали растительность западной провинции Средиземноморской подобласти, но были более влажными. Флоре этой подобласти свойственно господство типично средиземноморских жестколистных растений при участии арктотретичных видов: разные сосны, вечнозеленые дубы, маслины, лавры, мирты, благородные каштаны, платаны, пальмы, много вересковых. Среднегодовая температура составляет $+13,3-20^{\circ}$ при годовом количестве осадков 500—750 мм, выпадающих в зимнее время при сухом летнем периоде.

Таким образом, Сибирская зона, где господствовала более влаголюбивая растительность, чем в современной западной провинции Средиземноморской подобласти, характеризовалась палеоклиматом, близким к современному средиземноморскому со среднегодовой температурой в пределах $+14-16^{\circ}\text{C}$ с коротким (2—3 месяца) сухим сезоном в летнее время, но с большим, чем в упоминавшейся провинции (до 1000—1200 мм), количеством атмосферных осадков. Внутренние районы Сибирской платформы, удаленные от океанов, имели, видимо, более выраженный континентальный климат, в условиях которого возросла роль ксероморфных растительных ассоциаций.

В Южносибирской палеофлористической зоне (см. рис. 10) хвойно-широколиственные леса, располагавшиеся на денудационных равнинах, отличались еще большим количеством жестколистных субтропических растений. Наравне со средиземноморскими видами значительное участие принимали различные тропические: пальмовые, стеркулиевые, санталовые, протейные. Леса с болотным кипарисом селились по заболоченным пространствам аккумулятивных равнин, ближе к крупным водоемам. Для этой зоны характерно и появление представителей полупустынных ландшафтов: вельвичий и эфедр, которые еще большее развитие получили в Североказахстанской зоне, где они образовывали сообщества со злаковыми, маревыми, сложноцветными. На возвышенных участках Южносибирской зоны преобладали светлые сухие леса субтропического облика с жестколистными каштанописсами, дубами, каркасами, казуаринами, фисташками, при минимальном участии кипарисовых и араукарий. Жестколистные кустарники и кустарнички образовывали открытые фитоценозы типа средиземноморского маквиса, гариги или фреганы (в зависимости от сомкнутости растительного покрова). С продвижением к востоку в составе хвойно-широколиственных лесов увеличивалось содержание различных сосновых и таксодиевых.

Леса подобного типа свойственны сейчас почти всему побережью Средиземного моря [1, 64, 84]. Однако эоценовые хвойно-широколиственные леса отличались более значительным содержанием мезофильных древесных растений. Растительность ее формировалась в условиях теплого гумидного климата с сухим жарким летом; сухой период длился 3—4 месяца. Среднегодовая температура составляла $16-18^{\circ}\text{C}$ со среднегодовым количеством осадков 800—1000 мм. Континентальность климата увеличивалась с удалением в глубь континента. Тип растительного покрова рассматриваемой зоны по присутствию общих компонентов напоминает также современные субтропические леса Центральной Калифорнии, располагающиеся на склонах гор. Доминируют в этих лесах различные жестколистные и листопадные дубы, каштаны и ряд других деревьев и кустарников. Сухие склоны покрыты чипареллями, состоящими из небольших деревьев и кустарников, чаще вечнозеленых. Несколько видов низкорослых дубов,

сумахи, розовые, бузина образуют эти чапарелли. Здесь сосуществуют северная и южная флоры. Вместе с секвойями растут пихты и листопадные дубы [64]. Климат этой части Калифорнии океанический субтропический. Самое большое количество осадков приходится на зимнее время. Летом преобладает ясная антициклоническая погода [3].

Растительность Североказахстанской палеофлористической зоны (см. рис. 10), в отличие от остальных зон, была представлена лесостепными формациями. Обширные денудационные равнины были заняты сухими лесостепями, преимущественно из ксерофильных древесных, кустарниковых и травянистых растений. Низкорослые казуарины, панданусы, фисташки, каркасы, одиночные эвкалипты составляли разреженный древесно-кустарниковый ярус этой формации. В травостое принимали участие злаковые, зонтичные, маревые, губоцветные и сложноцветные. Одиночные баобабы и акации дополняли этот ландшафт. На сухих водоразделах, по-видимому, господствовали пустынно-степные ассоциации с большим содержанием ксерофитных хвойниковых и единичных вельвичий при участии ксерофитных трав. На возвышенных плато господствовали сухие редкостойные леса. Из хвойных произрастали различные сосны, кедры, ели, редко пихты. Широколиственные имели обычный для эоценового времени состав, но к ним примешивались жестколистные средиземноморские виды дубов, финиковые пальмы, маслины, сумахи; листопадные буки, дубы, каштаны, грабы, лещины занимали более прохладные и увлажненные северные склоны нагорий. В этих горных лесах был развит подлесок из жестколистных и листопадных древесных и кустарниковых форм. В долинах рек и по берегам водоемов господствовали галерейные влажные леса из болотного кипариса с примесью широколиственных листопадных пород: граба, ясеня, лещины, гикори, лапыны и др. Некоторое участие принимали виды умеренной узколистной флоры (ольха, ива, береза). Подлесок таксодиевых лесов дополняли папоротники как древовидные, так и лиановидные: циатейные, диксониевые, схизейные, глейхениевые, кочедыжниковые и др.; последние состоят только из травянистых видов, составляющих напочвенный покров вместе с мезофильными травами, и покрытосеменных (плакуновые, горчавковые, зонтичные). В раннеэоценовое время большое участие в формировании мезофильных сообществ принимали растения, пыльца которых относится к стемме *Normapolles*; предположительно некоторые из них относились к прибрежно-водным травам [43].

Достаточно близким современным аналогом растительной формации эоцена Североказахстанской зоны является растительность восточных побережий Средиземного моря. Современная растительность представлена там средиземноморскими лесами из сосен, вечнозеленых дубов, лавров, маслин, фисташек. Подлесок этих лесов образуют многочисленные листопадные и вечнозеленые кустарники. В травяном покрове принимают участие злаки, губоцветные, сложноцветные. Более открытые пространства заняты безлесными маквисами и гаригами с участием ксерофитных трав, образующих полупустынные ландшафты. Климат средиземноморский со среднегодовой температурой $+19,7-20^{\circ}\text{C}$ при среднегодовом количестве осадков 520—608 мм. Сухое и жаркое лето с теплой дождливой зимой характеризуют этот тип климата. Ливану свойствен в основном гористый рельеф, и растительность имеет вертикальное зональное распределение, где в нижней зоне располагаются жестколистные маквисы; выше — жестколистные и широколиственные леса, которые при дальнейшем подъеме в горы сменяются хвойными. Среднегодовая температура составляет $20,3^{\circ}\text{C}$ при среднегодовом количестве осадков 900 мм [64, 84].

Итак, климат Североказахстанской зоны в эоцене может быть охарактеризован как достаточно жаркий семиаридный. Среднегодовые температуры здесь были в пределах $18-20^{\circ}$, количество осадков в году $600-800$ мм с продолжительным (4—6 месяцев) летним сухим сезоном. По термическому режиму он был близок к современному климату Восточного Средиземноморья.

