

В.М. СИННИЦЫН

# ВВЕДЕНИЕ В ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИЮ



---

В.М. СИНИЦЫН

---

ВВЕДЕНИЕ  
В ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИЮ

---

НЕДРА

В.М. СИНИЦЫН

---

# ВВЕДЕНИЕ В ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИЮ

---

Издание второе,  
переработанное и дополненное



Ленинград «Недра»  
Ленинградское отделение  
1980



3356

Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. — 2-е изд., перераб. и доп. — Л.: Недра, 1980. — 248 с.

Книга обобщает методы и результаты исследований древних климатов. Рассмотрены литолого-минералогические, палеоботанические, палеонтологические, геоморфологические и другие индикаторы климатов прошлого. Оценена роль геофизических методов в палеоклиматологии.

Показаны способы реконструкции основных географических и хронологических закономерностей климатического развития Земли. Восстанавливается природная зональность минувших эпох и прослеживается ее эволюция.

Предпринята попытка количественно оценить элементы климата (температуру, атмосферные осадки) различных зон исходя из условий, в которых существуют современные аналоги древних формаций. Рассмотрены наиболее популярные гипотезы о причинах изменения климата.

История древних климатов показана на примере Евразии. Ко второму изданию (1-е изд. — 1967 г.) монография была переработана и дополнена новыми материалами.

Книга предназначена геологам, палеонтологам, географам, биологам и другим специалистам, интересующимся климатом прошлого.

Ил. 19, прил. 3, список лит. 239 назв.

Климат — важнейший фактор географической среды, оказывающий глубокое влияние на все экзогенные процессы и на условия существования органического мира. Естественно поэтому, что осадочные породы, формировавшиеся на земной поверхности прошлого, и заключенные в них остатки древней растительности и животных несут на себе печать климата, присущего времени и месту их образования. Действительно, все геохимические, минералогические и литолого-фациальные признаки осадочных пород, а также морфологические, экологические и танатоценотические особенности ископаемых флор и фаун являются показателями климатов прошлого. Изучение этих объектов позволяет реконструировать климаты давно минувших эпох, выяснить их географические и геохронологические закономерности.

Таким образом, фактическую основу палеоклиматологии составляют различные геологические документы, несущие информацию о древних климатах; анализ и обобщение полученных по ним сведений производятся на основе методов и теоретических положений климатологии и географии. Следовательно, палеоклиматология является наукой пограничной, опирающейся на геологические и географические науки. По объектам исследования она является наукой геологической, а по методам исследования — географической.

Основная задача палеоклиматологии — выявление индикаторов климатов прошлого: литогенетических, геохимических, палеоботанических, палеонтологических; реконструкция по ним древних климатов и выяснение климатической истории Земли.

На раннем этапе развития палеоклиматологии арсенал показателей древних климатов ограничивался лишь немногими специфическими ископаемыми — остатками растений, животных и некоторыми осадочными породами. Они часто оказывались несовместимыми с современным климатом областей их нахождения, например, эоловые пески и залежи солей присутствовали в областях ныне влажного климата, тропические растения и животные, рифы и латеритовые красноцветы — в высоких широтах, а ископаемые угли — в арктических областях или пустынях. Со временем число таких свидетельств множилось и все определеннее и конкретнее складывались представления о древних климатах, не похожих на современный. В XX столетии было выявлено палеоклиматическое значение рядовых и вместе с тем наиболее распространенных осадочных пород: глин, песчаников, обычных извест-

няков. В связи с этим фактическая основа палеоклиматических реконструкций значительно расширилась.

Успехам палеоклиматологии особенно способствовали интенсивные геологические исследования последних десятилетий, охватившие все страны, доставившие огромный разнохарактерный материал, содержащий большой объем потенциальной информации о древних климатах всех периодов. В связи с этим повысились точность и детальность палеоклиматических реконструкций, базирующихся теперь на данных геологических съемок средних и крупных масштабов, на специальных литологических и геохимических описаниях разрезов различных геологических систем и регионов, на массовых материалах широко вошедшего в практику геологических работ фациального метода исследований, на многочисленных и тщательных палеонтологических сборах, на монографических исследованиях по экологии и биогеографии ископаемых флор и фаун, на массовом применении спорово-пыльцевого анализа.

4 С появлением такого обильного материала стало возможным составление карт природной зональности, как общих, так и по отдельным компонентам древних ландшафтов: литологическим, геоботаническим, зоогеографическим. Полученные по каждой группе признаков карты природной зональности оказались для соответствующих эпох удивительно сходными, а изменения эквивалентных зон на соответствующие отрезки времени совершенно подобными. Такое совпадение зональности в проявлении различных природных процессов, связанное с влиянием на них общего фактора — климата, показало достоверность реконструкций, выполняемых на основе геологических данных. Исходя из принципа географии — общего соответствия природных зон климатическим, на основе карт природной зональности можно составить карты палеоклиматические, с грубой количественной оценкой элементов древнего климата по зонам. Оценка производится по сходству древних типов выветривания и осадконакопления и по аналогии систематического состава и экологического типа древних растительных формаций и фаунистических комплексов с эквивалентными современными объектами, климатические характеристики которых известны. Таким образом, составление карт природной зональности, отражающей поясную и провинциальную дифференциацию древнего климата, в настоящее время является начальным и основным этапом палеоклиматического исследования.

Наиболее устойчивыми во времени элементами климата оказываются общая система воздушной циркуляции и основные географические типы климатов, прослеживаемые через многие периоды и эры. Современное состояние геологических и палеонтологических материалов допускает надежную реконструкцию лишь этих основных элементов, находящихся отражение в длительно существующих ландшафтных комплексах и в биогеографической зональности. Однако с углублением в геологическую историю достоверность палеоклиматических реконструкций уменьшается в связи с эволюционными изменениями всех природных процессов, что ограничивает возможности для сопоставления их с современными процессами.

Исследования древних климатов имеют большое теоретическое и практическое значение. Они позволяют полнее выяснить условия развития экзогенных геологических процессов, в частности осадконакопления. Палеоклиматические реконструкции повышают точность биогеографического районирования и помогают изучению экологических условий существования древних флор и фаун.

В некоторых случаях они могут использоваться для контроля геотектонических гипотез, особенно в споре фиксистов и мобилистов по вопросу о том, происходят ли независимые движения материковых глыб.

Палеоклиматические реконструкции уточняют и углубляют научную базу прогноза полезных ископаемых осадочного происхождения, образование которых в значительной мере зависело от климатического фактора. Реконструкции климатических условий прошлого позволяют полнее представить условия миграции и аккумуляции химических элементов при процессах выветривания и осадконакопления в ту или иную геологическую эпоху и в том или ином регионе и тем самым лучше понять закономерности распределения месторождений полезных ископаемых, формировавшихся в зоне литогенеза. Палеоклиматические реконструкции помогают открывать и оценивать месторождения ископаемых углей, железа и марганца, бокситов, меди, свинца и цинка, урана, солей, агроруд, россыпей благородных металлов и минералов, содержащих редкие земли, а также многих других видов полезных ископаемых, составляющих в общей сложности до 70% общих запасов минерального сырья планеты.

История палеоклиматологии наглядно демонстрирует взаимообусловленность и взаимодействие наук. Если развитие палеоклиматологии стало возможным благодаря прогрессу палеогеографии, литологии, геохимии, биогеографии, учения о полезных ископаемых осадочного происхождения, то теперь дальнейшее развитие этих наук в свою очередь в большой мере зависит от успехов палеоклиматологии.

Изучение древних климатов необходимо также для осуществления крупных мероприятий по преобразованию современного климата, намечаемых на ближайшие десятилетия. Чтобы не вызвать искусственным вмешательством в климат нежелательных последствий и правильно оценить ожидаемый эффект, необходимо изучать историю изменения климата в прошлом.

### ИЗ ИСТОРИИ ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИИ

Первые представления о древнем климате, отличном от современного, стали складываться в XVII в. на основе находок ископаемых остатков тропических растений и животных на территориях Европы и Северной Америки, обладающих ныне довольно суровым климатом.

Первая попытка палеоклиматической интерпретации палеонтологических материалов приписывается английскому физику Р. Гуку (1686), высказавшему предположение, что в прошлом на Земле было теплее и что изменение ее климата произошло в результате колебания земной оси. Французский естествоиспытатель Ж. Бюффон, автор известного сочинения «Эпохи природы» (1778), считал, что изменения климата Земли являются следствием остывания ее недр. Похолодание климата, по его мнению, доказывают находки остатков слонов и носорогов, в прошлом обитавших даже в полярных областях, которые по температурному режиму не уступали современным тропикам. Близкого взгляда придерживался и один из крупнейших естествоиспытателей первой половины XVIII в. А. Гумбольдт.

В общем начальный этап истории палеоклиматологии, охватывающий XVII и XVIII столетия, характеризуется появлением первых полуфантастических

догадок о древнем климате, основанных лишь на единичных находках ископаемых остатков.

Начало следующего этапа в развитии палеоклиматологии связывается с открытием в Европе следов четвертичного оледенения, надолго привлекшего к себе внимание естествоиспытателей. Одновременно было предложено два объяснения этого явления. Исследователи Альп с самого начала придерживались правильных представлений о древних ледниках, которые, по их мнению, были мощнее современных и спускались с гор до уровней, более низких, чем уровень современного оледенения (Д. Плейфер, 1802; И. Венетц, 1822). Исследователи равнинных областей Европы отстаивали идею дрефта, по которой эрратические валуны, рассеянные на полях Северной Европы, принесены плавающими льдами. Стронниками идеи дрефта были Л. Агассиц (1840) и Ж. Шарпантье (1841). Даже Ч. Лайель в первом издании своих знаменитых «Основ геологии» (1833) придерживался этого взгляда. Причину оледенения в ту пору склонны были видеть в прохождении Землей холодных областей мирового пространства (Пуассон, 1837) и в периодических изменениях элементов земной орбиты (Ж. Адемер, 1842).

6

К началу второй половины XIX в. теория материкового оледенения получает признание в работах Д. Дена. Появляются первые сведения об оледенении Восточной Европы, сообщенные К. Ф. Рулье (1852). Г. Е. Щуровский (1855) даже наметил размеры материкового оледенения, близкие к истинным.

Одновременно накапливались показатели палеоклиматов и по другим периодам. В Западной Европе в континентальных отложениях третичной системы были обнаружены растительные остатки тропического облика, а в морских отложениях мезозоя — коралловые рифы, также связанные с тропическим климатом. Остатки теплолюбивой флоры карбона были встречены в угленосных бассейнах Германии и Бельгии. Первую сводку показателей древних климатов, известных к этому времени, сделал Ч. Лайель в «Основных началах геологии» [1866]. Причинами изменения климата он считал колебания наклона земной оси, горообразование, изменения в соотношениях площадей суши и моря, морские течения.

В 1847 г. Ф. Рёмер предпринял первую попытку палеоклиматического районирования. По распространению рудистов в меловых отложениях Техаса он наметил два климатических пояса: теплый — с рудистами и умеренно теплый — лишенный этих ископаемых. Аналогичную биогеографическую и соответственно климатическую зональность Ф. Рёмер предполагал и для меловых отложений Европы, но несколько смещенную относительно американской к северу под влиянием Гольфстрима, который, по его мнению, тогда уже существовал.

В 1856 г. В. Т. Бланфорд открывает признаки оледенения в верхнепалеозойских отложениях Индии. Его находка показала, что ледниковые явления были свойственны не только четвертичному периоду, но и более ранним.

Таким образом, второй этап истории палеоклиматологии, охватывающий первую половину XIX в., характеризовался медленным накоплением сведений о древних климатах, привлечением в качестве индикаторов климатических условий прошлого наряду с органическими остатками и литологических данных (ледниковые отложения, рифы, соли, ископаемые угли). Представления о древ-

них климатах и на этом этапе оставались еще отрывочными, схематичными и во многих отношениях ошибочными.

Подлинно научная палеоклиматология берет начало со второй половины XIX в., к этому времени относятся исследования, утвердившие правильные представления о характере климатов минувших эпох. И на этом этапе развития палеоклиматологии проблема оледенений продолжает оставаться в центре внимания. В 1875 г. швед О. Торрель приводит доказательства того, что отшлифованные и исчерченные поверхности скал и глыб, встречаемых в разных местах на равнинах Северной Европы, связаны с воздействием на них материковых льдов, в прошлом покрывавших всю Скандинавию и распространявшихся на юг до Среднегерманских возвышенностей. На грани подобных заключений находились уже многие исследователи, и поэтому доводы О. Торреля получили быстрое и всеобщее признание, гипотеза же дрефта была окончательно оставлена.

Основательную разработку ледниковой теории дал П. А. Кропоткин в известном труде «Исследование ледникового периода» (1876). Он показал, что материковые льды покрывали обширные пространства не только в Европе и Северной Америке, но и в северной части Азии, континентальный климат которой мало благоприятствовал оледенению. П. А. Кропоткин считал, что валунные пески, супеси и суглинки, распространенные в областях четвертичного оледенения, связаны с деятельностью ледяного покрова и вод, возникавших при его таянии.

В эти же годы Д. Кролль (1875), развивая идеи Ж. Адемера, формулирует свою астрономическую гипотезу, объясняющую ледниковые периоды изменениями элементов земной орбиты. Эта гипотеза и в наши дни имеет значительное число сторонников. В конце XIX в. была установлена множественность ледниковых эпох (А. П. Павлов).

В 60-х годах XIX столетия печатаются монографии швейцарского палеоботаника О. Геера по третичной флоре, содержащие значительные палеоклиматические выводы. В трудах О. Геера мы впервые встречаем конкретные характеристики климата с количественной оценкой температуры и атмосферных осадков, основанные на анализе систематического состава растительности, ее экологических особенностей и морфологии.

На рубеже XIX и XX в. появляется ряд оригинальных гипотез, по-разному объясняющих изменения древних климатов. С. Аррениус (1896) связывает их с содержанием углекислого газа в атмосфере, Т. Чемберлен (1899) делает упор на морские циркуляции, В. Рамзай (1910) основную роль отводит орогеническим процессам. В 1920 г. с модернизированным вариантом астрономической гипотезы Адемера—Кролля выступает М. Миланкович.

Выдающееся значение для развития палеоклиматологии имело учение В. В. Докучаева о зонах природы. В. В. Докучаев впервые посмотрел на природу как на постоянно развивающийся комплекс взаимосвязанных и взаимообусловленных процессов (в почвах, водах, органическом мире), строго отражающих зональные изменения климата.

В XX столетии развитие палеоклиматологии убыстряется, расширяется арсенал факторов, привлекаемых в качестве косвенных признаков древних климатов. Публикуются значительные литологические и палеонтологические материалы, пригодные для использования при палеоклиматических реконструк-

циях. Проводится ряд обобщающих региональных исследований, имевших большое значение для дальнейшего развития палеоклиматологии. Среди них следует назвать трехтомную монографию А. Пенка и Э. Брюкнера «Альпы в ледниковое время» [Penk, Brückner, 1901—1909], книгу И. Вальтера «Закон образования пустынь» (рус. изд. 1911 г.), исследования Г. Горрасовица (1926) и П. Фагелера (1935) по латеритам и Ф. Лотце по солям (1949).

К этому же времени относятся и крупные сводные работы по климатам прошлого: монографии Э. Дакэ (1915), В. Эккардта (1921, 1923), Э. Хантингтона и С. Вишера (1922), В. Кеппена и А. Вегенера (1924, 1940), Ч. Брукса (1926), Ф. Кернер-Марилауна [Kerner-Marilaun, 1930], в которых обобщаются уже достаточно многочисленные и разнохарактерные свидетельства о климатах минувших эпох и делается попытка проследить их эволюцию. Изменения древних климатов, с несомненностью вытекающие из периодических смещений поясов соленакопления, угленакопления, рифообразования и бокситообразования, попеременного господства аридного и гумидного типов литогенеза, чередования расцветов и кризисов флоры, великих вымираний групп континентальных и морских фаун, получили у этих авторов разное объяснение. Ч. Брукс связывает их с периодическими изменениями палеогеографических условий земной поверхности, В. Кеппен и А. Вегенер — с перемещениями географических полюсов и континентов, Э. Хантингтон и С. Вишер — с колебаниями солнечной радиации.

В последние десятилетия стали появляться исследования по древним климатам отдельных регионов: Ж. Дурхама (1950) — по третичным климатам Северной Америки, Т. Кобаяши и Т. Шикама (1961) — по кайнозойским и мезозойским климатам Восточной Азии, Л. Кинга (1958) — по климатам Гондваны, В. М. Сеницына [1965, 1966] — по кайнозойским и мезозойским климатам Евразии, А. А. Борисова [1965] — по древним климатам СССР. Рассмотрению общих проблем палеоклимата и методов его исследования посвящены работы М. Шварцбаха [Schwarzbach, 1950, 1961], Н. М. Страхова [1960] и сборники статей американских и английских ученых под редакцией Х. Шепли (1953) и А. Е. Нэрна [Nairn, Thorley, 1961].

Значительным событием в истории палеоклиматологии явилась разработка и применение американскими, а затем и советскими геохимиками метода изотопной палеотермии, основная идея которого предложена Г. Юри (1950).

Однако в работах западноевропейских и американских исследователей, как заметил Н. М. Страхов [1960], все внимание сосредоточивается на выяснении и обсуждении факторов, влияющих на климат, и не ставятся задачи конкретной реконструкции древних климатов и составления палеоклиматических карт. В лучшем случае они ограничиваются схемами [Schwarzbach, 1961], учитывающими лишь такие экзотические индикаторы климата, как соли, угли, красноцветы и рифы.

Палеоклиматические реконструкции, выполненные советскими исследователями, в частности Н. М. Страховым [1960], основываются на изучении природной зональности различных геологических эпох, в которой нашли отражение важнейшие географические и геохронологические закономерности древних климатов. Изучение природной (климатической) зональности проводится с учетом всего комплекса показателей (литологические, геохимические, геобо-

танические и палеонтологические) и с применением формационного метода, который позволяет выполнять палеоклиматические реконструкции не только по единичным породам (соли, угли, красноцветы, рифы), но и по рядовым отложениям (глины, пески, обычные известняки), привлекать не только экзоты ископаемых флор и фаун, но и основные их группировки. Такой комплексный естественноисторический подход ставит палеоклиматологию на еще более твердую научную основу и открывает перед ней еще более широкие перспективы.

В настоящее время палеоклиматология является уже вполне самостоятельной многопрофильной наукой, опирающейся на геологические, биологические, географические и физические науки.

### **СОВРЕМЕННЫЙ КЛИМАТ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ**

Изучение древних климатов невозможно без учета данных и положений науки о современном климате. Только по аналогии с современными климатическими процессами можно составить представление о характере климатов прошлого. Климат, как всякий другой природный комплекс, развивается длительно и устойчиво, поэтому основные закономерности, установленные для современного климата, могут быть распространены на климаты минувших эпох и использованы при их реконструкции.

Устойчивость основных черт климата связана прежде всего с не изменявшимся в течение всей геологической истории астрономическими условиями существования Земли. Наша планета всегда была круглой, вращающейся вокруг своей оси и обращающейся по эллиптической орбите вокруг Солнца. Поэтому и в прошлом все климатические процессы, происходившие в атмосфере и на земной поверхности, возбуждались непрерывно поступающей от Солнца лучистой энергией. Считают, что поток солнечной радиации, достигающий верхней границы земной атмосферы, не испытывает существенных колебаний во времени и, следовательно, в минувшие эпохи его интенсивность была соизмерима с современной.

В геологическом прошлом действовал тот же механизм взаимодействия солнечной радиации с земной атмосферой, который мы наблюдаем сегодня: часть солнечной радиации отражалась атмосферой, часть поглощалась и рассеивалась ею, часть достигала земной поверхности. Соотношения отраженной, рассеянной и прямой радиации зависят прежде всего от облачности атмосферы. Облачность ослабляет солнечную радиацию благодаря большему отражению, поглощению и рассеиванию, а при прозрачной атмосфере увеличивается прямая солнечная радиация, достигающая поверхности Земли. Поскольку в прошлом облачный покров был обширнее, плотнее и мощнее, отражательная способность его была выше. В составе же осваиваемой планетой радиации была большая роль рассеянной радиации, меньше — прямой.

Кроме того, из попадающей на земную поверхность солнечной радиации поглощается и превращается в тепло только некоторая ее часть, тогда как другая часть отражается в мировое пространство. В прошлом отражательная способность (альbedo) земной поверхности была ниже современной вследствие ряда причин: а) отсутствия снежного покрова, способного отражать до 80% падаю-

щих на него лучей; б) большей площади водной поверхности, обладающей минимальной отражательной способностью (8—10%). В раннем палеозое на увеличение альbedo земной поверхности влияла оголенность суши. Но с появлением лесов (альbedo 15%) и с их постепенным распространением отражательная способность земной поверхности уменьшилась.

В наше время наибольшие годовые суммы эффективного излучения приурочиваются к областям тропических пустынь, отличающихся жарким климатом и безоблачным небом. В экваториальной зоне эффективное излучение ослабляется большим влажосодержанием и менее высокой температурой воздуха. Вследствие того что в минувшие эпохи области влажных климатов были обширнее, а аридные климаты были менее сухими, эффективное излучение в целом по планете было меньше современного.

10 Остающаяся после всех этих потерь радиация, как и ныне, расходовалась на нагревание воздуха путем турбулентного обмена и на испарение. В настоящее время наибольшая остаточная радиация наблюдается в тропических частях Атлантического и Тихого океанов и на участках суши с избыточным увлажнением. Минимальные значения остаточной радиации относятся к сухим областям континентов, где отмечается значительное эффективное излучение и повышенное альbedo оголенной поверхности [Алисов, Полатараус, 1962]. Древние климаты, более теплые и гумидные, чем современный, по-видимому, характеризовались большей остаточной радиацией, которая обеспечивала интенсивное испарение и энергичный турбулентный обмен в аридных областях.

В прошлом, как и в настоящее время, остаточная радиация (радиационный баланс земной поверхности) определяла запасы тепла в атмосфере и их широтное распределение.

В течение геологической истории экваториальные широты являлись областью разогревания и разуплотнения воздуха и развития в связи с этим восходящих потоков, увеличивающих здесь мощность тропосферы и рождающих в ее верхних горизонтах течения в сторону полюсов (антипассаты). Как и ныне, антипассатные течения под влиянием вращения Земли должны были отклоняться от меридионального направления в Северном полушарии вправо, а в Южном — влево.

В «конских» широтах притекающий от экватора воздух опускался, уплотнялся и создавал область повышенного давления, в которой возникало встречное течение плотного сухого воздуха к экватору (пассат), замыкающее кольцо тропической циркуляции (рис. 1). Пассаты также должны были испытывать действие вращения Земли и отклоняться в Северном полушарии к юго-западу, а в Южном — к северо-западу.

Древний антипассат, как и современный, обладал повышенным увлажнением: формирующие его воздушные массы экваториальной зоны интенсивного испарения содержали много водяных паров, конденсировавшихся при поднятии в верхние слои тропосферы. Древний пассат был сухим и жарким, усиливавшим испарение на океанах и нагревание воздуха на материках.

В высоких широтах, которые в барическом отношении были областью пониженных давлений (рис. 2), важнейшими факторами, как и ныне, являлись западный перенос и циркуляционная деятельность. Однако в связи с тем, что в доплиоценовое время арктические климаты в полярных широтах не су-

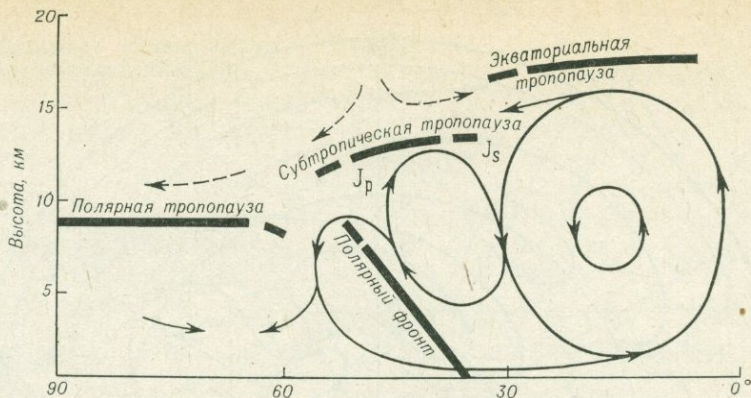


Рис. 1. Общая циркуляция воздуха [Lamb, 1961].

Положение потоков:  $J_p$  — полярного (западного),  $J_s$  — субтропического (оба потока движутся под прямыми углами к меридиану, проходящему в плоскости рисунка).

ществовали, систематических вторжений холодных воздушных масс в зону высокоширотных минимумов не было, а следовательно, и циклоническая деятельность, сейчас бурно проявляющаяся вдоль подвижного полярного фронта, тогда была чрезвычайно ослабленной. В настоящее время интенсивная циркуляция атмосферы связана с большими межзональными контрастами температур.

Ныне упорядоченная циркуляция с постоянными барическими центрами развита только над океанами. Над континентами барические максимумы возникают лишь в холодное время года, а минимумы — в жаркие месяцы. Очевидно, в минувшие эпохи, когда суша была меньше по площади и разделялась на мелкие массивы, ее влияние на общую циркуляцию атмосферы было не столь значительным.

И в прошлом роль подстилающей поверхности в формировании климата была огромной. Во все времена она оказывала большое влияние на альбедо, эффективное излучение и остаточную радиацию, а также на общую циркуляцию атмосферы. Суша и море, обладающие разной теплоемкостью, по-разному влияют на климат. Вода медленнее нагревается, но и дольше удерживает полученное тепло, чем обуславливает ровный ход температур в течение года (морской климат); суша, наоборот, быстро нагревается и столь же быстро отдает тепло, вследствие чего континентальный климат характеризуется значительными сезонными колебаниями температур. Степень континентальности климата возрастает в глубь материков.

Характерной особенностью климатической зональности материкового Северного полушария является широкий, в основном бедный осадками умеренный пояс. Океаническое Южное полушарие отличается сокращением ширины умеренного пояса, в результате чего здесь субтропическая зона почти непосредственно примыкает к нивальной.

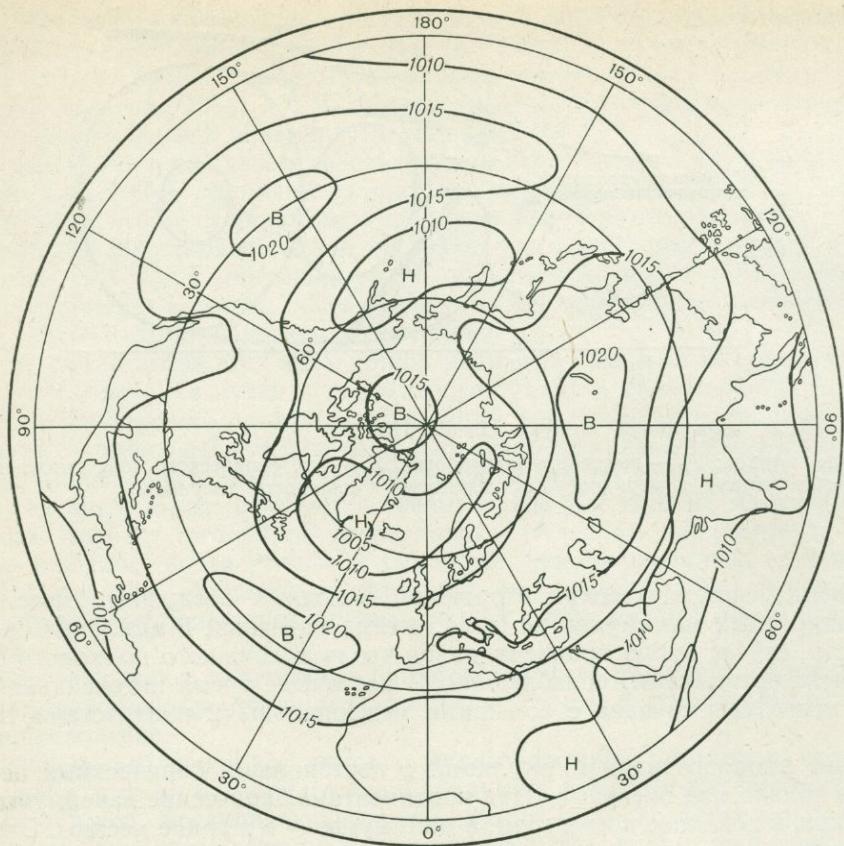
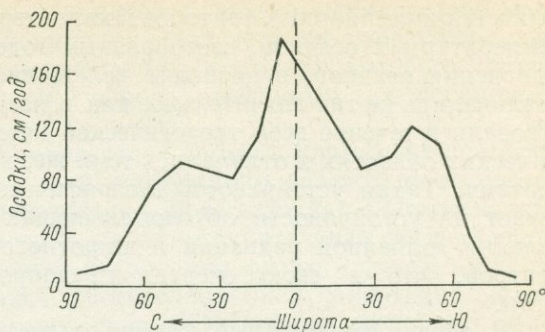


Рис. 2. Общее распределение давления на уровне моря в Северном полушарии [Lamb, 1961]. Давление: В — высокое, Н — низкое; изолинии даны в миллибарах.