Геологические и палеоботанические данные свидетельствуют о существовании в эоцене Сибири очень четкой климатической зональности субширотного направления, резкой дифференциации климата и

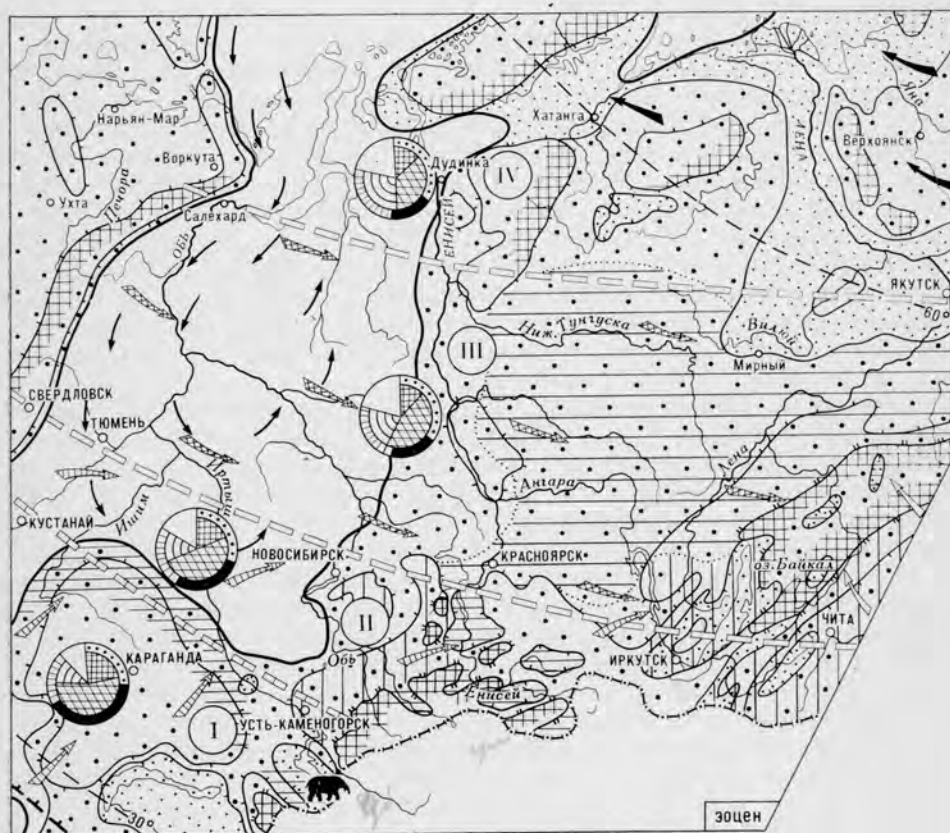


Рис. 10. Палеоклиматическая схема Сибири. Эоцен. Условные обозначения см. рис. 5

существенном снижении температуры и влажности во всех ее зонах. Вся территория Сибири, бесспорно, принадлежала к палеоумеренному климатическому поясу. Северная граница субтропиков проводится примерно на 52° с.ш. Северный Казахстан располагался в северной части палеосубтропического пояса (рис. 10).

Палеоклимат эоцена был, по-видимому, самым ранним климатом кайнозойского типа и обладал многими чертами сходства с современным климатом субтропиков и южных областей умеренного пояса. Арктический бассейн в высоких широтах, видимо, был уже зимой ледовитым, а на севере Сибири, по крайней мере в горных районах, случались морозные зимы. В олигоцене климат похолодал еще больше,

зимние заморозки стали отмечаться даже в таких южных районах, как Зайсанская котловина [81].

Индексы температур и влажности палеоклимата эоцена, рассчитанные по палеопалинологическим материалам, также указывают на похолодание и иссушение климата Сибири по сравнению с имеющимися у нас данными для конца позднего мела и палеоэоцена. Они же фиксируют постепенные с небольшим шагом изменений абсолютных значений повышения температур и снижение влажности в направлении с севера на юг (см. табл. 1).

По геологическим, но главным образом по палеоботаническим данным, в пределах рассматриваемой территории можно выделить четыре палеоклиматических зоны (с севера на юг): Северосибирскую, Сибирскую, Южносибирскую и Североказахстанскую. Три северные принадлежали к палеоумеренному поясу, Североказахстанская — к палеосубтропическому.

Северосибирская зона охватывала современные арктические и субарктические районы Сибири. Климат палеоумеренный, гумидный, равномерно-влажный, теплый. По термическому режиму он был близок к современному субтропическому океаническому, но с несколько большими амплитудами сезонных колебаний [2, 3]. Среднегодовая температура составляла $+12-14^{\circ}\text{C}$, при годовой амплитуде $10-12^{\circ}$. Зимой, по-видимому, эпизодически наблюдались заморозки, в горах зимой господствовали отрицательные температуры. Годовое количество осадков $1200-1400$ мм, летний сезон более сухой ($1-2$ месяца). Такой тип зонального палеоклимата был неблагоприятным для бокситообразования, но способствовал интенсивному угленакплению. Химическое выветривание развивалось по подзолистому типу и проявилось интенсивно.

Сибирская зона охватывала большую часть Западной (кроме арктических и южных районов) и Восточной Сибири, за исключением северных ее областей. Климат палеоумеренный, гумидный, переменновлажный, теплый. По температуре и режиму влажности он был близок к современному средиземноморскому, но отличался несколько меньшими амплитудами сезонных колебаний [2, 3]. Среднегодовая температура составляла $+14-16^{\circ}\text{C}$, годовая амплитуда $8-10^{\circ}$. Нет никаких фактов, которые указывали бы на существование в этой зоне морозных зим. Годовое количество атмосферных осадков $1000-1200$ мм, выделялся летний сухой сезон продолжительностью в $2-3$ месяца. Ввиду низких среднегодовых температур, этот тип климата оценивается как неблагоприятный для образования латеритных кор выветривания и бокситов. В общем он не был благоприятным и для угленакпления (в основном из-за наличия сравнительно продолжительного сухого сезона), но на отдельных участках с повышенным увлажнением угли могли формироваться. Тип химического выветривания — подзолистый, достаточно интенсивно проявившийся.

Южносибирская зона охватывала юго-западные и южные районы Западной Сибири (к югу от линии: Свердловск — Кемерово), юг Красноярского края, Иркутской и Читинской областей (см. рис. 10). Климат палеоумеренный гумидный, переменновлажный, теплый, близкий к современному средиземноморскому, но, видимо, безморозный. Среднегодовая температура была $+16-18^{\circ}\text{C}$, годовая амплитуда $6-8^{\circ}$. Годовое количество осадков $800-1000$ мм, летний сухой сезон $3-4$ месяца. Зима теплая, влажная, лето — сухое, жаркое. Зональный климат, ввиду низких среднегодовых температур и недостаточной годовой суммы осадков, оценивается как неблагоприятный для развития латеритного процесса выветривания и образования бокситов. Углеобразование могло иметь место лишь на локальных участках с более влажными условиями интразональных климатических проявле-

ний. Химическое выветривание развивалось по подзолистому типу, но было ослабленным.

Североказахстанская зона охватывала Северный и частично Центральный Казахстан. Климат палеосубтропический семиаридный, теплый, безморозный. По температуре и режиму осадков он был близким к современному восточномедиземноморскому, но с меньшей сезонной амплитудой [84]. Среднегодовые температуры 18—20° С, годовая амплитуда 4—6°. Годовое количество атмосферных осадков 600—800 мм. Летний сухой и жаркий сезон 4—6 месяцев, зима теплая влажная. Близкие температуры климата эоцена Центрального и Северного Казахстана, на основании изучения богатых палеогеновых флор, указывает В. С. Корнилова [62]. Она же отмечает его сходство с современным средиземноморским. Ввиду недостаточно высоких среднегодовых температур и дефицита осадков климат данной зоны оценивается как неблагоприятный для бокситообразования. Процессы химического выветривания здесь были ослаблены, преобладал подзолистый тип с элементами аридного литогенеза.

Итак, эоценовая эпоха в Сибири, по климатическим предпосылкам, оценивается как неблагоприятная для бокситообразования. Вряд ли в это время где-либо в Сибири или в Северном и Центральном Казахстане могли иметь место и интразональные (локальные) климаты, удовлетворяющие условиям развития латеритного химического выветривания и образования элювиальных бокситов (главным образом из-за относительно низких значений среднегодовых температур). Известные достаточно многочисленные случаи залегания бокситов в эоценовых осадочных породах Сибири и Казахстана являются результатом механического переотложения в эоценовое время первичных, более древних латеритных и осадочных бокситовых месторождений. Время формирования этих первичных бокситов, насколько позволяют судить факты и результаты палеоклиматических реконструкций различных исследователей, а также наши данные, — палеоэоценовая эпоха. Свидетельством тому — эволюция позднемеловых и палеогеновых климатов планеты в целом, а в частности — Сибири и Казахстана: начало позднего мела (сеноманский и туронский века) — увлажнение и похолодание климата после оптимума в апт — альбе, ранний сенон — климатический оптимум, сопровождающийся иссушением климата (видимо первое проявление грядущих кайнозойских климатов), поздний сенон — увлажнение и некоторое похолодание, палеоэоценовая эпоха — потепление климата, сохранение им высокой влажности (возврат к типично мезозойскому климату), эоценовая эпоха — иссушение и похолодание, олигоэоценовая эпоха — дальнейшее весьма существенное похолодание и увлажнение, неогеновый период — прогрессирующее похолодание.