Распределение атмосферных осадков по поверхности Земли в прошлом принципиально напоминало современное (рис. 3). Поскольку влажность воздуха определяется температурой, возрастая с ее повышением, основная масса водяного пара, как и ныне, была сосредоточена в тропиках; меньшая его часть приходилась на полярные области, где климат был прохладнее. В тропиках всегда действовали восходящие потоки сильно нагретого воздуха, которые, попадая в верхние слои тропосферы, охлаждались, в результате чего их влагосодержание уменьшалось и избыточная влага выделялась в виде обильных дождей. В субтропиках охлажденные и иссушенные массы тропического воздуха, как и ныне, опускались к земной поверхности, где снова разогревались и уплотнялись без выделения осадков. В высоких широтах обоих полушарий количество атмосферных осадков снова возрастало в связи с усилением в них циклонической деятельности.

Рис. 3. Распределение осадков по широтным поясам [Страхов, 1960].



Большое климатическое значение имеют также общий гипсометрический уровень суши и наличие или отсутствие на ней высоких гор. Известно, что с увеличением высоты уменьшается давление воздуха, растет испаряемость и понижается температура (на  $0,5^{\circ}\text{C}$  на каждые 100 м). Хребты оказывают деформирующее влияние на циркуляцию атмосферы и на географическое распространение атмосферных осадков. Геологические данные свидетельствуют о том, что в прошлом рельеф планеты был менее контрастным и в связи с этим емкость океанических впадин была меньше современной, вследствие чего большая часть сиалической коры тогда была затоплена эпиконтинентальными морями. Суша была плоской и низкой, менее активной в климатическом отношении, чем современная. Древние климаты были преимущественно морскими, более гумидными.

Муссонная циркуляция, связанная с сезонными контрастами температур воздуха на суше и океанах, в доплиоценовое время была слабее вследствие изотермичности древних климатов и малых размеров материков. В этих условиях зимнее выхолаживание и летний разогрев воздуха над материками были не столь значительны, чтобы вызывать сильные волнения атмосферы с попеременным сезонным движением воздушных масс с материка на океан и обратно.

И в прошлом под воздействием циркуляции атмосферы возникали морские течения: теплые, движущиеся из экваториальной зоны в высокие широты, и холодные, несущие воды из полярных областей. В настоящее время влияние морских течений на климат исключительно велико. Самое мощное теплое течение — Гольфстрим — повышает температуру января на норвежском побережье на  $25^{\circ}\text{C}$  выше той, которая должна была бы здесь существовать по условиям географической широты, а самое мощное холодное течение — Перуанское — понижает годовую температуру воздуха на экваториальном отрезке западного побережья Южной Америки на  $4^{\circ}\text{C}$ . В соответствии с распределением океанических течений выделяются даже особые географические типы климатов западных и восточных берегов. В прошлом, когда температурные контрасты между полюсами и экватором были не столь велики, морская циркуляция, как и атмосферная, была выражена слабее и ее влияние на климат было менее существенным.

Географические типы климатов (материковый, океанический, западных и восточных берегов), представляющие результат сочетания местных радиацион-

ных и циркуляционных факторов и характеризующиеся особыми соотношениями температуры и осадков, своеобразным годовым ходом температур и режимом выпадения осадков, в прошлом вследствие равномерности древних климатов различались не так значительно, как в настоящее время. Вообще же они существовали в течение всей геологической истории, проявлялись в тех же географических областях и отличались теми же, хотя и не очень резко выраженными, чертами. Такая устойчивость географических типов климата во времени вытекает из устойчивости обуславливающих их факторов: зонального распределения солнечной радиации и широтного размещения основных барических центров, что в свою очередь предопределяется астрономическими законами.

В общем современный климат является ключом к пониманию климатов прошлого. Вместе с тем следует подчеркнуть, что аналогии древних климатов с современным имеют свои границы, ибо в историческом развитии Земли все природные процессы, в том числе климатические, последовательно изменялись, одни (более общие) медленнее, другие (частные) быстрее. Чем древнее геологическая эпоха, тем меньше общего оказывается у ее климата с современным, а климаты очень отдаленных эпох отличаются от современного даже в общих закономерностях, наиболее устойчивых в своем развитии. В далеком геологическом прошлом, когда другими были состав и свойства атмосферы, соотношения суши и моря и даже некоторые астрономические параметры Земли (радиус планеты, наклон оси), климатообразование и воздействие климата на земную поверхность могли иметь существенно иной характер.

### О ДОСТОВЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ КЛИМАТОВ ПРОШЛОГО

Палеоклиматолог, в отличие от метеоролога, изучающего современный климат, не может исследовать древний климат инструментально, для него термометр, дождемер и барометр бесполезны. Как процесс, уже давно совершившийся, древний климат стал достоянием геологической истории и может быть изучен только по геологическим документам путем их палеоклиматической интерпретации. По современному состоянию природы ясно, насколько сильное воздействие оказывают климатические факторы на земную поверхность и на все сущее на ней. На базе климатической энергии протекают все экзогенные геологические процессы: выветривание и почвообразование, моделировка рельефа, образование минеральных осадков, формирование поверхностного водного и минерального стока; климатом определяются и условия существования растительного и животного мира на планете.

Так же сильно и многообразно воздействовал на земную поверхность прошлого и древний климат. Следы его распознаются во всех геологических и биологических объектах, когда-либо формировавшихся и существовавших на поверхности Земли. Они распознаются в веществе и структуре осадочных пород, в морфологических и экологических особенностях ископаемых фаун и флор. Правда, привлекаемые для палеоклиматических реконструкций геологические объекты являются лишь косвенными показателями древнего климата, поскольку по ним изучается не сам климат, а лишь его овещенное отражение в определенных чертах былого ландшафта. В геологических пока-

зателях совокупные действия всех элементов древнего климата (температурный режим, увлажнение) осредняются за значительные отрезки времени (в платформенных разрезах — за тысячелетия), в течение которого происходило накопление слоя осадочной породы — единицы геологической летописи.

На достоверность геологических показателей древних климатов оказывают отрицательное влияние неясность условий образования некоторых литологических объектов, перерывы в осадконакоплении, недостаточная определенность стратиграфического положения изучаемых слоев, избирательная фоссилизация органических остатков (в результате чего ископаемые флоры и фауны не представляют всего разнообразия древней растительности и животного мира), частое нахождение ископаемых органических остатков во вторичном залежании.

Еще многие геологические объекты вследствие их недостаточной изученности допускают различные палеоклиматические интерпретации. Примером могут служить тиллитоподобные породы, по которым было сделано много «открытий» несуществовавших оледенений [Schwarzbach, 1961]. По-разному оценивается климатическое значение кремнистых осадков, например сантонских опок Европы, которые, по мнению одних исследователей, свидетельствуют о похолодании, а по представлениям других, наоборот, — о жарком сухом климате. Различно трактуется и климатическое значение карликовых фаун, связываемых одними исследователями с похолоданиями, а другими — с колебаниями режима солености. Достоверность геологических показателей древнего климата возрастает с течением времени — по мере расширения фонда фактического материала и его изученности и по мере развития методов палеоклиматических исследований. Она была совсем незначительной на стадии ранних палеоклиматических реконструкций, основывавшихся на единичных разрозненных данных, вначале только палеонтологических, а затем с частичным использованием литологических показателей (риффы, соли, красноцветы, угли). Естественно поэтому, что на этой стадии могли формироваться лишь самые общие представления о древнем климате, и только качественные (жаркий или холодный, влажный или сухой).

Палеоклиматические реконструкции последних лет основываются на обширном, систематически собранном и тщательно обработанном материале, привлекаемом во всем его объеме и предварительно обобщаемом по климатическим формациям осадочных пород, растительности и животным и в картах природной зональности. При таком полном и комплексном использовании первичного материала вероятность ошибочной трактовки отдельных объектов сокращается и появляется возможность получения по геологическим показателям грубых количественных оценок основных элементов древнего климата (температуры, осадков).

Отдельные группы геологических показателей климатов прошлого имеют свои достоинства. Они различаются по массовости, степени отражения условий прошлого и по историческому диапазону применимости. Поскольку наши представления о древних климатах исходят из аналогии с современным, исторический диапазон применимости каждой группы геологических показателей определяется скоростью ее эволюции. Если данная группа геологических процессов эволюционировала медленно, то климатические условия ее развития, уста-

навливаемые по современным аналогам, могут быть распространены на более древние объекты, чем в случае быстро эволюционировавшей группы. Литологические показатели являются самыми массовыми, с наибольшей непосредственностью отражающими древний климат; малая скорость их эволюции допускает использование этих показателей на всем протяжении неогена. Растения и животные, быстро эволюционировавшие и дифференцировавшиеся, постепенно приобретали частичную независимость от окружающей среды, поэтому отражают ее не с такой степенью непосредственности, как литологические объекты. Геоморфологические показатели древних климатов могут быть использованы только для неоген-четвертичного этапа геологической истории, в течение которого формировался современный рельеф.

В настоящее время решающее значение при палеоклиматических реконструкциях принадлежит геологическим показателям. В будущем развитие палеоклиматологии, по-видимому, пойдет главным образом по пути выявления, разработки и применения различных физических методов, способных количественно оценивать элементы древних климатов подобно современному методу изотопной палеотермии.

## ЛИТОЛОГО- МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ

### ЛИТОГЕНЕЗ И КЛИМАТ

Исследования литологов и геохимиков, выполненные в последние десятилетия, в особенности работы Н. М. Стрехова, И. И. Гинзбурга и У. Д. Келлера, показали, что процессы литогенеза в значительной мере представляют собой явление климатическое.

Под воздействием солнечного тепла и его основного распространителя на поверхности литосферы — воды — происходят процессы выветривания горных пород, при которых одни минеральные соединения распадаются, другие возникают заново. В связи с тем что количество солнечной энергии, поступающей на единицу поверхности, изменяется с географической широтой, возрастая к экватору и убывая в направлении полюсов, интенсивность процессов выветривания меняется, достигая наивысшей степени в тропиках и снижаясь до минимальной в областях холодного климата.

Процессы выветривания в большой степени зависят и от количества атмосферных осадков, так как вода оказывает сильное разлагающее воздействие на минералы горных пород; скорость и интенсивность этого воздействия возрастают с повышением температуры. Вода служит средой для химических реакций и осадконакопления и является основным транспортировщиком веществ при их миграции.

Влияние климата на процессы выветривания косвенно проявляется и через жизнедеятельность организмов, а также через биохимические процессы разложения их остатков; интенсивность этих процессов меняется в зависимости от количества солнечного тепла и увлажнения.

Таким образом, характер и интенсивность выветривания в значительной степени определяются типом климата.

9556

В странах жаркого влажного климата, в условиях высокой температуры и обильных осадков, действующих на горные породы в течение всего года, выветривание особенно интенсивно и выражается преимущественно в химическом разложении исходных пород. Активности химического выветривания здесь способствует повышенное содержание в природных водах углекислоты и органических кислот. Разрушению во влажных тропиках подвергаются все неустойчивые минералы исходной породы; при этом достигается наивысшая степень их распада — до отщепления кремнекислоты и выделения полуторных окислов железа и алюминия.

Области сухого жаркого климата отличает обилие солнечной радиации, оказывающей сильное термическое воздействие на обнаженные горные породы. Но огромный дефицит влаги и отсутствие растительности ограничивают в этих климатических условиях развитие процессов химического выветривания, в результате в корках выветривания сохраняется много не подвергшихся разложению минералов и продуктов первых стадий выщелачивания.

В умеренном климате процессы химического выветривания ослабевают еще больше и проявление их становится сезонным. Выветривание здесь обычно останавливается на стадии гидратации, при которой из пород удаляются лишь наиболее подвижные компоненты — щелочи и щелочные земли, частично кремнезем. Воздействие органических кислот в умеренном климате уменьшается, так как основная масса растительных остатков в этих условиях не подвергается разложению и консервируется в торфяниках и угольных пластах. С угасанием химического выветривания в умеренном климате и еще более в арктическом на первое место выступают процессы физического выветривания, ограничивающиеся преимущественно механической дезинтеграцией исходной породы с сохранением в коре выветривания даже таких неустойчивых минералов, как роговые обманки и пироксены.

В районах холодного климата (тундра) химическое выветривание полностью угасает и замещается физическим выветриванием. В этих условиях основным механизмом разрушения горных пород становится морозное растрескивание, связанное с периодическим замерзанием и оттаиванием воды в трещинах, стенки которых раздвигаются до тех пор, пока ограниченный ими блок не отделится и не перейдет в глыбовую россыпь. Низкая температура воздуха и мерзлые, лишь на короткое время оттаивающие грунты не способствуют развитию растительности и быстрой минерализации ее остатков, в результате гумусовых веществ здесь образуется так мало, что влияния их на процессы выветривания совсем не ощущается. Формирующийся в условиях холодного климата обломочный материал полностью сохраняет все минералы исходной породы.

Таким образом, каждому типу климата свойствен особый тип выветривания, своеобразный по степени и глубине разложения пород субстрата, по характеру миграции и аккумуляции химических элементов, по интенсивности распада и синтеза минеральных соединений. Древние коры выветривания являются объективными показателями климатов прошлого, более надежными, чем остатки организмов, которые до некоторой степени могли приспособляться к менявшимся условиям климата путем выработки особых биологических функций. Однако древние коры выветривания, включая и кайнозойские, развивавшиеся на положительных элементах рельефа суши, редко сохраняются в ископаемом состоянии. Чаще исследователю приходится иметь дело с осад-

ками, образовавшимися при размыве и переотложении древних кор. Поэтому возникает вопрос, в какой мере переотложенный материал кор выветривания отражает климатические условия места и времени своего образования, а следовательно, какова его надежность как индикатора климатов прошлого.

Многолетние исследования И. И. Гинзбурга и В. Н. Разумовой в Казахстане и на Урале показали, что субаквальные и субаэральные осадки, формирующиеся одновременно и в комплексе с корой выветривания, имеют тождественный с нею минералогический состав и окраску и, следовательно, являются такими же, как и кора, надежными показателями древнего климата. Литологи школы Н. М. Страхова установили, что продукты коры выветривания, в частности глинистые минералы, при переносе и осадконакоплении не изменяются или изменяются очень мало, поэтому и осадки, образующиеся при размыве кор выветривания, также отражают климатические условия областей сноса.

Из других природных факторов на развитие процессов литогенеза большое влияние оказывают тектонические движения (через рельеф), палеогеографические условия и состав исходных пород. Эти факторы в существенной степени определяют направление и характер процессов литогенеза и состав возникающих осадков. Однако влияние климата на литогенез при этом не снимается.

Согласно Н. М. Страхову [1960], климатическая обусловленность литогенеза отчетливее всего проявляется в областях слабого тектонического режима (на платформах), где господствующая роль принадлежит химическому выветриванию и переносу веществ в растворенном состоянии. В подвижных поясах, отличающихся динамичным и контрастным рельефом, химическое выветривание в значительной мере замещается физическим, при этом в речном стоке растворенные компоненты уступают место механически переносимым частицам. Даже в тропической области осадки подвижных поясов становятся полимиктовыми, как в умеренном климате.

Однако, как ни было велико значение эрозионного смыва, миграции веществ во взвешенном состоянии и механической седиментации в тектонически активных областях, все же и в них основные черты климатического типа осадконакопления легко распознаются. Например, флиш южной половины Евразии всегда обнаруживает черты литогенеза тропиков — высокую карбонатность и высокий коэффициент мономинеральности; наоборот, бореальный флиш северной части Евразии — бескарбонатный и содержит много неустойчивых к выветриванию минералов. Другим примером подобного рода может служить окраска меловых и палеогеновых моласс: красноцветная в тропической области (Южная Европа, Средняя и Центральная Азия), где в корях выветривания происходит массовое накопление гематита, и серая в области равномерно влажного климата Северной Евразии, где железо полностью редуцируется обильными выделениями органических кислот.

Для того чтобы правильно оценить роль климата в образовании того или иного осадка, необходимо «снять» влияние других факторов, и прежде всего тектонического.

### ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ ЛИТОГЕНЕЗА

Процессы литогенеза за время существования Земли претерпели значительную эволюцию в связи с изменениями состава и состояния атмосферы и гидросферы, количества солнечной радиации, достигающей поверхности Земли,

особенностей тектонического развития земной коры, роли биогенного фактора и пр. В соответствии с представлениями Г. Юри, Н. М. Страхова, А. Б. Ронова и других ученых, процессы литогенеза эволюционировали в такой последовательности.

В раннем архее вещество атмосферы и гидросферы, по-видимому, не было достаточно разделено и представляло смешанную парогазовую массу, окутывавшую мощным и плотным слоем всю планету. Проницаемость ее для солнечных лучей была очень слабой, поэтому на поверхности Земли царил мрак. Неразделенная парогазовая оболочка состояла из паров воды и некоторого количества кислых дымов:  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{B}(\text{OH})_3$ ,  $\text{S}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ . Обладая высокой химической активностью, кислая парогазовая масса энергично воздействовала на базальтовую поверхность Земли, производя разложение ее пород до конечных продуктов. Но так как рельеф планеты тогда был стабильным и плоским, не дифференцированным на поднятия и погружения, процессы сноса и осадконакопления были чрезвычайно ограничены, а это в свою очередь препятствовало развитию химического разложения базальта, которое не могло распространяться на сколько-нибудь значительную глубину.

20

В дальнейшем с понижением температуры парогазовой оболочки происходила дифференциация ее на атмосферу и гидросферу. По мере конденсации паров воды мрак на поверхности Земли постепенно рассеивался и сменялся глубокой тенью. Но даже и в позднем архее атмосфера продолжала содержать много паров воды, аммиак, метан, углекислый газ, была лишена кислорода и поэтому сохраняла восстановительный характер.

Архейский океан был мелким, и воды его, по мнению Н. М. Страхова [1963], представляли собой довольно крепкий раствор  $\text{HCl}$ ,  $\text{H}_3\text{BO}_3$  с показателем  $\text{pH} = 1 \div 2$ . На активизированных участках базальтовой коры, где уже формировался сиаль, получили развитие еще малоамплитудные и поэтому слабо выраженные в рельефе поднятия и погружения, возбуждавшие, хотя и в очень малой степени, процессы сноса и осадконакопления. Кора химического разложения базальта начинает местами размываться; слагающие ее карбонаты калия, натрия, кальция и магния сносятся в первичный океан, где сильные кислоты преобразуют их в хлориды и фториды. Но при этом сами воды океана постепенно раскисляются и  $\text{pH}$  их возрастает до 5—6 [Страхов, 1963].

С удалением из океанических вод сильных кислот появилась возможность накопления карбонатов, первое время только доломита, поскольку при высоком парциальном давлении углекислого газа насыщения раньше достигает  $\text{MgCO}_3$ , нежели  $\text{CaCO}_3$ . При высоком парциальном давлении углекислого газа и при отсутствии кислорода были возможны широкие миграции железа и марганца. Эти геохимические условия сред осадконакопления в архее способствовали широчайшему распространению доломитов, кварцитов, высокоглиноземистых и высокомарганцовистых осадков, а также смешанных кремнисто-железистых пород — джеспилитов. Сульфаты в архее еще не накапливались, поскольку сера при отсутствии свободного кислорода не могла окисляться и продолжала существовать в самородной форме и в виде сероводорода. Объемы и скорость осадконакопления в позднем архее, хотя и возросли по сравнению с ранней стадией, но все еще оставались незначительными вследствие малой расчлененности рельефа.

В атмосфере протерозоя содержание кислых дымов уменьшается, почти полностью удаляются из нее аммиак и метан; в связи с этим воздействие атмосферных осадков, поверхностных и грунтовых вод на породы суши стало менее агрессивным. В результате полное химическое разложение, которому до того подвергались породы земной поверхности, сменяется обычным выветриванием с гидролизом в качестве основного процесса (А. Б. Ронов, 1964). Жизнь в протерозое развивается до масштабов, отражающихся на геохимических процессах. Фотосинтез, осуществляемый сине-зелеными водорослями, дает в атмосферу свободный кислород во все возрастающем количестве. При наличии же свободного кислорода сера и сероводород стали переходить в сульфатную форму, обогащая воды океана сульфатным ионом.

Появление свободного кислорода имело большие последствия для миграции элементов, способных менять свою валентность (Fe, Mn, V и др.). Железо стало больше окисляться, образуя труднорастворимый гидрат окиси, что существенно ограничило его миграционные возможности. Марганец в окислительной обстановке также стал мигрировать на меньшие дистанции в труднорастворимой четырехвалентной форме. Эти изменения в поведении важнейших литофильных элементов существенно отразились на геохимии процессов осадконакопления.

В литогенезе первой половины протерозоя еще доминировали черты, унаследованные от архея: значительным было накопление джеспилитов, высокоглиноземистых сланцев и доломитов. Вместе с тем в этих процессах заметную роль начинает играть обломочный материал, накапливающийся в виде как чисто терригенных, так и смешанных терригенно-хемогенных осадков.

Во второй половине протерозоя осадконакопление становится еще более разнообразным и эффективным. Существенно возрастают объемы обломочных пород; появляется ряд новых терригенных формаций, в том числе подобные флишевой и молассовой. Хемогенное осадконакопление, характерное для архея, сокращается. Наступает спад доломитообразования, связанный с уменьшением парциального давления углекислого газа, вследствие чего магниезальные карбонаты в морской воде все реже стали достигать насыщения. Одновременно угасают процессы накопления высокоглиноземистых осадков и джеспилитов. Дальнейшее повышение содержания свободного кислорода в атмосфере еще больше ограничило подвижность железа и способствовало массовому распространению сильно окисленных сидеритовых и гематитовых руд.

В послепротерозойское время (неогей) в связи с возросшей контрастностью и динамичностью рельефа усиливаются процессы денудации и механической седиментации. Решающего преобладания достигает терригенное осадконакопление, а хемогенное ослабевает еще больше и ограничивается пределами аридных областей. Среди денудационных процессов прогрессирует физическое выветривание, а химическое становится менее эффективным и локализуется преимущественно на платформах тропического пояса.

В неогее изменяется состав атмосферы как в результате продолжающейся конденсации паров из воздуха и связывания углекислого газа при процессах карбонатного осадконакопления, так и в результате фотосинтеза растений, выделявшего много свободного кислорода. Уменьшение содержания в атмосфере паров воды и углекислого газа ослабило ее экранирующее действие при задержании длинноволнового излучения Земли. Температура приземных слоев ат-

мосферы и поверхностного слоя гидросферы падает до 35—25° С. Облачный покров планеты становится тонким, а затем и прерывистым, вследствие чего глубокая тень протерозоя рассеивается и постепенно складывается солнечный климат. В связи с этим усиливается роль солнечной энергии в геохимических, биологических и литологических процессах. Резко возрастает воздействие биоса на геохимические и литологические процессы. Карбонатное и кремнистое осадконакопление становится преимущественно биогенным.

До карбона наземная растительность была развита слабо, поэтому суша в то время представляла собой сплошную зону окисления. Лишь позже гумус и углекислый газ стали накапливаться в большом количестве и много кислорода начало расходоваться на разложение органических остатков, в связи с чем получили распространение бескислородные среды [Перельман, 1961]. Происходит накопление огромных масс растительного углерода. Участие организмов в геохимических и литологических процессах необычайно усилило темп круговорота вещества в природе благодаря огромной скорости биологической передачи вещества и энергии.

22

В течение геологической истории в развитии литогенеза происходили последовательные необратимые изменения, приведшие к полному обновлению этих процессов. Чем дальше мы будем углубляться в историю, тем меньше будем находить аналогии с современным литогенезом. Применение актуалистического метода познания к процессам литогенеза ограничивается неогеем. Да и в этом случае конкретные аналогии могут проводиться лишь с отложениями не древнее второй половины палеозоя. В отношении же литогенеза раннего палеозоя и рифея допустимы только общие сопоставления. Литологические показатели древних климатов должны рассматриваться в аспекте эволюционных изменений литогенеза. В частности, сравнение с современными климатическими условиями выветривания и осадконакопления и основанные на этом сравнении количественные оценки элементов климата прошлого надежны только для кайнозоя и мезозоя. Уже для палеозойских объектов сопоставления с современными климатическими условиями оказываются менее определенными, а в отношении еще более древних образований вообще неприменимыми.

## ТИПЫ И ГРУППЫ ОТЛОЖЕНИЙ

В качестве показателей климатов прошлого привлекаются все наиболее распространенные литологические типы и группы отложений, с которыми геолог постоянно имеет дело. И хотя рассматриваемые отложения представляют собой индикаторы разных климатических условий, значение их для палеоклиматических реконструкций одинаково велико.

### Пески (песчаники)

Минералогический состав песков (песчаников) формируется под влиянием двух основных факторов физико-географической среды: тектонического режима и климата. Относительная роль этих факторов в отдельных случаях различна. В областях энергичных движений решающее влияние на формирование минералогического состава песков принадлежит тектоническому режиму, а влияние климата оказывается в значительной степени подавленным. В областях плоского

рельефа, наоборот, на первый план выступает климат, а значение тектонического фактора невелико.

Дело в том, что контрастный, динамичный рельеф тектонически активных областей способствует больше дезинтеграции пород, чем их химическому выветриванию, благоприятствует их более энергичному смыву и переносу (обычно на короткие расстояния), а также и более быстрому захоронению в осадках. При этих условиях исходная порода и образующийся из нее обломочный материал не успевают в достаточной мере воспринять влияние климата, даже если этот климат является жарким и влажным, располагающим к интенсивному химическому выветриванию. В результате здесь формируются полимиктовые пески (песчаники), состоящие больше чем наполовину из неустойчивых компонентов, избежавших химического выветривания. В песчаниках, обладающих наибольшей степенью полимиктовости, неустойчивые минералы (и обломки пород) представлены к тому же наиболее разнообразно: иногда они содержат до 30—40 различных минеральных видов, среди которых присутствуют и такие совершенно неустойчивые к выветриванию компоненты, как натриево-кальциевые полевые шпаты, роговые обманки и пироксены [Страхов, 1963].

Наиболее ярким примером полимиктовых образований являются мезозойские терригенные толщи восточного побережья Азии, прослеживаемые от Анадыря до Филиппин через различные климатические зоны. В этой однообразной терригенной формации влияние климата улавливается лишь по второстепенным признакам, например по уменьшению разнообразия неустойчивых минералов от бореальных районов к тропическим; по исчезновению в Юго-Восточной Азии таких легко выветривающихся минералов, как пироксены и роговые обманки; по изменению минералогического состава глин, на севере исключительно гидрослюдистых, а на юге содержащих примесь каолинита; по появлению в тропических районах примеси карбоната кальция, а в континентальных и паралических разрезах также примеси свободных гидратов железа.

В зонах, переходных к областям слабого тектонического режима, количество и разнообразие неустойчивых к выветриванию минералов в песчаниках уменьшаются; их полимиктовые разности сменяются мезомиктовыми, в которых эти компоненты представлены уже почти исключительно полевыми шпатами и в количестве, не превышающем 45—35% от общей массы псаммитового материала.