Такой ход эволюции древних климатов считается сейчас общепризнанным. Сошлемся только на новейшие исследования палеоботаников и палеонтологов [62, 83, 86, 90, 95 и др.]. К аналогичным выводам приводят и специализированные комплексные палеоклиматические исследования как в планетарном масштабе [21, 114, 125], так и в провинциальном [105] и региональном [87].

Высказывавшиеся ранее представления о существовании в мезозое и палеогене Сибири субширотной (постепенно выпадающей в стратиграфической последовательности) климатической зональности подтверждены проведенными нами исследованиями. Зоны отличались друг от друга термическим режимом и характером распределения осадков в течение года. Климатические зоны под воздействием общепланетарных процессов формирования климатов Земли занимали в тот или иной отрезок геологического времени строго определенное, неповторимое в предыдущие или последующие этапы, положение и при некотором сходстве типов климатов никогда не были идентичны друг другу. Это обусловило определенные и неповторимые особенности состава горных пород и формаций, своеобразие систематического состава, структуры и палеоэкологической характеристики древних фитоценозов. Характеристика зональных палеоклиматов приведена в табл. 3, расположение зон показано на рис. 5—10.

Для территории Сибири в изученных геохронологических уровнях выделены следующие типы климатов в пределах палеосубтропического и палеоумеренного климатических поясов.

Палеоумеренный гумидный равномерно-влажный — характеризовался среднегодовыми температурами, близкими к современному субтропическому, и количеством атмосферных осадков не менее 1200 мм в году с более или менее равномерным их распределением по сезонам. В рассматриваемых геохронологических уровнях он отличался довольно высокими среднегодовыми температурами ($+12-20^{\circ}\text{C}$) с небольшими амплитудами сезонных колебаний (от $4-6^{\circ}$ в апт — альбе до $10-12^{\circ}$ в эоценовую эпоху). Для зон с таким типом климата свойственны сероцветные терригенно-полимиктовые и терригенно-олигомиктовые геологические формации, в континентальных фациях высокоугленосные, в морских — наиболее типична терригенно-глауконитовая формация. Для суши этих зон характерно развитие лесной мезофильной растительности с пышным подлеском из папоротников и других тепло- и влаголюбивых растений.

Палеоумеренный гумидный переменнo-влажный — среднегодовые температуры, близкие к современному средиземноморскому климату, количество атмосферных осадков 800—1400 мм в году при летнем сухом сезоне продолжительностью 1—4 месяца. Этот тип климата отличался довольно высокими среднегодовыми температурами ($+14-20^{\circ}\text{C}$) с относительно небольшими годовыми амплитудами ($5-10^{\circ}$). Для зон с таким климатом характерны слабоугленосные или безугольные терригенно-олигомиктовые и терригенно-мезомиктовые формации в континентальных фациях, и в морских — кремнистая. Для суши этих зон свойственно развитие вечнозеленых хвойно-лиственных (ранний сенон) и хвойно-широколиственных листопадных (эоцен) светлых относительно сухих лесов.

Палеосубтропический гумидный переменнo-влажнoй. По термическому режиму в одних случаях (апт — альб, палеоцен) был близок к современному тропическому, но с несколько меньшими среднегодовыми температурами (В. М. Синицын [105] называет такой тип климата ослабленным тропическим), в других (сеноман, турон, сенон) — современному субтропическому, но с более высокими среднегодовыми температурами. Режим влажности характеризовался 800—1600 мм осадков в году при наличии летнего сухого сезона продолжительностью от 1 до 5 месяцев; среднегодовые температуры колебались от $+18$ до 24° с сезонными амплитудами $3-7^{\circ}$. При этом типе климата в апт — альбе, палеоцене, а в Северном Казахстане и сеноман — туроне формировались пестроцветные бокситоносные, а также терригенно-олигомиктовые формации; типична также терригенно-мезомиктовая слабоугленосная формация. На денудационных равнинах господствовали сухие хвойно-лиственные леса и редколесья из хвойных и жестколистных вечнозеленых растений; в долинах рек произрастали галерейные леса и заросли папоротников, на озерно-алювиальных низменностях — влажные леса с папоротниками в древостое и в подлеске.

Для территории Северного Казахстана в эоцене выделяется еще палеосубтропический семиаридный климат. По термическому режиму этот тип климата ближе всего к современному восточномедиземноморскому. Количество атмосферных осадков 600—800 мм в году при наличии продолжительного летнего сухого сезона (4—6 месяцев); среднегодовая температура была в пределах $+18-20^{\circ}\text{C}$, амплитуда сезонных колебаний $4-6^{\circ}$. В зоне этого климата в континентальных и прибрежно-морских фациях формировались, в частности, сливные кварцитовидные песчаники и кварциты. Растительность была представлена сухими лесостепями и редкостойными сухими лесами из вечнозеленых и жестколистных деревьев и кустарников.

Климат апт — альба продолжал длительный этап развития мезозойских климатов на большей части территории Евразии. В Сибири климат мезозойского типа господствовал до палеоцена включительно. Для этого типа климатов была характерна слабая климатическая дифференциация и значительная ширина климатических зон при довольно больших значениях среднегодовых температур, в том числе и в высоких широтах, а также весьма небольших сезонных изменениях погоды. По-видимому, это обстоятельство обусловило довольно слабую циркуляцию воздушных масс в атмосфере. Кроме того, для них была характерна высокая абсолютная влажность тропосферы. Скорее всего, это было связано с повышенным парциальным давлением CO_2 атмосферы, что создавало значительный парниковый эффект и слабую климатическую дифференциацию на всем земном шаре [34, 91, 118 и др.], однако, не исключало существования аридного пояса в палеотропиках, который развивался пульсационно, то расширяясь, то сужаясь. Что же касается приэкваториальных зон, есть основание полагать, что и в геологическом прошлом (по крайней мере с начала мезозойской эры) их климаты качественно не отличались от современных.

Эволюция палеоклиматов Сибири от ранней и средней юры до эоцена имела возвратно-поступательный характер с тенденцией постепенного похолодания и увеличения значений амплитуд сезонных колебаний как по температуре, так и в режиме атмосферных осадков. Соответственно возрастала и степень дифференциации климатов по палеоширотам и сужались площади климатических зон. В течение ранней и средней юры в Сибири господствовали условия палеоумеренного (среднегодовые температуры близки современному тепло-умеренному и субтропическому климатам) гумидного постоянно влажного климата со слабо выраженной дифференциацией в ранней и средней юре [87]. При общей относительно высокой среднегодовой температуре в отдель-