На платформах, с их плоским, слабо дифференцированным и нединамичным рельефом, механическая дезинтеграция пород уступает ведущее место химическому выветриванию, при этом возрастают дистанции и падают скорости переноса, усиливается миграция веществ в растворенном состоянии. До окончательного захоронения в осадке обломочный материал подвергается неоднократному переотложению, в процессе которого он дополнительно испытывает воздействие климата. Если климат данной области жаркий и влажный, активно преобразующий исходный материал как в коре выветривания, так и в местах его временных задержек, неустойчивые минералы энергично разрушаются и все меньше оказывается их в осадке. Таким образом формируется олигомиктовый тип отложений, в котором резко доминирует кварц, а содержание неустойчивых минералов (полевые шпаты) не поднимается выше 25%.

Среди отложений протерозоя — первой половины палеозоя нередко мономиктовые песчаники, совершенно лишённые неустойчивых минералов и состоя-

щие только из кварца и некоторого количества не поддающихся выветриванию аксессуаров: циркона, рутила, турмалина и граната. Характерно, что олигомиктовым и мономиктовым песчаникам сопутствуют другие осадки, связанные с глубоким выветриванием и совершенной химической дифференциацией: высокоглиноземистые каолиновые глины, известняки, фосфориты, высокожелезистые осадки, накопления свободного кремнезема и т. д. Однако известны случаи образования олигомиктовых песчаников в условиях и теплоумеренного климата — за счет размыва древних толщ олигомиктового типа. Естественно, что такие вторичные образования не должны приниматься во внимание при палеоклиматических реконструкциях.

Если климат жаркий, но не влажный или влажный, но теплоумеренный, то и в условиях плоского рельефа платформ сохраняется много неустойчивых минералов и образующиеся при этом песчаники приобретают характер мезомиктовых и умеренно полимиктовых. В холодном климате химическое выветривание ослабевает настолько, что и при плоском рельефе формируются полимиктовые песчаники. Примером таких полимиктовых образований, возникших в условиях малоактивного рельефа, могут служить кайнозойские толщи Северной Сибири, Колымы, Камчатки и Анадыра.

В тектонически малоактивных областях минералогический состав песчаников, иногда выражаемый посредством коэффициента мономинеральности \*, может использоваться в качестве показателя зонального типа климата времени образования этих осадков.

### Глины

Глины принадлежат к числу наиболее распространенных пород осадочной оболочки, и поэтому их использование в качестве индикаторов климатов прошлого особенно ценно.

Накопление глинистых минералов происходит на континентах в корях выветривания под влиянием различных природных факторов, среди которых ведущая роль принадлежит климату. Существенное влияние на развитие глинообразования оказывают также рельеф, петрографический состав исходных пород, условия дренажа, растительность. Эти факторы вносят значительные искажения в картину климатической обусловленности глинообразования. Например, динамичный рельеф может в значительной мере «погасить» воздействие тропического климата и остановить развитие коры выветривания на начальной — гидрослюдистой — стадии, свойственной областям холодного климата. Монтмориллонитсодержащие глины, представляющие собой типичное образование аридного климата, могут сформироваться и в условиях обильного увлажнения, если выветриванию подвергнется основная вулканическая порода. Каолинит — наиболее распространенный минерал влажных тропиков — может образоваться в слабодренлируемых понижениях областей семиаридного климата. Влияние ландшафтных факторов на процессы глинообразования особенно велико в аридной области и умеренном поясе, где химическое выветривание ослаблено или проявляется сезонно.

\* По В. П. Казаринову, коэффициент мономинеральности представляет собой частное от деления количества устойчивых породообразующих компонентов на количество неустойчивых.

Глинообразование связано с выветриванием кислого типа, для которого требуются обильное увлажнение и энергичное поступление в воды углекислого газа, гумусовых кислот и других продуктов разложения растительных остатков. Поэтому оно проявляется в больших масштабах только в областях тропического равномерно влажного и муссонного климатов и ослабевает с переходом к климатам ариднему, средиземноморскому и умеренному.

В тропическом равномерно влажном и муссонном климатах процессы химического выветривания протекают круглогодично и с максимальной интенсивностью, чему способствуют постоянный сильный прогрев грунта и большая агрессивность реагирующих вод. Богатый растительный покров обеспечивает поступление в грунтовые воды углекислого газа и гумуса, создающих кислые среды.

В результате здесь выветривание получает четко выраженное сиаллитовое направление. Его главными продуктами оказываются глинистые минералы — каолинит и галлуазит, образование которых связано с полным удалением щелочей, щелочных земель и всех форм железа, со значительным выносом кремнезема и относительным обогащением глиноземом. Глинистые продукты сиаллитового выветривания в больших количествах поступают в местные бассейны седиментации, вследствие чего осадочные толщи этих климатических областей отличаются высоким содержанием глин.

В аридной области даже при сохранении термических условий тропиков уменьшение атмосферных осадков неизбежно вызывает снижение кислотности вод и, следовательно, ослабление процессов глинообразования. Поэтому в осадочных толщах аридной области роль глинистых пород резко падает и соответственно поднимается значение песчаников и конгломератов. Происходят изменения и минералогического состава глин: полностью исчезают каолинит и галлуазит и получают распространение маловыщелоченные образования (гидрослюда и монтмориллонит), богатые железом, магнием, кремнеземом. Для глин аридной области характерно высокое содержание примесей псаммитовых частиц (песчаные глины), карбонатов (известковистые глины) и магниезиальных силикатов — сепиолита и палыгорскита.

В средиземноморском климате с жарким сухим летом растительный покров развит меньше (редкий древостой, ксерофильные ассоциации), поэтому роль гумусовых веществ в геохимических процессах снижена, соответственно кислые среды не так широко распространены, как в экваториальном и муссонном климатах. Аутигенное минералообразование здесь отличается малым развитием каолинита и значительным накоплением свободных полуторных окислов (гидроокислов).

В умеренном климате при значительном увлажнении процессы выветривания ослабевают в связи с уменьшением количества солнечной энергии, получаемой земной поверхностью, и особенно в связи с зимними похолоданиями. Поэтому уже в субтропиках проявление процессов химического выветривания становится сезонным, при этом продолжительность активного сезона тем меньше, чем ближе тот или иной пункт располагается к полярной области. В умеренном климате этот сезон не превышает 6—8 месяцев. При таком сезонном и в общем ослабленном развитии процесса выветривание не достигает своей конечной стадии и задерживается на промежуточных и начальных стадиях. Поэтому в умеренном климате совсем не возникают свободные полуторные окислы, мало

образуется каолинита и галлуазита и основными новообразованиями становятся бейделлит, монтмориллонит и гидрослюды. При этом уменьшается общий объем глинистых продуктов в коре выветривания и соответственно падает роль глин в формирующихся при размыве терригенных толщах.

В холодном климате процессы выветривания малоактивны даже в теплую часть года, так как грунт прогревается недостаточно, а воды обладают совсем слабой кислотностью. В этих условиях исходные породы больше дезинтегрируются, чем разлагаются. Поэтому глинистые продукты в холодном климате почти не образуются.

В общем масштаб процессов глинообразования в континентальных бассейнах седиментации и минералогический состав глин являются надежными показателями зонального и регионального типов климата.

26 В щелочных средах морских бассейнов глинистые минералы могут подвергаться дальнейшему стадийному развитию и каолинит, например, может вновь превратиться в гидрослюду или монтмориллонит [Страхов, 1963]. Однако и в морских бассейнах обнаруживается зависимость в распределении глинистых минералов от зональных типов климата. М. И. Ратеев, В. А. Ерошев-Шак и Г. И. Носов [1965] на примере Атлантического океана показали, что максимальные концентрации каолинита в общей массе глинистых минералов отмечаются в осадках экваториальной и тропической зон, примыкающих к областям суши, характеризующимся развитием латеритов с каолинитом. К северу и югу от широт  $25^\circ$  каолинит в осадках Атлантического океана заметно убывает и доминирующая роль в составе глинистой фракции переходит к иллиту, что также коррелируется с присутствием на суше кор выветривания субтропической и умеренной зон, в которых иллит пользуется преимущественным распространением.

Соответствие составов глинистых минералов в областях сноса и накопления отмечается и для минувших эпох. Примеры подобного рода, в частности, дает история Русской платформы в мезозое и кайнозое.

Эволюционные изменения процессов глинообразования мало отражаются на достоинствах глин как индикаторов климатов прошлого. Отмеченные А. П. Виноградовым и А. Б. Роновым [1956], а также Н. М. Страховым [1963] изменения химического состава глин (некоторое увеличение отношений  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Ca} : \text{Mg}$  и уменьшение  $\text{K} : \text{Na}$ ) носят всеобщий характер и на зональных ассоциациях глинистых минералов сказываются мало.

### Континентальные (обломочные) отложения

Продукты денудации горных пород, возникающие на суше, не остаются на месте, а перемещаются водой, ветром и просто как гравитационные потоки на низкие участки, где они накапливаются в виде слоистых толщ. На развитие процессов смыва, переноса и накопления продуктов денудации оказывают влияние орографические и климатические условия. Среди последних особенно велика роль атмосферных осадков, определяющих размер и режим поверхностного стока. Дело в том, что вода является главным транспортировщиком продуктов денудации и основной средой их отложения. Поэтому от состояния поверхностного стока во многом зависят и условия перемещения материала в пределах материков, и обстановки его осаждения.

Наряду с рельефом поверхностный сток влияет на общее количество материала, вовлекаемого в осадочный процесс, и на размерность его обломочных частиц; определяет способ, скорость и дальность переноса и в большой мере обуславливает фациальные условия накопления. В связи с этим географические закономерности размещения континентальных осадков и зональность их фациальных типов оказываются в конечном счете отражением общей картины распределения на материках поверхностного стока.

В современных ландшафтах Земли устанавливается следующая зависимость состояния поверхностного стока и речной сети от климата (условий увлажнения).

В областях влажного климата даже при относительно плоском рельефе речная сеть сильно разветвлена и разработана, объединена в обширные бассейны, охватывающие площади, иногда измеряемые миллионами квадратных километров. Реки полноводные и даже при слабодинамичном рельефе совершают большую геологическую работу, эрозионную в пределах поднятий и аккумулятивную на опускающихся участках. Объемы накапливающихся осадков здесь всегда значительные; господствующей группой фаций являются аллювиальные, очень разнообразно представленные: фации русел, пойм, дельт и др. Материал осадков в основном крупнообломочный и хорошо окатанный, что связано с многоводностью и большой транспортирующей способностью рек. Перенос его осуществляется преимущественно в виде взвесей и волочением по дну; совсем мало материала переносится в растворенном состоянии, и соответственно снижена роль хемогенного элемента в осадках. Озера и болота в областях влажного климата проточные, пресные.

В глубь материка, по мере нарастания континентальности климата, поверхностный сток сокращается, речная сеть (при равных условиях рельефа) становится менее разветвленной и хуже разработанной, ослабевает эрозионная и аккумулятивная деятельность речных потоков; уменьшается роль фаций осадков, связанных с переувлажненными ландшафтами.

В аридной области распространены преимущественно временные водотоки, возникающие только в периоды дождей, а в остальное время остающиеся сухими. Речная сеть развита очень слабо и состоит из редких коротких русел, заканчивающихся в ближайших бессточных котловинах. Круглый год вода держится лишь в немногих руслах, получающих питание в соседних районах гумидной зоны. При таком состоянии поверхностного стока преимущественным развитием пользуются пролювиальные отложения, распространение же аллювия ограничено долинами транзитных рек \* и участками предгорных прогибов, орошаемых водами заснеженных хребтов. Характерной фацией аридной области являются отложения селей, обычно представляющие беспорядочную смесь валунов, щебня и ила. Развитию селей способствуют ливневый характер выпадения атмосферных осадков и наличие в долинах среди сухих гор рыхлого легкоразмываемого материала. Болота в этом климате отсутствуют, а единичные озера, как правило, бессточные и сильноминерализованные. Объемы накапливающихся в аридной области осадков незначительные.

Принципиально такая же картина неравномерного распределения поверхностного стока и зональных различий фациальных типов континентальных

\* Реки, имеющие водосборы в гумидной области.

осадков устанавливается и для минувших эпох. Например, в мезозойской и кайнозойской палеогеографии Азии отчетливо вырисовывается ряд зон, различных по характеру развития осадочного покрова и по господствующему фациальному типу отложений, в целом отражающих зональные различия в интенсивности поверхностного стока и соответственно атмосферного увлажнения.

Наименее увлажненной частью континента в мезозое и кайнозое являлась Средняя и Центральная Азия, для которой характерны относительно малые объемы накоплений континентальных осадков при преимущественном развитии пролювиальных фаций, нередко сопровождаемых фациями селей и бессточных сильноминерализованных озер хлоридного и сульфатного классов, а местами и фацией золотых песков.

В следующей, переходной к гумидной области зоне (Тургай и Приаралье, Центральный и Восточный Казахстан, Джунгария, преобладающая часть Монголии и Восточное Забайкалье, Северный и Центральный Китай) объемы континентальных отложений при равных тектонических условиях возрастают, при этом поднимается роль аллювиальных фаций и осадков озер умеренной минерализации (карбонатной) и соответственно падает значение фаций пролювиальных.

28

Наконец, в зоне высокой влажности, охватывавшей Сибирь, Верхоянско-Колымскую область и все восточное побережье Азии, масштабы континентальной седиментации увеличиваются еще больше, а господствующими фациями становятся аллювиальные, в особенности их группы, связанные с обильно увлажненными и переувлажненными ландшафтами: многоводными руслами, поймами, проточными озерами и болотами.

Эта закономерность распределения объемов и господствующих фациальных типов континентальных отложений мезо-кайнозойского возраста на территории Азии отражает самую общую географию климатов материка, развивавшуюся длительно и унаследованно. Периодические изменения климата, выразившиеся в сильной аридизации в течение раннего и среднего триаса, гумидизации в рэте, ранней и средней юре, новой аридизации в поздней юре и неокоме и, наконец, в повторной гумидизации в альбе — сеномане, принципиально этой картины не меняли, хотя степень увлажнения отдельных зон подвергалась значительным колебаниям.

Подобные различия в поверхностном стоке, отражающие разную степень атмосферного увлажнения, выявляются и для отдельных областей, например Тянь-Шаня.

Западный Тянь-Шань (советский), которого еще достигают влажные ветры Атлантики, орошен лучше. Его речная сеть дробно разветвлена и глубже врезана; большинство долин заключает водотоки, действующие круглогодично. В Восточном Тянь-Шане (китайском), овеваемом сухими ветрами пустынь Центральной Азии, речные долины расположены реже, менее глубоко врезаны и, за редким исключением, несут лишь сухие русла.