Типы зональных палеоклиматов Сибири и их основные параметры

Геологический возраст	Климатические зоны и подзоны	Основные типы геологических формаций	Господствующий тип растительности	Индексы температур (K_t) и влажности (K_r)	Господствующий тип химического выветривания	Основные параметры палеоклимата			Тип палеоклимата
						Среднегодовая температура и годовая амплитуда в °C	Годовая сумма осадков, в мм	Режим осадков	
Раннемеловая эпоха Алтский и альбский века	III. Северосибирская зона	Терригенно-мезомиктовая угленосная	Леса вечнозеленые влажные папоротниково-хвойные с пыльным папоротниковым подлеском	$K_t=1,2;$ $K_r=9,6$	Подзолистый (интенсивный)	16—20 (4—6)	2000—2500	Равномерный	Палеоумеренный. Гумидный равномерно-влажный, теплый (близкий к современному субтропическому океаническому)
	II. Сибирская зона, северная подзона	Терригенно-олигомиктовая пестроцветная бокситоносная, терригенно-мезомиктовая слабоугленосная, терригенно-олигомиктовая (морская)	Леса вечнозеленые влажные хвойно-папоротниковые с пыльным папоротниковым подлеском. Редко леса и редкостойные светлые хвойные леса с ксерофитами	$K_t=1,7;$ $K_r=7,6$	Красноземный (мелкими лагитеритный)	20—22 (3—5)	1500—2000	Летний сухой сезон 1—2 месяца	Палеосубтропический. Гумидный переменн-влажный, очень теплый (близкий к современному тропическому океаническому или горному — ослабленный тропический)
	I. Сибирская зона, южная подзона	Терригенно-олигомиктовая пестроцветная бокситоносная	Редко леса вечнозеленые хвойные с папоротниковым подлеском, местами зарослями кустарников и локальным травяным покровом из папоротников. Галерейные вечнозеленые влажные хвойно-папоротниковые леса	$K_t=1,8;$ $K_r=4,0$	Тот же	22—24 (3—5)	~1500	Летний сухой сезон 2—3 месяца	Палеосубтропический. Гумидный переменн-влажный, очень теплый (близкий к современному тропическому океаническому или горному — ослабленный тропический)

Сеноманский и туронский века	II. Сибирская зона	Терригенно-мезомиктовая слабоугленосная, терригенно-олигомиктовая каолиновая, кремнистая (морская), терригенно-олиго-миктовая глинистая (морская)	Леса папоротниково-хвойные влажные с пышным папоротниковым подлеском	$K_t=1,2;$ $K_r=5,0$	Подзолистый (интенсивный)	16—18 (4—6)	1600—2000	Равномерный	Палеоумеренный, Гумидный равно-мерно-влажный, теплый (близкий к современному субтропическому океаническому)
	I. Северо-казахстанская зона	Терригенно-олиго-миктовая пестроцветная бокситоносная	Редколесье лиственно-хвойное вечнозеленое с ксерофитами. Леса хвойные светлые. Леса галерейные влажные с папоротниковым подлеском	$K_t=1,5;$ $K_r=2,3$	Красноземный (местами латеритный)	18—22 (3—5)	1400—1600	Летний сухой сезон 2—3 месяца	Палеосубтропический, Гумидный переменного-влажный, очень теплый (близкий к современному субтропическому влажному)
Ранний сенон	IV. Северо-сибирская зона	Терригенно-олиго-миктовая слабоугленосная, терригенно-мезомиктовая каолиновая слабоугленосная	Леса влажные хвойные, лиственно-хвойные с папоротниковым подлеском	$K_t=1,2;$ $K_r=2,9$	Подзолистый (интенсивный)	16—18 (6—8)	1600—1800	Равномерный	Палеоумеренный, Гумидный равно-мерно-влажный, теплый (близкий к современному субтропическому океаническому)
	III. Сибирская зона, северная подзона	Терригенно-олиго-миктовая каолиновая, кремнистая (морская), терригенно-олиго-миктовая (морская)	Леса хвойно-лиственные, светлые вечнозеленые, примесь ксерофитов	$K_t=1,3;$ $K_r=1,4$	Подзолистый	18—19 (5—7)	1200—1400	Летний сухой сезон 1—2 месяца	Палеоумеренный, Гумидный переменного-влажный, теплый (близкий к современному средиземноморскому)
	II. Сибирская зона, южная подзона	Терригенно-олиго-миктовая каолиновая, кремнистая (морская), терригенно-олиго-миктовая (морская)	Леса хвойно-лиственные светлые вечнозеленые, примесь ксерофитов	$K_t=1,3;$ $K_r=1,0$	Тот же	19—20 (5—7)	1000—1200	Летний сухой сезон 2—3 месяца	Тот же

Геологический возраст	Климатические зоны и подзоны	Основные типы геологических формаций	Господствующий тип растительности	Индексы температур (K_t) и влажности (K_r)	Господствующий тип химического выветривания	Основные параметры палеоклимата			Тип палеоклимата
						Среднегодовая температура и годовая амплитуда в °C	Годовая сумма осадков, в мм	Режим осадков	
Ранний сенон	I. Северо-западно-казахстанская	Терригенно-глауконитовая (морская)	Редколесье хвойно-лиственное вечнозеленое с ксерофитами, заросли жестко-листных кустарников. Галерейные влажные леса	$K_t = 1,6$ $K_r = 0,9$	Красноземный (с элементами аридного)	20—22 (4—6)	800—1000	Летний сухой сезон 3—5 месяца	Палеосубтропический. Гумидный переменно-влажный, очень теплый (близкий к современному восточноморскому)
	IV. Северо-сибирская зона	Терригенно-олигомиковая слабоугленосная, терригенно-мезомиковая каолиновая слабоугленосная, терригенно-глауконитовая (морская)	Леса хвойно-лиственные влажные преимущественно вечнозеленые (примесь листопадных) с папоротниковым подлеском	$K_t = 0,8$ $K_r = 3,2$	Подзолистый (интенсивный)	14—16 (8—10)	1800—2000	Равномерный	Палеоумеренный. Гумидный равномерно-влажный, теплый (близкий к современному субтропическому океаническому)
	III. Сибирская зона, северная подзона	Терригенно-олигомиковая каолиновая, терригенно-глауконитовая (морская), кремнистая (морская)	Леса хвойно-лиственные и лиственные светлые преимущественно вечнозеленые (с листопадными)	$K_t = 0,9$ $K_r = 2,3$	Тот же	16—17 (6—8)	1600—1800	Тот же	Палеоумеренный. Гумидный равномерно-влажный, теплый (близкий к современному субтропическому влажному)

Позднемеловая	Поздний	Тот же						
II. Сибирская зона, южная подзона	Терригенно-олигомиковая каолиновая, терригенно-глауконитовая (морская), карбонатно-глинистая (морская)	Леса хвойно-лиственные и лиственные светлые преимущественно вечнозеленые (с листопадными, примесь ксерофитов)	$K_t=1,0$ $K_r=1,8$	*	17—18 (6—8)	~1500	Равномерный (летний сезон более сухой)	Палеосубтропический. Гумидный, переменнотеплый (близкий к современному средиземноморскому)
I. Североказахстанская зона	Терригенно-глауконитовая и карбонатная (морские — Тургай; пестроцветная кремнисто-гетит-каолиновая (Зайсан))	Леса хвойно-лиственные вечнозеленые жестколистных кустарников, ксерофитные травы и кустарники	$K_t=1,4$ $K_r=1,5$	Подзолистый	18—20 (5—7)	1200—1400	Летний сухой сезон 2—3 месяца	
Палеогеновая эпоха	III. Северо-сибирская	Терригенно-олигомиковая угленосная, терригенно-олигомиковая каолиновая, терригенно-глауконитовая	$K_t=0,9$ $K_r=2,7$	Подзолистый (интенсивный)	16—18 (8—10)	1600—1800	Равномерный	Палеоумеренный. Гумидный, равномерно-влажный, теплый (близкий к современному субтропическому океаническому)
	II. Сибирская	Терригенно-олигомиковая каолиновая, терригенно-олигомиковая пестроцветная, терригенно-глауконитовая	$K_t=1,3$ $K_r=2,1$	Красноземный (местами латеритный)	18—22 (6—8)	1200—1600	Летний сухой сезон 2—3 месяца	Палеосубтропический. Гумидный, переменнотеплый (близкий к современному тропическому океаническому — ослабленный тропический)
	I. Североказахстанская	Терригенно-мезомиковая пестроцветная, терригенно-олигомиковая пестроцветная бокситоносная	Редколесья хвойно-лиственные, заросли жестколистных кустарников	$K_t=2,4$ $K_r=1,5$	Тот же	22—25 (4—6)	800—1200	Летний сухой сезон 3—4 месяца