Аналогичная картина выявляется и при сопоставлении неогеновых отложений Западного и Восточного Тянь-Шаня. В депрессиях западной части горной системы, и в прошлом лучше увлажненной, отложения неогена обладают большими объемами и представлены почти исключительно аллювиальными фациями, сформированными крупными многоводными реками. В Восточном Тянь-Шане, и в прошлом более сухом, отложения неогена развиты меньше,

имеют небольшую мощность и сложены преимущественно пролювиальными фациями. Таким образом, различия в степени атмосферного увлажнения Западного и Восточного Тянь-Шаня, подобные современным, существовали и в неогене.

В заключение отметим, что при реконструкциях атмосферного увлажнения и поверхностного стока на основании географического размещения основных накоплений континентальных осадков и их фациальной зональности необходимо сравнивать области со сходными орографическими условиями (равнину с равниной, горы примерно одинаковой высоты), с тем чтобы исключить влияние другого важного фактора — рельефа.

### Ископаемые угли и горючие сланцы

Растительный углерод в литосфере накапливается преимущественно в рассеянном состоянии в различных терригенных, карбонатных и кремнистых осадках. В месторождениях горючих ископаемых, по оценкам специалистов, заключена лишь тысячная его часть [Страхов, 1963]. Среди концентрированных накоплений растительного углерода известны два типа разных по фациальным и климатическим условиям образований: угли и горючие сланцы.

Горючие сланцы — это мелководные морские или озерные отложения, преимущественно известково-глинистые, содержащие остатки нормальной морской или пресноводной фауны. Накопление их происходило в тихих заливах эпиконтинентальных морей и озер различных геологических эпох, начиная с протерозоя. Генераторами органического материала явились простейшие растения планктона, покрывавшие дно водоросли и некоторые высшие растения. Климат места и времени накопления горючих сланцев был аридным, так как только при сильном солнечном освещении могло происходить цветение организмов планктона, мог существовать и развиваться фитобентос и только при отсутствии континентального стока воды прибрежного мелководья оставались незамутненными и не препятствовали фотосинтезу растений морского дна. Все наиболее значительные накопления горючих сланцев (кембрий Сибирской платформы, доманик Приуралья, цехштейн Западной Европы, пермь Предуралья, поздняя юра Московской синеклизы и Приуралья, апт Московской синеклизы, Забайкалья и Монголии) попадают в контур областей распространения умеренно аридных формаций осадочных пород и умеренно ксерофилизированных типов растительности.

Ископаемые угли являются континентальными осадками, формировавшимися при гумидном климате. Характер и масштаб процессов углеобразования определяются сочетанием ряда факторов, среди которых главнейшими являются климат, палеогеографическая обстановка, тектонический режим и тип углеобразующей растительности. Климату принадлежит первая роль, поскольку основные географические и геохронологические закономерности угленакопления — пояса и эпохи угленакопления — устанавливаются именно климатом. Влияние палеогеографических обстановок и тектонического режима имеет менее общий характер, определяя узлы и ритмы угленакопления, а также формационный тип угленосных отложений. Таким образом, угленакопление — это, прежде всего, явление климатическое. От климата полностью зависят характер и степень развития растительного покрова, поставляющего углеобразующий

материал; фациальные условия углеобразования и степень fossilization растительных остатков.

Согласно А. П. Шенникову [1964], в тропическом климате быстрое нарастание больших объемов биомассы сопровождается быстрым и полным разложением мертвых растительных остатков. В умеренном климате растительный опад разлагается медленно, поэтому накопление отмершего вещества происходит быстрее разложения, большая его часть консервируется в форме торфа и выходит из биологического круговорота. Медленность разложения способствует массовой гумификации растительных остатков.

30 Климат отражается и на петрографическом составе углей через колебания обводнения болот, в которых накапливался углеобразующий материал. Угли класса гелитолитов, характеризующиеся высокой степенью остуденения растительных тканей и их предельной разложенностью, образовались в условиях постоянно обводненных болот в периоды влажного климата. Угли класса фюзенолитов, содержащие много структурных тканей, обугливание которых происходило при свободном доступе атмосферного кислорода, формировались в периодически подсыхающих болотах в условиях переменного влажного климата. Таким образом, петрографический состав ископаемых углей может привлекаться для оценки условий увлажнения во время и в месте накопления данной угленосной толщи.

Тип угленакопления в ходе геологической истории претерпел эволюцию. В больших (промышленных) масштабах угленакопление возникло в среднем девоне, когда начался массовый выход растительности на сушу. Это первое углеобразование происходило в пограничной зоне суши и мелкого моря, поэтому угленосные отложения среднего девона сложены преимущественно морскими осадками, часто содержащими в непосредственном соседстве с пластами угля остатки морской фауны. Углеобразователями в это время служили травянистого типа псилофиты, среди которых много было растений-амфибий, создававших луга, часть времени находившиеся в затопленном состоянии. Органическое вещество среднедевонских углей на три четверти состоит из кутикулы, одевавшей стебли псилофитов.

Угли среднего девона отличаются высокой зольностью. Фациальный тип угленосных осадков и экологический тип исходных растений ставят их в ряд образований, промежуточных между собственно углями и горючими сланцами. Накопление углей этого возраста протекало при еще существенно аридном климате, который обеспечивал необходимую для подводного фотосинтеза дозу солнечного освещения. Все наиболее крупные местонахождения среднедевонских углей Евразии (центральноказахстанские, кузнецкие, минусинские, тиманские) ложатся в контур аридной области и тесно ассоциируют с красноцветами.

Позднедевонское и в особенности раннекарбонное угленакопление было связано с заболоченными приморскими низменностями. Угленосные толщи этого возраста представляют собой переслаивание прибрежных континентальных и морских отложений. Углеобразователями в них выступают лепидофиты, каламиты и древовидные папоротники, создававшие первые в истории Земли влажные леса. Материалом для углей в основном послужила кора, развитая у этих растений очень сильно. Анатомические особенности растений позднего девона и раннего карбона (крупные размеры тканевых клеток, сильное развитие коры

и слабое развитие древесины, каулифлория, обильная волосистость и др.) и общий систематический состав растений (лепидофиты, каламиты, древовидные папоротники), а также литогенетический тип угленосных отложений (олигомиктовые пески, каолиновые глины, мощное проявление аутигенного минералообразования), частые переходы угленосных отложений по простиранию в морские карбонатные толщи с остатками кораллов и брахиопод определенно указывают на то, что угленакопление в это время совершалось в условиях тропического климата.

Частые парагенетические связи угленосных отложений позднего девона — раннего карбона с пестроцветными бокситоносными отложениями (Московская синеклиза; Южный Китай) и с высококарбонатными толщами позволяют думать, что климат областей угленакопления этого времени еще не был свободен от аридных влияний (отдаленных). В общем этот климат был гумидным, но переменным влажным. Может быть, кратковременные ослабления увлажнения и были причиной ограниченного развития бактериальных процессов разложения растительного опада и его более эффективной фоссилизации и углеобразования по сравнению с областями влажного тропического климата, в котором растительные остатки почти полностью разлагаются и минерализуются. Преобладающим петрографическим типом углей раннего карбона являются матовые споровые дюрены.

Во второй половине карбона угленакопление интенсифицируется, при этом изменяется его палеогеографический и климатический тип. Теперь процессы угленакопления не ограничиваются болотистыми приморскими низменностями; продвигаясь в глубь континентов, они распространяются на обширные аллювиальные низменности, удаленные от моря. Таким образом, наряду с еще сохраняющимся паралическим типом появляется лимнический тип накопления. В связи с произошедшей в это время термической дифференциацией климата возникает бореальное угленакопление, с кордаитами и особыми (тунгусского типа) лепидофитами в качестве важнейших углеобразователей. В это время широкое распространение получили малозольные кляреновые угли.

В ранней перми интенсивность процессов еще нарастает. Угленакопление все больше и больше перемещается в бореальную область и освобождается от влияний аридного климата. Разнообразятся палеогеографические обстановки угленакопления. В частности, распространяются угли класса фюзенитов, формировавшиеся в болотах неустойчивого гидрологического режима.

На конец перми — ранний и средний триас приходится почти полное угасание углеобразования. Новая волна интенсивного угленакопления начинается лишь в позднем триасе и достигает максимума в ранней — средней юре. Это уже был исключительно лимнический тип, приуроченный к различным внутриконтинентальным бассейнам. Среди юрских растений — углеобразователей главная роль принадлежала мезофильным хвойным (подозамиты) и гинкговым, обладавшим тонкой корой и мощной древесиной. Мезозойское угленакопление почти полностью выходит за пределы тропиков и локализуется в зоне бореального океанического климата. С этого времени углеобразующая растительность больше нуждалась в климате с малыми сезонными колебаниями осадков и температуры, чем в климате с высокими температурами. Возникает парагенезис угленосных отложений с мезомиктовой и полимиктовой терригенными формациями, которым свойственно слабое разложение не только минераль-

ного вещества, но и растительных остатков (соответственно повышенная их фоссиллизация). В зоне же распространения олигомиктовой формации (тропический и почти тропический климаты) отмечаются лишь единичные углепроявления. Среди углей ранней и средней юры преобладают гелитолиты.

В поздней юре — раннем мелу еще отчетливее обозначается связь угленакопления с лесной зоной бореального климата. Возросшая в это время континентализация климата способствовала ослаблению минерализации органических остатков и соответственно возрастанию объемов захоранивающейся органики. Угли этого времени отличаются большим разнообразием петрографических типов. Наряду с гелитолитами, формировавшимися в обстановках постоянно обводненных болот, в которых достигается полное остудение растительных тканей, получили распространение фюзенолиты, накапливавшиеся в периодически подсыхающих болотах, в которых растительные остатки частично подвергались окислению (обугливанию). Эти два петрографических типа углей являются хорошими показателями климатов прошлого. Гелитолиты отражают условия равномерно влажного климата, фюзенолиты фиксируют условия переменного влажного климата, проявляющегося в зоне, пограничной с аридной областью.

32

В позднем мелу и палеогене климатический тип угленакопления существенных изменений относительно юрско-раннемелового не претерпел, хотя в составе углеобразующей растительности произошли огромные перемены в связи со сменой голосеменной флоры покрытосеменной.

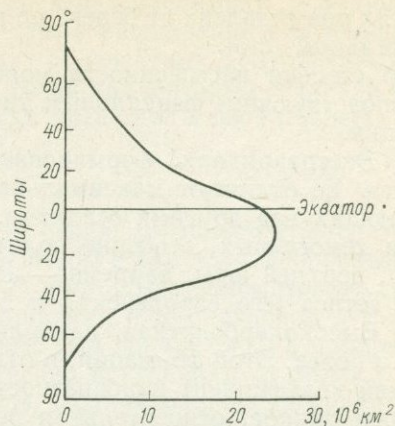
В неогене происходит значительное ослабление угленакопления в бореальной зоне в связи с усилением орогенического процесса и дальнейшей континентализацией климата. Одновременно возникает мощное углеобразование в муссонной области тропиков (позднемиоценовые и плиоценовые угли Юго-Восточной Азии).

В общем климатический тип угленакопления, как палеогеографический, так и геоботанический, в ходе геологической истории претерпел значительную эволюцию. В начальной стадии ( $D_2$ ) процесс был связан с прибрежно-морскими обстановками тропического аридного климата. Затем ( $D_3$  —  $C_1$ ) он проявлялся в условиях приморских низменностей областей гумидного переменного влажного климата; еще позже ( $C_{2-3}$  —  $P$ ) угленакопление становится континентальным, связанным преимущественно с областями бореального климата. В среднем и позднем мезозое, а также в палеогене угленакопление еще более локализуется в бореальной лесной зоне с равномерно влажным климатом. В неогене углеобразование в этой зоне угасает и получает распространение муссонный тип, проявляющийся на островных архипелагах около восточных берегов континентов как в бореальном, так и в тропическом поясах. Поэтому палеоклиматическое толкование конкретных угленосных отложений должно обязательно учитывать эволюцию процессов угленакопления и исходить из возрастных особенностей этих процессов.

### Известняки

Н. М. Страхов и П. Д. Траск показали, что в осадках современных океанов высокие концентрации карбоната кальция приурочены к низким широтам, т. е. к областям с теплым климатом, и отсутствуют в высоких широтах, т. е.

Рис. 4. Современное распространение карбонатных осадков по широтам [Fairbridge, 1964].



в областях с низкой температурой воды (рис. 4). Накопление карбоната кальция в морях тропической и субтропической областей связано с тем, что теплые воды содержат мало углекислого газа, способствующего растворению извести, поэтому она часто достигает пересыщения с выпадением избытка в осадок.

Н. М. Страхов и П. Д. Траск считают, что в минувшие геологические эпохи накопление извести, как и ныне, происходило в теплых морях, и поэтому карбонатные отложения могут рассматриваться как зональные осадки тропиков и субтропиков. В особенности это относится к условиям морского мелководья, где прогретый и пересыщенный известью слой воды касается дна. В глубоком тропическом море интенсивность накопления карбонатов ослабевает: известь, осаждающаяся из верхнего пересыщенного слоя (200 м) и попадающая в нижнюю недосыщенную толщу воды, частично растворяется вновь. В теплых морях все осадки, даже терригенные, накапливающиеся в тектонически подвижных областях, содержат много извести. Примером могут служить флишевые толщи различных областей Тетиса, включающие постоянную примесь карбонатного материала.

Кроме температуры, влияние которой на осаждение кальциевых карбонатов из морских вод является решающим, существенное влияние на развитие этого процесса оказывают также степень испарения, интенсивность освещения и размеры опресняющего континентального стока. Сильное испарение, повышающее общую соленость морских вод, и сильное освещение, повышающее активность известьдобывающих организмов, увеличивает садку карбоната кальция, тогда как континентальный сток, разбавляющий морские воды, понижает растворимость извести и ослабляет процесс карбонатной седиментации. Поэтому в аридной области накопление извести происходит интенсивнее, чем в области влажного тропического климата с его несколько пониженной температурой, мощной облачностью, уменьшающей освещение, и обильным речным стоком.

Зона карбонатного осадконакопления в аридном и гумидном климатах располагается на разных расстояниях от материка. В аридной области вследствие отсутствия континентального стока речных вод и влекомого ими обломочного материала эта зона начинается непосредственно от берега, а в гумидных

областях она отдалена от берега на расстояние тем большее, чем обильнее континентальный сток.

По степени насыщенности морских осадков карбонатным материалом и по господствующим фаціальным типам различаются следующие карбонатные формации.

1. Экстрааридная, формировавшаяся в условиях аридного тропического климата. Ее отличают максимальная концентрация карбонатных пород, обладающих над другими осадками, обилие органогенных, в частности рифовых, и хемогенных, особенно оолитовых, известняков. Пример — отложения триаса, верхней юры, баррема — апта, верхнего мела и палеогена западной части Тетиса (его европейская и ближневосточная части).

2. Высококарбонатная, накапливавшаяся во внеаридных областях тропического пояса. Этой формации, в отличие от предыдущей, свойствен несколько меньший коэффициент карбонатности разреза, повышенная роль пелитоморфных известняков, относительная редкость рифогенных известняков и подчиненное значение хемогенных. Ослабление карбонатного осадконакопления в морях влажных тропиков связано с разбавлением их вод континентальным стоком и с поступлением огромных масс обломочного материала, в результате чего карбонаты кальция в больших количествах захватываются глинами и песками и накапливаются в виде смешанных карбонатно-терригенных осадков: известковых глин, мергелей, известковистых песчаников. Пример — мезозойские и кайнозойские толщи морских осадков Юго-Восточной Азии.

3. Умеренно карбонатная, проявляющаяся в областях субтропического климата. Эта формация содержит мало чистых известняков; ей больше свойственны смешанные карбонатно-терригенные осадки. В ее зоогенной фации совсем нет коралловых, водорослевых, брахиоподовых и фораминиферовых известняков, хотя широко распространены пеллециподовые и гастроподовые ракушечники. Примером могут служить толщи морских осадков мезозоя и палеогена Северо-Западной, Средней и Юго-Восточной Европы.

4. Малокарбонатная, отвечающая субтропическому климату, переходному к умеренному. В ней карбонатный материал содержится в незначительном количестве в виде единичных прослоев известняков и главным образом в виде известняковых и мергельных конкреций, приуроченных к отдельным стратиграфическим горизонтам. Пример — морские отложения юры и мела Северо-Восточной Азии, плиоцена юга Русской платформы и Закаспия.

5. Бескарбонатная, формирующаяся в условиях умеренного климата. Эта формация лишена карбонатного материала или содержит его в ничтожном количестве как примеси в цементе песчаника и в глинах, причем этот материал преимущественно терригенного происхождения. Пример — морские кайнозойские отложения Северо-Восточной Евразии.

Климатическое значение имеет и фаціальный тип карбонатных осадков. В направлении к аридной области уменьшается значение обломочных известняков и поднимается роль хемогенных, в частности оолитовых.

При оценке климатических условий прошлого может использоваться и минералогический состав карбоната кальция в ископаемых остатках. Геохимические исследования скелетных частей современных беспозвоночных выявили закономерное увеличение числа и общего количества организмов, имеющих арагонитовый и смешанный арагонит-кальцитовый скелеты, по мере перехода

от субтропиков к тропическому поясу, а в пределах последнего — от областей муссонного климата к аридным. Отмечено также расширение с течением геологического времени групп беспозвоночных, обладающих арагонитовым скелетом. В частности, палеозойские кораллы имели кальцитовый скелет, а арагонитовый появился только у их кайнозойских представителей [Teichert, 1964].

### Доломиты

Доломиты, как и известняки, являются осадками областей теплого климата. Н. М. Страхов [1963] показал, что масштабы и тип доломитообразования в ходе геологической истории изменялись. В протерозое доломитообразование представляло основной вид карбонатного процесса и происходило в морских бассейнах всех типов. В палеозое этот процесс был локализован в прибрежном мелководье и на отмелях и уже не существовал в условиях открытого моря. В мезозое и кайнозое накопление доломитов ограничивалось лагунами аридной области, а в настоящее время этот процесс идет лишь в некоторых континентальных водоемах, например содовых озерах.

Известно, что растворимость доломита в природных водах выше растворимости кальцита, поэтому доломит выпадает после кальцита при возрастающей минерализации воды и повышенном щелочном резерве. Н. М. Страхов [1963] полагает, что в протерозое и палеозое атмосфера содержала много углекислого газа и соответственно щелочной резерв моря был выше. В это время доломитовое вещество в морях было близко к насыщению. В мезозое и кайнозое концентрация углекислого газа в атмосфере уменьшалась и возрастало содержание в морской воде сульфат-иона, в результате чего доломитовое вещество все больше и больше удалялось от насыщения и состояние насыщенного раствора, допускавшего осаждение, могло достигаться лишь в условиях сильного испарения экстрааридной области.

Таким образом, климатическая обусловленность доломитообразования с течением времени изменялась. В протерозое накопление доломитов, по предположению Н. М. Страхова, могло происходить даже в морях гумидных зон, в палеозое оно было связано с умеренно аридными условиями, а в мезозое и кайнозое не выходило за пределы экстрааридной области. Следовательно, при использовании доломитов в качестве индикатора древних климатов необходимо учитывать исторические изменения процессов доломитообразования. В каждом конкретном случае палеоклиматическая интерпретация доломитов должна исходить из особенностей развития процесса доломитообразования в соответствующий этап геологической истории\*.

Существенное значение для палеогеографических и палеоклиматических реконструкций имеет отношение  $Ca/Mg$  в карбонатных породах. Наблюдения над современными осадками неритовой зоны в районе Багамских островов (рис. 5) показали, что концентрация магния в них возрастает в сторону прибрежного мелководья, где морские воды подвергались более сильному прогреву. В направлении открытого и глубокого моря высокомагнезиальный кальцит по-

\* По Р. Файербриджу, климатическим (температурным) индикатором является не сам доломитовый осадок, а образующие его известковые водоросли — наиболее распространенный органический концентратор  $MgCO_3$ .

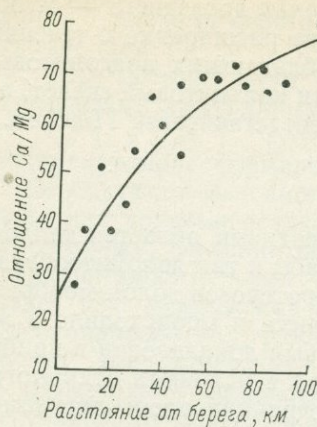


Рис. 5. Отношение Ca/Mg в современных карбонатных осадках неритовой зоны Багамских островов, определенное по профилю южнее о. Андрос [по Чиллингеру].

36

степенно сменяется маломagneзиальной разностью [Fairbridge, 1964]. Фиксация магния в карбонатных осадках прибрежной зоны осуществляется главным образом чувствительными к свету водорослями.

Как показали работы А. П. Виноградова и А. Б. Ронина по Русской платформе и Р. Файербриджа по Северо-Американской платформе, отношение Ca/Mg с течением геологического времени возрастало. Содержание магния в карбонатных осадках неуклонно убывало, особенно интенсивно это происходило начиная со второй половины палеозоя, очевидно, в результате связывания огромных количеств углекислого газа при массовом образовании углей и осадении известняков. Пик кривой Файербриджа (рис. 6), приходящийся на мел и палеоген, совпадает с широчайшим распространением в это время известковых водорослей и фораминифер, содержащих в своих скелетных остатках мало магния.

Индикатором палеоклиматических условий может служить также отношение Sr/Ca в карбонатных породах. Как правило, стронций не образует самостоятельных минеральных образований, по своим геохимическим особенностям он склонен входить в кристаллические решетки кальцийсодержащих минералов (кальцит, арагонит, ангидрит, гипс и др.) при выпадении из морской воды совместно с карбонатами и сульфатами кальция. Поэтому в осадочных толщах основная масса стронция находится в рассеянном состоянии.

Как установлено наблюдениями, отношение Sr/Ca в карбонатных осадках и скелетах беспозвоночных повышается по мере роста температуры морской

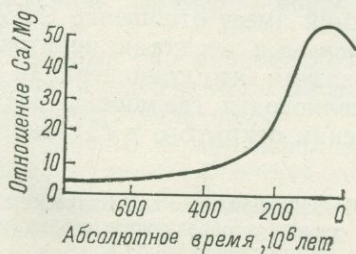


Рис. 6. Отношение Ca/Mg в осадках Северной Америки и Европы как функция времени [Fairbridge, 1963].

воды и приближения к аридизированному побережью. В пределах Евразии наиболее высокие значения Sr/Ca получены для карбонатных пород мезозойского и кайнозойского возраста западной (аридизированной) части Тетиса.

### Соленосные отложения

Процессы соленакопления в геологической истории претерпели эволюцию. Изменялись главным образом палеогеографические обстановки и масштаб проявления этих процессов. По заключению Н. М. Страхова [1963], накопление кальциевых сульфатов (гипс, ангидрит), галититов и калийсодержащих осадков началось где-то на границе протерозоя и кембрия и далее развилось с периодическими колебаниями в зависимости от изменения тектонических обстановок и климата.

В гумидные фазы климатической истории Земли, приходящиеся на силур, ранний карбон, раннюю и среднюю юру, альб, соленакопление ослабевало почти до полного угасания, а в аридные фазы раннего кембрия, девона, поздней перми, триаса, поздней юры и позднего мела, наоборот, усиливалось, достигая расцвета. В палеозое соленакопление происходило в обширных заливах и в краевых частях эпиконтинентальных морей, занимавших площади в многие сотни квадратных километров. Таковы условия накопления соленосных отложений кембрия Сибирской платформы, девона Московской синеклизы, перми Прикаспийской синеклизы и Приуралья, перми и триаса Северо-Германской впадины.

Палеозойские солеродные бассейны были мелководными, в результате чего в них на относительно малые объемы воды приходились обширные поверхности выпаривания. Затрудненные связи с открытым морем и ослабленный гидродинамический режим внутри бассейна поддерживали в нем испарительную концентрацию солей.

В мезозое масштабы процессов соленакопления сокращаются и изменяется их палеогеографический тип, теперь обычной становится приуроченность к относительно небольшим лагунам аридной области. В кайнозое процессы соленакопления ослабевают еще больше и в существенной части переходят на континент. В неогене аккумуляторами солей выступают бессточные озера аридной области, получавшие значительный сток вод от смежных районов гумидной зоны (соленосные толща миоцена внутренних впадин Тянь-Шаня и плиоцена Цайдамской впадины). По расчетам Н. М. Страхова [1963], для того чтобы в континентальных условиях могла сформироваться соленосная толща большой мощности, аккумулирующий ее водоем должен обладать значительными размерами и обширным водосбором, причем приток вод должен уравновешивать испарение, иначе соленосная толща не будет образовываться либо в результате высыхания водоема, либо вследствие разбавления вод озера до такой степени, при которой садка солей прекратится.

Климатические условия соленакопления с кембрия существенно не изменились. Этому процессу постоянно благоприятствовал жаркий сухой климат с общим преобладанием испарения над атмосферным увлажнением. Свидетельствами высокой аридизации климата областей соленакопления являются: а) частая ассоциация соленосных отложений с карбонатными красноцветами, которые одновременно с солями формировались на суше в условиях жаркого

климата с периодами засухи продолжительностью 5—6 месяцев; б) слабое развитие в морских соленосных сериях терригенного материала, который не мог поставиться в седиментационный бассейн с окружающей его сильно аридизированной суши.

Все современные области соленакопления характеризуются высоким показателем испарения. Согласно Р. Грину [Green, 1961], современные солеродные бассейны Северной Америки находятся в областях, где испарение (2500—3000 мм/год) в 2,5—3 раза превышает атмосферное увлажнение (1000 мм/год), а средняя годовая температура держится на уровне 19—20° С (зимняя не ниже 10° С).

Выпадение солей происходит при всех градациях аридного климата, но особенно интенсивен этот процесс при экстрааридном климате, когда испарение превышает увлажнение в десятки раз. Вместе с тем нет однозначной связи крупных накоплений солей с континентальными районами экстрааридного климата, так как в этих климатических условиях солеродный бассейн, если он не получает мощного и постоянного притока вод из гумидной зоны, скоро прекращает свое существование в результате быстрого и полного испарения его вод.

Составленный Ф. Лотце атлас карт распространения соленосных отложений в различные периоды геологической истории (от кембрия до антропогена) показал, что географическое распределение их отчетливо зональное, причем в раннем палеозое зона соленакопления (в пределах Северного полушария) в основном располагалась в приполярной области. С течением времени она перемещалась к югу и уже в перми находилась в средних широтах, а в поздней юре приблизилась к ее современному положению (рис. 7).

Делаются попытки определения температуры образования соленосных отложений на основании экспериментальных данных путем изучения полей стабильности отдельных минералов и минеральных ассоциаций, которые в свою очередь используются для оценки интервала температур образования природных солей путем установления пропорций галогенных минералов и состава их смешанных кристаллов при разных значениях температуры [Braitsch, 1964]. Эти методы применимы лишь к соленосным отложениям, не претерпевшим заметных изменений при эпигенезе и диагенезе, чего в природе, по существу, не бывает.

Были попытки привлечь для количественной оценки климатов прошлого и состав кальциевых сульфатов — соотношение гипса и ангидрита. Многие ученые считали, что при концентрации солей в пределах от нормальной (3,5%) до 12% и температуре воды 25—26° С в осадок выпадает гипс; с повышением же концентрации солей до 12—20% и температуры рассола до 30—34° С происходит осаждение ангидрита. В этом случае количественные отношения гипса и ангидрита могли бы послужить основанием для расчета температурного режима солеродного бассейна. Однако эксперименты по садке кальциевых сульфатов при различных температурных условиях показали, что ангидрит из морских вод осаждаться не может. По видимому, ангидрит представляет собой вторичное образование, возникшее в результате дегидратации гипсов, которые и являются первичным осадком. Таким образом, соотношение содержаний гипса и ангидрита в соленосной толще для палеоклиматических целей, по-видимому, использовать нельзя.