Геологический возраст	Климатические зоны и подзоны	Основные типы геологических формаций	Господствующий тип растительности	Индексы температур (K_t) и влажности (K_f)	Господствующий тип химического выветривания	Основные параметры палеоклимата			Тип палеоклимата
						Среднегодовая температура и годовая амплитуда) в °C	Годовая сумма осадков, в мм	Режим осадков	
IV. Северосибирская зона	Терригенно-полимиктовая угленосная, терригенно-олигомиктовая угленосная	Хвойно-широколиственные листопадные леса с примесью вечнозеленых пород и ксерофитов	$K_t=0,7$; $K_f=1,3$	Подзолистый (интенсивный)	12—14 (10—12)	1200—1400	Равномерный (летний сезон более сухой 1—2 месяца)	Палеоумеренный. Гумидный равномерно-влажный, теплый (близкий к современному субтропическому океаническому)	Тот же
III. Сибирская зона	Кремнистая и терригенно-глауконитовая (морские)	Хвойно-широколиственные листопадные и вечнозеленые леса с жестколистным кустарниковым подлеском и ксерофитами	$K_t=0,8$; $K_f=1,0$	Тот же	14—16 (8—10)	1000—1200	Летний сухой сезон 2—3 месяца	Палеоумеренный. Гумидный переменнo-влажный, теплый (близкий к современному средиземноморскому)	Тот же
II. Южносибирская зона	Кремнистая и терригенно-глауконитовая (морские)	Хвойно-широколиственные вечнозеленые и листопадные леса с жестколистным кустарниковым подлеском. Сухие вечнозеленые жестколистные леса с ксерофитами. Местами лесостепи	$K_t=0,9$; $K_f=0,8$	Подзолистый (ослабленный)	16—18 (6—8)	800—1000	Летний сухой сезон 3—4 месяца	Палеосубтропический. Семиаридный	Тот же
I. Североказахстанская зона	Кремнистая (Тургай) и терригенно-глауконитовая (морские)	Лесостепи сухие, маквисы, леса редко-	$K_t=1,2$; $K_f=0,6$	Подзолистый (ослабленный)	18—20 (4—6)	600—800	Летний сухой	Палеосубтропический. Семиаридный	Тот же

ЭКОЛОГИЯ

освобождению ими ряда экологических ниш. Последние подверглись быстрой и широкой экспансии растений неокайнофита, наиболее приспособленных к климатическим условиям кайнозоя. С этого времени сложились соотношения между высокими таксонами растительного царства, близкие к современным.

С конца эоцена древние климаты Сибири и Земли в целом быстро эволюционировали, как известно, в сторону общего похолодания и континентальности; в Сибири устанавливаются климатические условия, уже качественно не отличающиеся от современных климатов южных зон умеренного пояса.

Для процессов образования бокситов из рассматриваемых типов климата единственно благоприятным является палеосубтропический гумидный, переменнно-влажный со среднегодовыми температурами не менее $+20^{\circ}\text{C}$ и количеством осадков свыше 1000 мм. В изученные отрезки геологического времени зоны с таким типом климата имели место в аптском и альбском веках (кроме позднего альба) на территории Сибири к югу от 67° с. ш. на северо-западе и 65° с. ш. на востоке; охватывали почти весь Восточный Урал, почти всю Западную Сибирь (кроме ее заполярной части), Тургай и Северный Казахстан, южную половину Средней и Восточной Сибири. В сеноманском и туронском веках такой тип климата сложился на территории южной части Тургайской впадины и на севере Казахского нагорья к югу от $52-51^{\circ}$ с. ш.

В сеноне условия палеосубтропического гумидного, переменнно-влажного климата существовали на крайнем юго-западе Западной Сибири и на севере Казахстана в областях, расположенных южнее $54-52^{\circ}$ с. ш., но в раннем сеноне здесь было недостаточно влажно, а в позднем — недостаточно тепло.

Благоприятные для процессов бокситообразования климатические условия существовали на юге Сибири и в палеоценовую эпоху. В этот отрезок геологического времени климат юга Сибири эволюционировал от гумидного постоянно-влажного в позднем сеноне к семиаридному в эоцене и ознаменовался при этом общим потеплением. Можно предположить, что именно на конец позднего мела и палеоцен на юге Сибири приходило становление гумидного переменнно-влажного климата, способствующего бокситообразованию. Это подтверждается развитием в палеоцене тропических фитоценозов на севере Казахстана и на юге Западной Сибири. В свете таких представлений находит свое объяснение возраст так называемых «мел-палеогеновых» проявлений латеритных кор выветривания и бокситов на Енисейском кряже, юго-западе Сибирской платформы и в Прибайкалье, которые некоторыми исследователями предположительно относились к эоцену. Что же касается климата эоцена, то он по своим особенностям (сухость на юге и умеренность в более северных зонах) был неблагоприятным для развития латеритного процесса. Еще в большей мере неблагоприятными были климатические условия олигоцена и последующих эпох, вплоть до современной.

Таким образом, в результате палеоклиматических реконструкций, проведенных нами, можно считать перспективными на бокситы следующие стратиграфические уровни и территории:

а) апт — альб — почти для всего восточного склона Урала, Западной Сибири (за исключением заполярных районов), Тургай и Северного Казахстана, южных областей Средней и Восточной Сибири — районов, расположенных к югу от 67° с. ш. на северо-западе и 64° с. ш. на востоке изученной территории;

б) сеноман — турон — прилежащих к Сибири областей южной части Тургайской впадины и севера Казахской складчатой страны, расположенных к югу от 52° с. ш.;

в) палеоцен — южных районов Сибири, лежащих к югу от 64° с. ш.

По данным палеоклиматических реконструкций на этом, по-видимому, и исчерпываются перспективы бокситоносности мезозойских и палеогеновых отложений Сибири в исследованных стратиграфических уровнях. Следует также отметить, что достаточно благоприятные климатические предпосылки для бокситообразования имели место только в конце раннего мела (апт — альб) и только в южных районах Урала и Сибири, когда и где существовал очень теплый, близкий к современному тропическому, переменнно-влажный климат. В сеноманском и туронском веках позднего мела и в палеоцене зональные палеоклиматические условия в Сибири для бокситообразования были близкими к экстремальным.

В порядке постановки вопроса для специализированных палеоклиматических исследований и реконструкций на территории Урала и Сибири можно рекомендовать еще следующие возрастные интервалы: средний триас, тоарский век ранней юры, конец средней и начало поздней юры. Это заключение вытекает прежде всего из анализа общих тенденций в эволюции климатов Сибири. Так, по-видимому, именно в среднем триасе жаркий и сухой климат раннего триаса сменялся весьма теплым, возможно переменнно-влажным, а затем (уже в кейпере) постоянно-влажным и относительно прохладным. Подтверждением этому могут послужить бокситы Волчанской и Богословской депрессий на Урале, время образования которых мы, вслед за В. С. Бочкаревым [19] и некоторыми другими исследователями, относим к среднему триасу. Интерес к тоарскому веку ранней юры вызван установлением факта существенного потепления и иссушения климата Сибири в это время, а к рубежу средней и верхней юры — из предположения, что именно в это время гумидный теплый климат ранней и средней юры начал эволюционировать на юге Западной Сибири в сторону жаркого и засушливого климата поздней юры и неокома. Мог, следовательно, на определенное время сложиться весьма теплый переменнно-влажный климат, благоприятный для латеритного процесса и бокситообразования. Следует, однако, отметить, что проявления латеритных кор выветривания и бокситов в юрских отложениях Сибири не установлены.

1. Алексин В. В. География растений. М., «Сов. наука», 1938, с. 53—379.
2. Алисов Б. П., Берлин И. А., Михель В. М. Курс климатологии. Л., ГИМИЗ, 1954. 320 с.
3. Алисов Б. П., Полтараус Б. В. Климатология. Изд-во Моск. ун-та, 1962. 226 с.
4. Астахова В. А. Особенности развития рельефа Беллыкского Белогорья в связи с образованием и сохранением мел-палеогеновых бокситов (Восточный Саян).— В кн.: Бокситоносные формации Сибири и Дальнего Востока (Труды СНИИГГИМС), вып. 148. Новосибирск, 1972, с. 93—99.
5. Атлас верхнемеловых, палеоценовых и эоценовых спорово-пыльцевых комплексов некоторых районов СССР. Под ред. И. М. Покровской и Н. К. Стельмак.— «Труды ВСЕГЕИ», нов. сер. Л., 1960, т. 30. 383 с. Авт.: И. А. Агроновская, Ю. А. Алюшинский, Е. Ф. Асаткина и др.
6. Атлас карт угленакопления на территории СССР. Объяснительная записка. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962. 527 с.
7. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М., Изд. Всесоюз. аэро-геол. треста. т. 3, 4, 1968.
8. Беляева Е. И. Некоторые итоги изучения третичных фаун наземных млекопитающих Советского Союза.— В кн.: Третичные млекопитающие (Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол.). М., «Недра», 1964, с. 14—26.
9. Берг Л. С. Климат и жизнь. М., Госгеолиздат, 1947, 356 с.
10. Берг Л. С. Климаты в древнейшие геологические времена.— «Землеведение», нов. сер., вып. 2 (12). М., 1948, с. 26—37.
11. Берлин Т. С., Хабаков А. В. Результаты определений палеотемператур по белемнитам кальций-магниевым методом.— «Бюл. МОИП, отд. геол.», т. 43 (1). М., 1968, с. 17—30.
12. Биджиев Р. А. Фации угленосных отложений олигоцена Нижне-Алданской впадины.— «Изв. высш. учеб. зав. Геол. и разв.», 1960, № 7, с. 31—41.
13. Бляхова С. М., Кальменова А. Х., Пономаренко З. К. Стратиграфическое значение раннепалеогеновых флор Казахстана и особенности их формирования.— В кн.: Палинология Казахстана (к II Междунар. палинолог. конф.). Новосибирск, 1971, с. 93—106.
14. Боголепов К. В., Пельтек Е. И. Перспективы бокситоносности северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.— «Бюл. НТИ МГИОН», № 7/12, 1957, с. 13—16.
15. Боголепов К. В., Пельтек Е. И. Месторождения бокситов Красноярского края и перспективы бокситоносности.— «Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР», вып. 12, 1958, с. 73—88.
16. Бондаренко Н. М. Палинологическая характеристика верхнемеловых отложений Усть-Енисейской впадины.— В кн.: Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии («Труды НИИГА»), вып. 2. Л., 1957, с. 45—75.
17. Бондаренко Н. М. Споры и пыльца верхнемеловых отложений Хатангской впадины.— В кн.: Учен. зап. НИИГА (палеонтол. и стратигр.). Л., вып. 19, 1967, с. 81—98.
18. Бондаренко Н. М. Палинологическая характеристика отложений маастрихтского яруса Усть-Енисейской впадины.— В кн.: Учен. зап. НИИГА (палеонтология и стратиграфия), вып. 26. 1969, с. 74—79.
19. Бочкарев В. С., Куликов П. К., Погорелов Б. С. Стратиграфия досреднеюрских отложений.— В кн.: Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции («Труды Зап. СибНИГНИ», вып. 2). М., «Недра», 1968, с. 3—27.
20. Братцева Г. М. Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока.— «Труды ГИН АН СССР», вып. 287. М., «Наука», 1969, с. 16—43.
21. Брукс К. Климаты прошлого. М., Изд-во иностр. лит., 1952. 356 с.
22. Вальтер Г. Растительность Земного шара (Эколого-физиологическая характеристика. Тропические и субтропические зоны). М., «Прогресс», 1968. 551 с.

23. Василевская Н. Д., Павлов В. В. Стратиграфия и флора меловых отложений Лено-Оленекского района Ленского угленосного бассейна.— «Труды НИИГА», т. 128. Л., 1963, с. 58—62.
24. Вахрамеев В. А. О возрасте мезозойских бокситов Урала, Казахстана и Енисейского края.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 2, 1948, с. 57—71.
25. Вахрамеев В. А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М., «Наука», 1964. 262 с.
26. Векшина В. Н. Элементы палеогеографии мезозоя и палеогена Западно-Сибирской низменности по данным диатомовых водорослей и кокколитофорид.— «Труды СНИИГГИМС», вып. 26. М., 1962, с. 48—60.
27. Вульф Е. В. Историческая география растений. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1944. 322 с.
28. Выветривание и литогенез. М., «Недра», 1969. 456 с. Авт.: В. П. Казарин, В. И. Батов, Т. И. Гурова и др.
29. Габуния Л. К. Обайлинская фауна — древнейший комплекс ископаемых млекопитающих СССР. Тбилиси. Сообщ. АН ГССР, т. 27, № 6, 1961, с. 711—713.
30. Габуния Л. К. Об остатках эоценовых млекопитающих из обайлинской свиты Зайсанской депрессии.— «Труды Ин-та палеобиологии АН ГССР», т. 7. Тбилиси, 1962, с. 15—38.
31. Геологическое строение и нефтегазоносность Якутской АССР (под ред. В. Г. Васильева). М., Гостоптехиздат, 1960. 478 с. Авт.: Г. Д. Бабаян, Г. В. Бархатов, А. К. Бобров и др.
32. Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и примыкающих районов (под ред. А. А. Трофимука). М., «Недра», 1968. 520 с.
33. Геология СССР. Т. XVIII (западная часть Якутской АССР, ч. I. Геологическое описание, кн. I, под ред. Ф. Г. Маркова). М., «Недра», 1970, с. 518—531. Авт.: Б. С. Абрамов, А. И. Аверченко, Н. М. Барашков и др.
34. Голенкин М. И. Победители в борьбе за существование в мире растений, М., 1947, 389 с.
35. Гольберт А. В. Условия образования бокситоносной свиты в Тургайской впадине.— В кн.: Вопросы геологии генезиса и методики изучения месторождений полезных ископаемых Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 81—103.
36. Гольберт А. В., Климова И. Г., Сакс В. Н. Опорный разрез неокома Западной Сибири в Приполярном Зауралье. Новосибирск, «Наука», 1972. 183 с.
37. Гольберт А. В., Полякова И. Д. К методике региональных палеоклиматических реконструкций.— «Геология и геофизика», № 4, 1966, с. 26—34.
38. Григорьева К. Н. Споры и пыльца из сенонских отложений Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири (труды СНИИГГИМС, сер. региональная геология, вып. 84). Новосибирск, 1969, с. 125—131.
39. Григорьева К. Н. Опыт палеофлористического районирования восточной и юго-восточной частей Западной Сибири в сенонское время.— В кн.: Палинология кайнофита. М., «Наука», 1973, с. 18—21.
40. Гумбольдт А. Космос. Т. I, 1866. 285 с.
41. Докучаев В. В. Классификация почв. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1951. 596 с.
42. Жерихин В. В., Сукачева И. Д. О меловых насекомоносных «янтарях» (ретинитах) севера Сибири.— В кн.: Вопросы палеонтологии насекомых. Л., «Наука», 1973, с. 3—48.
43. Заклянская Е. Д. Пыльца покрытосеменных и ее значение для обоснования стратиграфии верхнего мела и палеогена. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 112—132.
44. Зальцман И. Г., Казаков А. М. Кулундинский железорудный район.— В кн.: Материалы по литологии Сибири (труды СНИИГГИМС, вып. 127). Новосибирск, 1971, с. 125—131.
45. Зива М. В. Палинологическая характеристика палеогеновых отложений Амуро-Зейской впадины.— В кн.: Палинология кайнофита. М., «Наука», 1973, с. 89—96.
46. Иванов А. Г., Корчагин В. П., Нахабцев Ю. С. Стратиграфия палеозойских отложений Кемпедийского прогиба.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 13. Якутск, 1969, с. 443—449.
47. Иванов И. В. Колымская угленосная провинция.— В кн.: Атлас карт угленосности на территории СССР (объяснительная записка). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962, с. 479—483.
48. Ильенко Л. Л. Палинологическая характеристика палеогена Западной Сибири.— В кн.: Палеопалинологический метод в стратиграфии (Труды ВСЕГЕИ. Материалы ко 2-й Междунар. палинолог. конф.). Л., 1968, с. 175—188.
49. Ильина В. И. Климаты Западной и Средней Сибири в раннеюрскую эпоху по палинологическим данным.— «Геология и геофизика», № 10, 1969, с. 10—17.
50. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока (Западно-Сибирская равнина). М., «Наука», 1970. 280 с.
51. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока (Алтае-Саянская горная область). М., «Наука», 1969. 377 с.

52. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока (плоскогорья и низменности Восточной Сибири). М., «Наука», 320 с.
53. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока (Северо-Восток СССР). М., «Наука», 1964. 290 с. Авт.: Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф.
54. Ильинский А. П. Растительность Земного шара. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937. 450 с.
55. Итоги изучения фаций и палеогеографии мезо-кайнозоя для прогноза нефтегазоносных толщ на севере Западной Сибири (под ред. Т. П. Евсеева).—В кн.: Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири (Труды ВНИГРИ, вып. 225). Л., Гостоптехиздат, 1963, с. 121—167. Авт.: С. Г. Галеркина, Г. А. Веренинова, С. А. Чирва, И. П. Крохин и др.
56. Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958. 323 с.
57. К истории развития мезозойской флоры Западной Сибири.—«Труды СНИИГГИМС», вып. 14. М., 1961, с. 175—188. Авт.: З. А. Войцель, Е. И. Иванова, Л. Г. Маркова и др.
58. Кара-Мурза Э. Н. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения мезозойских отложений Хатангской впадины.—«Труды НИИГА», т. 109. Л., 1960, с. 77—95.
59. Калесник С. В. Основы общего землеведения. М.—Л., Учпедгиз, 1947. 483 с.
60. Каштанов В. А., Гольберт А. В. Об условиях образования верхнемеловых отложений и некоторых полезных ископаемых приенисейской части Западно-Сибирской низменности.—В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Сибири (Труды СНИИГГИМС, вып. 6). М., Гостеолтехиздат, 1961, с. 163—172.
61. Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири (Труды СНИИГГИМС, вып. 126). Новосибирск, 1971, с. 4—18. Авт.: Г. Р. Кирпаль и др.
62. Корнилова В. С. Очерк истории флоры и растительности Казахстана.—В кн.: Растительный покров Казахстана, т. I. Алма-Ата, «Наука», 1966, с. 37—190.
63. Криштофович А. Н. Палеоботаника. Л., Гостоптехиздат, 1957. 649 с.
64. Кэмпбелл Д. Х. Ботанические ландшафты земного шара (очерки по географии растений). М., Изд-во иностр. лит., 1948. 405 с.
65. Лавров В. В. Палеогеновые угленосные формации платформенных территорий Казахстана и Сибири (условия накопления и полезные ископаемые). М., «Наука», 1965. 126 с.
66. Лаухин С. А., Кулькова И. А. О сопоставлении бокситоносных отложений восточного и западного склонов Енисейского кряжа.—В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М., вып. 1, 1973, с. 43—52.
67. Лено-Виллюйская нефтегазоносная провинция (под ред. Г. С. Фрадкина). М., «Наука», 1969. 262 с.
68. Литвинцев Г. Г., Тараканова Г. И. Литологическая и палинологическая характеристика верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений Западного Прибайкалья. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 138—145.
69. Лоуэнстам Г. А. Палеотемпература пермского и мелового периодов.—В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968, с. 132—152.
70. Лунгертсгаузен Г. Ф. О периодичности геологических явлений и изменений климатов прошлых геологических эпох.—В кн.: Проблемы планетарной геологии. М., Гостеолтехиздат, 1963, с. 5—7.
71. Маркова Л. Г. История развития раннемеловой флоры Западной Сибири по данным палинологии.—«Труды СНИИГГИМС», вып. 187. М., «Недра», 1971. 99 с.
72. Мезозойские отложения Хатангской впадины.—«Труды НИИГА», т. 99. Л., Гостоптехиздат, 1959. 225 с. Авт.: В. Н. Сакс, И. С. Грамберг, З. З. Ронкина и др.
73. Михайлов Б. М. Генетические типы латерит-бокситов Тургайского прогиба.—В кн.: Геология и полезные ископаемые Тургайского прогиба (Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 109). Л., 1971, с. 131—150.
74. Мчедlishvili Н. Д. Нижнемеловая флора северо-западной части Западно-Сибирской низменности.—В кн.: Палинология в нефтяной геологии (Труды ВНИГРИ, вып. 296). Л., 1971, с. 170—197.
75. Найдин Д. П. Некоторые особенности распределения в пределах Европы верхнемеловых белемнитов.—«Бюл. МОИП, отд. геол.», т. 29, вып. 3. 1954, с. 19—28.
76. 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 раковинах белемнитов.—«Геохимия», № 10, 1964, с. 971—978.
77. Найдин Д. П., Тейс Р. В., Задорожный И. К. Изотопные палеотемпературы верхнего мела Русской платформы и других районов СССР.—«Геохимия», № 11, 1966, с. 1286—1299.
78. Николаева И. В. Бокчарское месторождение оолитовых железных руд. Новосибирск, «Наука», 1967. 130 с.
79. Николаева И. В. Глауконит в палеогеографических построениях.—«Геология и геофизика», № 6, 1972, с. 51—56.

80. Озерский Ю. А. Геологические особенности, методика поисков и разведки, перспективы выявления месторождений бокситов в Приангарском районе.— В кн.: Проблемы бокситов Сибири (труды СНИИГГИМС, вып. 121). Новосибирск, 1971, с. 69—76.
81. Олигоценовая флора горы Ашутас в Казахстане (палеоботаника). Под ред. А. Н. Криштофовича.— В кн.: Труды Ботанич. ин-та им. Комарова АН СССР, вып. 1. Л., 1956, с. 11—39. Авт.: А. И. Криштофович, И. В. Палибин, К. К. Шапаренко и др.
82. Определение палеотемператур, в частности температур верхнего мела Англии, Дании и Юго-Восточных штатов США. М., Изд-во иностр. лит., 1954, с. 543—537. Авт.: Г. Юри, Г. Лоуэнштам, С. Эпштейн и др.
83. Орлов Ю. А. В мире древних животных (очерки по палеонтологии позвоночных). М., «Наука», 1968. 210 с.
84. Павлов Н. В. Ботаническая география зарубежных стран. Ч. I и II. М., «Высшая школа», 1965. 308 с.
85. Палеогеография морей бореального пояса в юре и неокOME.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 179—211. Авт.: В. Н. Сакс, В. А. Басов, А. А. Дагис и др.
86. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени (под ред. В. А. Вахрамеева).— В кн.: Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 208. М., «Наука», 1970. 394 с. Авт.: В. А. Вахрамеев, И. А. Добрускина, Е. Д. Заклинская и др.
87. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М., «Наука», 1968. 150 с. Авт.: А. В. Гольберт, Л. Г. Маркова, И. Д. Полякова и др.
88. Патрикеев С. Б. Новые данные о бокситах Аркалыкского района.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Тургайского прогиба (труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 169). Л., 1971, с. 167—175.
89. Покровская И. М. Об использовании единой формальной системы в палеопалинологии.— В кн.: К методике палеопалинологических исследований (труды ВСЕГЕИ. Материалы ко 2-й Междунар. палинолог. конф.). Л., 1966, с. 18—25.
90. Пономаренко Э. К. Возраст и палеоклиматическая обстановка формирования платформенных бокситов Казахстана.— В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М., «Наука», 1966, с. 148—153.
91. Предтеченский П. П. Динамика климата в связи с изменениями солнечной деятельности.— «Труды Главн. геофиз. обсерватории им. Воейкова», вып. 19(81). Л., 1950, с. 193—208.
92. Пуртова С. И. Краткая характеристика спорово-пыльцевых комплексов из отложений нижнего мела Тюменской области.— В кн.: Материалы по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири. М., «Недра», 1968, с. 148—151.
93. Пыльца и споры Западной Сибири (юра — палеоцен). Под ред. С. Р. Самойлович, Н. Д. Мchedlishvili.— «Труды ВНИГРИ», вып. 177. Л., Гостоптехиздат, 1961. 655 с. Авт.: З. А. Войцель, К. Н. Григорьева, Н. Б. Дрожжих и др.
94. Ржаникова Л. Н. Палинологическая характеристика палеогена и неогена Зайсанской впадины. Алма-Ата, 1968, с. 26—33.
95. Рождественский А. К. Комплексы мезозойских и кайнозойских позвоночных Средней Азии и прилегающих районов Казахстана и их стратиграфическое положение.— В кн.: Биостратиграфические и палеобioфацальные исследования и их практическое значение. М., «Наука», 1970, с. 50—58.
96. Ронкина З. З. Вещественный состав и условия формирования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири. Л., «Недра», 1965. 163 с.
97. Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1959. 555 с.
98. Рыбаков В. Г., Алексеев С. П. Рудопроявление бокситов в Прибайкалье.— В кн.: Проблемы бокситов Сибири (Труды СНИИГГИМС, вып. 121). Новосибирск, 1971, с. 116—119.
99. Сакс В. Н. Климаты прошлого на севере СССР.— «Природа», № 12, 1947, с. 19—30.
100. Самойлович С. Р. Опыт ботанико-географического районирования Северной Азии позднемелового времени.— В кн.: К методике палинологических исследований (Материалы ко 2-й Междунар. палинолог. конф.). Л., 1966, с. 147—172.
101. Самойлович С. Р. Растительность севера Сибири в конце позднего мела.— В кн.: Палинология в нефтяной геологии (Труды ВНИГРИ, вып. 296). Л., 1971, с. 56—67.
102. Сверлова Л. И. Анализ взглядов на причины, вызывающие колебания климата Земли (теоретические предпосылки к реконструкции палеоклимата). Хабаровск, вып. 12, 1972, с. 3—30.
103. Сигов А. П. Эпохи мезозойского бокситообразования на Урале.— В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири (труды СНИИГГИМС, вып. 126). Новосибирск, 1971, с. 153—156.
104. Синицын В. М. Палеогеография Азии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962. 268 с.

105. Силицын В. М. Древние климаты Евразии. Т. I и II. Изд. Ленингр. ун-та, 1965, 1966, 166 с.
106. Силицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., «Недра», 1967, 232 с.
107. Скуратенко А. В. Туронские спорово-пыльцевые комплексы некоторых районов Западной Сибири.— В кн.: Палинология Сибири. М., «Наука», 1966, с. 84—89.
108. Сластенов Ю. Л. Стратиграфия юрских и нижнемеловых отложений южной части Приверхоанского прогиба.— В кн.: Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 66—72.
109. Смена флор в верхнемеловое и палеогеновое время на территории Казахстана.— В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М., «Наука», 1966, с. 154—158. Авт.: Л. Ш. Полумискова, Е. К. Терехова, С. М. Бляхова и др.
110. Стратиграфия юрских, меловых и третичных отложений южной части Иртышской синеклизы.— В кн.: Сборник статей по геологии и гидрогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 9—46. Авт.: Э. А. Копытова, Е. Я. Уманская, Н. М. Палтова и др.
111. Стратиграфия юрской и меловой системы Севера СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963, 227 с. Авт.: В. Н. Сакс, З. З. Ронкина, Н. И. Шульгина и др.
112. Страхов Н. М. Климатические условия формирования гипергенных железных руд и их аналогов.— «Сов. геология», № 12, 1940, с. 3—17.
113. Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли.— «Труды Ин-та геол. наук СССР», № 22, сер. геол., 1947, 268 с.
114. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960, 212 с.
115. Стрельникова Н. И. Об условиях образования диатомитов, диатомовых глин и опоквидных пород Западной Сибири.— «Труды ВНИГРИ», вып. 225, 1963, с. 97—101.
116. Тахтаджян А. Л. Высшие растения. Т. I (от псилофитовых до хвойных). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956, 534 с.
117. Тесленко Ю. В. Климат Западной Сибири в юрском периоде.— В кн.: Осадочные серии мезозоя и палеогена Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 81—84.
118. Тесленко Ю. В. Некоторые аспекты эволюции наземных растений.— «Геология и геофизика», № 11, 1967, с. 58—64.
119. Тесленко Ю. В., Гольберт А. В., Полякова И. Д. Пути расселения древнейших покрытосеменных в Западной Сибири.— «Ботанический журнал», № 6, 1966, с. 801—804.
120. Фации мезо-кайнозоя западной части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Геология и нефтеносность запада Западно-Сибирской низменности (Труды ВНИГРИ, вып. 140). Л., Гостоптехиздат, 1959, с. 183—222. Авт.: Т. Ф. Балабанова, С. Г. Галеркина, В. В. Грибков и др.
121. Фрадкина А. Ф. Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя Западной Якутии (Вилюйская синеклиза и Приверхоанский прогиб). Л., «Недра», 1967, 151 с.
122. Хлонова А. Ф. Палинология меловых отложений Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1974, 159 с.
123. Чупахин А. Я., Пельтек Е. И., Кондратьев Г. К. Стратиграфическое положение бокситоносных отложений как критерий установления континентальных перерывов.— «Труды СНИИГГИМС», вып. 126. Новосибирск, 1971, с. 25—27.
124. Шатский Н. С. Фосфоритовые формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Материалы совещания по осадочным породам. М., Изд-во АН СССР, вып. 2, 1955, с. 7—95.
125. Шварцбах М. Климаты прошлого (введение в палеоклиматологию). М., Изд-во иностр. лит., 1955, 283 с.
126. Deflandre G. Class des coccolithophorides. Grosse Traite de zoologie, t. I, F. 1, 1952.
127. Dettman M. E. Upper mesozoic microfloras from South—Eastern Australia. Proc. Roy. Soc. Victoria, vol. 77, part. 1, 1963, pp. 1—126.
128. Clayton R. N. and Stevens G. R. Paleotemperatures of New Zealand belemnites. Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures. Spoleto, 1965.
129. Lang S. A pleistocen zrakosros felszínfejlődés. „Foldr. etr.“, 16, N 2, 1967.
130. Read R. W., Hickey L. I. A revised classification of fossil palm and palm—like leaves. „Taxon“, 21, N 1, 1972.
131. Scott R. A. Pollen of Ephedra from the Chinle Formation (Upper Triassic) and the genus Equisetosporites. Micropaleontology, 6, 1960, pp. 271—276.
132. Termier H., Termier G. Histoire geologique de la Biosphere. Masson et Cie, Paris, 1952.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Основные положения методики исследования и построения карт	5
Палеоклиматы Сибири	20
Раннемеловая эпоха	20
Аптский и альбский века	20
Позднемеловая эпоха	36
Сеноманский и туронский века	36
Ранний сенон	47
Поздний сенон	57
Палеоценовая эпоха	68
Эоценовая эпоха	78
Заключение	92
Список литературы	102

ИБ 1077

**ПАЛЕОКЛИМАТЫ СИБИРИ
В МЕЛОВОМ И ПАЛЕОГЕНОВОМ ПЕРИОДАХ**

Редактор издательства Т. А. Горохова
Обложка художника Ю. Н. Лисогорской
Технический редактор О. Н. Ласточкина
Корректор Е. Н. Микрякова

Сдано в набор 4/XI 1976 г. Подписано в печать 9/II 1977 г. Т-00546.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 2. Печ. л. 6,75. Усл. п. л. 9,45.
Уч.-изд. л. 9,82. Тираж 500 экз. Заказ 776/12138—1. Цена 1р. 47 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картфабрика объединения «Аэрогеология»