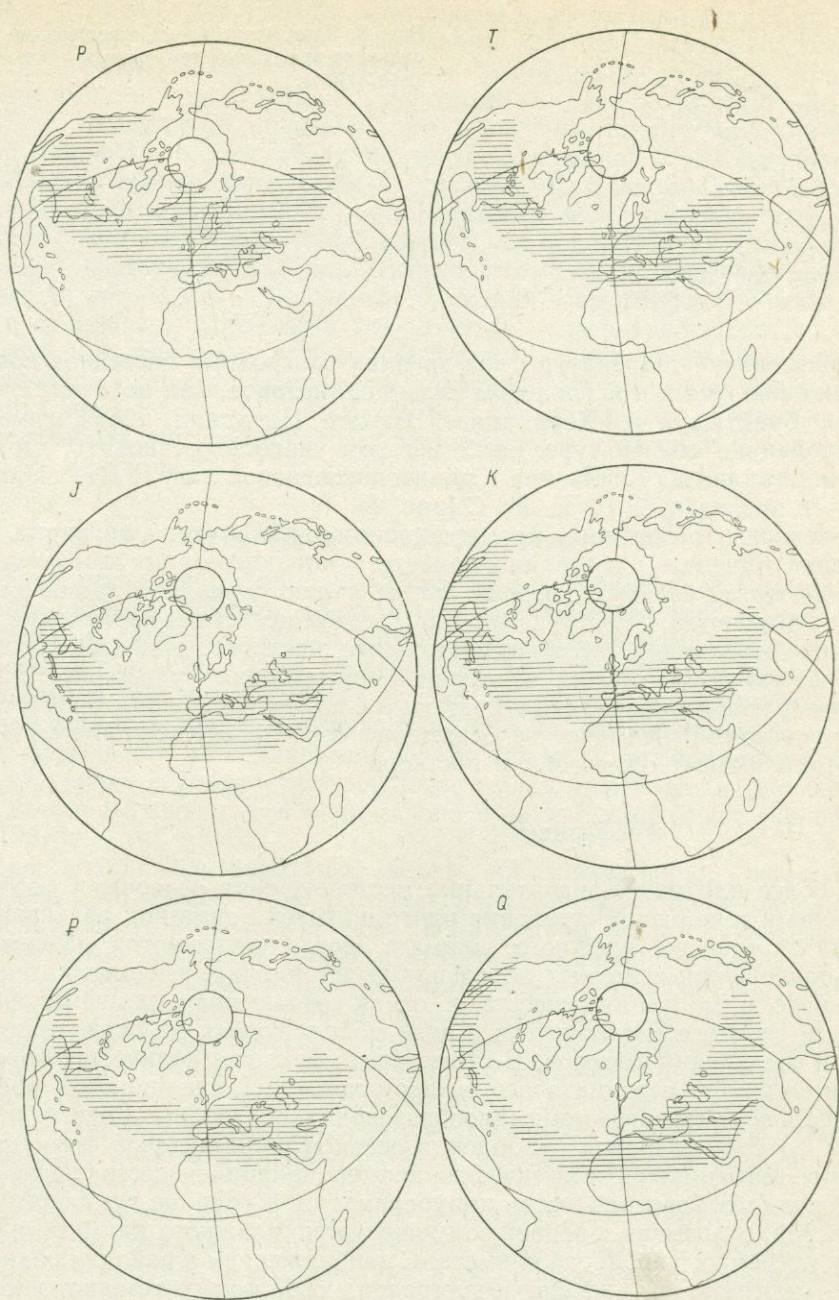


Рис. 7. Положение поясов соленакпления Северного полушария в разные периоды геологической истории [Schwarzbach, 1961].

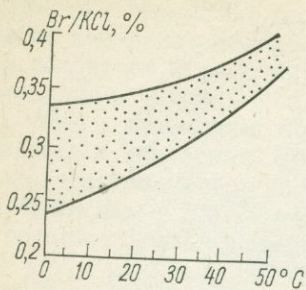


Рис. 8. Содержание брома в первичном сильвине при разной температуре [Braitsch, 1964].

40

Грубая оценка температуры вод древних солеродных бассейнов возможна по содержанию брома в ископаемом сильвине, которое, как показали эксперименты О. Брайтша и А. Херрманна [Braitsch, Herrmann, 1965], изменяется пропорционально температуре. Этим методом удалось установить, что температура кристаллизации сильвина в раннеолигоценовой лагуне Верхнего Рейна менялась в пределах от 10 до 50° С (рис. 8).

В соленосных отложениях кроме макрокомпонентов (гипс, ангидрит, калий-содержащие минералы) постоянно присутствуют акцессорные компоненты (целестин, флюорит, бораты), которые также являются индикаторами аридного климата. Согласно Н. М. Страхову [1962], садка целестина происходит в среднюю стадию осолонения бассейна, поэтому его основные концентрации локализуются частью в доломитах, частью в вышележащих сульфатных породах. Максимум флюоритонакопления приходится на конец доломитовой стадии и начало сульфатной. Химическое осаждение боратов осуществляется при минерализации, близкой к эвтонике раствора.

### Фосфориты

Все более или менее значительные месторождения осадочных фосфоритов приурочены к зоне распространения олигомиктовой формации, развивающейся в условиях теплого влажного климата, когда достигаются максимальная степень разложения исходных пород при выветривании, наиболее интенсивная мобилизация и миграция веществ и самая совершенная их дифференциация в процессе переноса и отложения. Среди мобилизуемых на суше веществ входят и соединения фосфора. В существенно меньшем количестве фосфориты встречаются в зоне мезомиктового осадконакопления, где процессы мобилизации веществ и аутигенное минералообразование ослаблены. Совсем не представлены фосфориты в зоне накопления осадков полимиктовой формации, где химическое выветривание и химическая дифференциация веществ сходят на нет.

Основная фосфоритоносность приурочивается к границе гумидной и аридной областей, охватывая в первой зону переменного влажного климата, а во второй зону умеренного аридного климата. С приближением к районам равномерно влажного климата, так же как и экстрааридного, фосфоритонакопление угасает.

В гумидном и аридном климатах фосфоритоносность проявляется не одинаково. Аридный тип, наиболее богатый, характеризуется хемогенным генези-

сом. Он представлен пластовыми, оолитовыми и зернистыми фосфоритами с высоким содержанием  $P_2O_5$  (месторождения Каратау, Северной Америки, Северной Африки). Залежи фосфоритов в аридных разрезах сочетаются с доломитами и кремнистыми породами, хотя некоторые исследователи (Г. И. Бушинский) полагают, что осаждение происходило из вод нормальной солёности, а с обстановками лагун, так же как и опресненных континентальных бассейнов, фосфориты не связаны. Для месторождений гумидной зоны характерен желвачный тип фосфоритов с менее высоким содержанием  $P_2O_5$ . При гумидном фосфоритонакоплении, как показал Н. М. Страхов [1963], преобладает биогенная фиксация фосфора в осадке, а хемогенное осаждение отступает на второй план. В разрезах гумидной зоны фосфориты часто ассоциируют с железистыми осадками, глауконито- и сидеритосносными.

В общем фосфориты указывают на тёплый, несколько засушливый климат или переменный влажного (средиземноморского), или умеренно аридного типа. С каким конкретно из этих климатов был связан процесс, позволяет судить морфологический тип фосфоритовых накоплений в сочетании с сопровождающими их осадками.

### Аутигенные минералы железа

В аутигенном минералообразовании железу принадлежит значительная роль, что связано главным образом с его большим содержанием в земной коре. Одним из свойств железа, важным в геохимическом отношении, являются его переменная валентность и сравнительно легкий переход от одной валентности к другой. Основная масса железа заключена в силикатах в двухвалентной форме. В зоне выветривания железо под воздействием воды и углекислоты выделяется из силикатов и в виде бикарбоната поступает в раствор. В окислительных условиях двухвалентное железо переходит в трехвалентную форму, которая имеет другой радиус иона и другие химические свойства [Сауков, 1951].

Среди аутигенных соединений железа обе формы широко представлены, но в разных количественных соотношениях, что зависит от окислительно-восстановительного потенциала среды. В природных зонах с преимущественно окислительными условиями (области сухого и переменного влажного климата) преобладает трехвалентное железо, а в зонах, где господствуют восстановительные условия (равномерно влажный климат), ведущая роль переходит к двухвалентному. Таким образом, соотношение трех- и двухвалентного железа в аутигенной части осадка может использоваться в качестве индикатора климатов прошлого. Об этом соотношении можно судить даже по окраскам пород, поскольку обе формы являются распространеннейшими природными пигментами. Трехвалентное железо сообщает осадкам красный цвет, а двухвалентное — зелено-голубой (рис. 9).

Закисное железо легко переходит в раствор и мигрирует в природных водах, богатых органическим веществом и не содержащих свободного кислорода. При окислении этих вод образуются труднорастворимые соединения трехвалентного железа, выпадающие в осадок. Красноцветные отложения, пигментированные гематитом, реже лепидокрокитом и гётитом, формируются преимущественно в условиях тропического переменного влажного климата. Источником

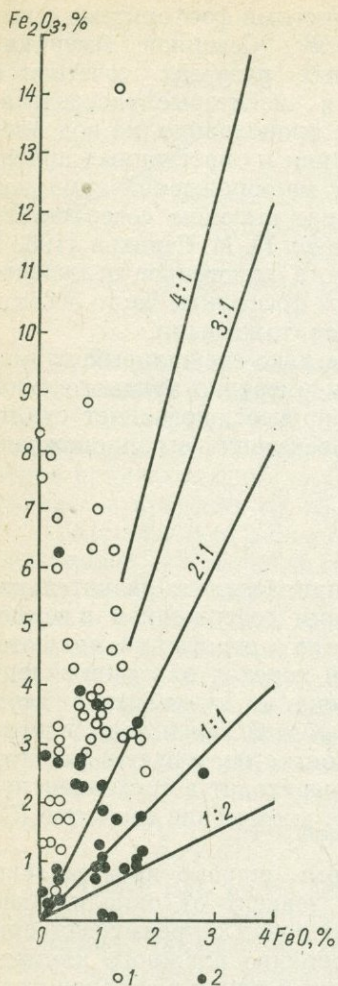


Рис. 9. Соотношения содержаний  $FeO$  и  $Fe_2O_3$  в красноцветах (1) и сероцветах (2) [Houten, 1961].

красного пигмента обычно служат латеритовые и ферро-сиаллитовые коры выветривания, развивающиеся в условиях влажного тропического климата с короткими засухами. Процессы латеритизации выражаются в полном разложении алюмосиликатов материнской породы, выносе всех ее подвижных компонентов и прежде всего кремнезема, содержание которого при этом уменьшается до 10—2% вместо исходных 45—55%. Вместе с тем содержание нерастворимых полуторных окислов железа и алюминия поднимается до 80—90% вместо 15—20% в коренной породе.

Латеритовые коры обогащаются также не поддающимися выветриванию минералами — кварцем и некоторыми аксессуориями (рутил, циркон, турмалин, гранат), которые при размыве коры формируют псаммитовые осадки мономиктового и олигомиктового типов. Временные засухи способствуют сильному нагреванию верхних горизонтов коры выветривания, развитию восходящего потока почвенных растворов, коагуляции и осаждению железа в виде труднорастворимых окислов. Поэтому верхняя зона латеритовой коры выветривания сложена наиболее окисленными и наиболее стойкими минералами.

Ф. Хутен полагает, что железистый пигмент красноцветов имеет обломочное происхождение и переносится во взвешенном состоянии. Накапливается он частично в виде гидрогематита, который в результате последующей дегидратации переходит в гематит [Houten, 1961]. В красно-

цветах гематит находится в тонкорассеянном состоянии и в основном сосредоточен в глинах, которые поэтому окрашены темнее, чем песчаники.

Как можно судить по новейшим латеритам и красноземам (плиоцен-антропогенным), благоприятной природной зоной для них являются пограничные области саванны и влажного тропического леса (рис. 10), имеющие среднегодовую температуру 20—23°C, июльскую 27—28°C, январскую не ниже 15°C и годовую сумму осадков 1200—1300 мм с продолжительностью сухого сезона 2—3 месяца. Если латеритовое выветривание вообще не может развиваться при среднегодовой температуре ниже 16°C и годовых осадках менее 1000 мм, то обычное красноземное выветривание, не связанное с накоплением свободного глинозема, может протекать и в опустыненной саванне с продолжительностью сухого сезона до 6 месяцев и годовой суммой осадков до 500—

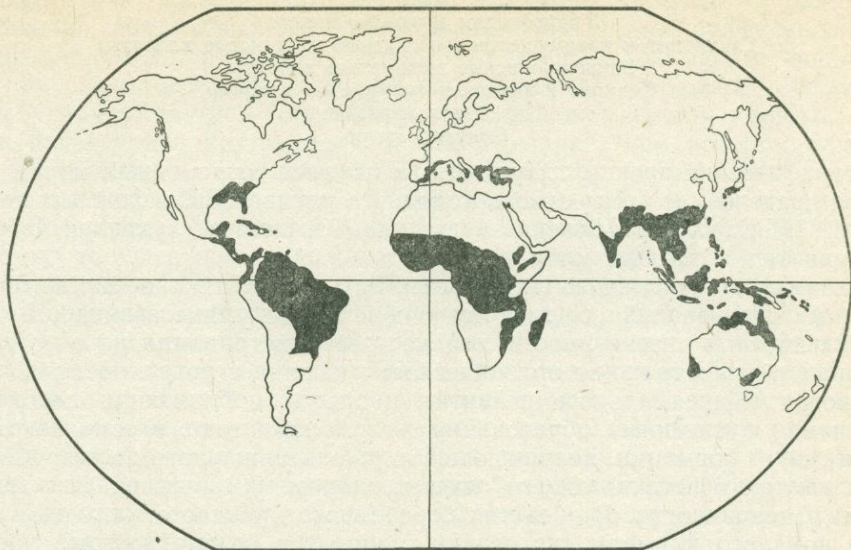


Рис. 10. Распространение современных и четвертичных латеритов и красноземов [Houten, 1961].

400 мм, а также в саванно-степи, где среднегодовая температура может опуститься до  $12^{\circ}\text{C}$ .

Красноцветный гематитовый материал сохраняется только в окислительных условиях; попадая в иную среду, он сразу же восстанавливается, и цвет осадка становится зелено-голубым. Поэтому накопление красноцветов происходит лишь вблизи источников терригенного питания и только в субаэральных обстановках (элювиальные, делювиальные, эоловые, аллювиальные и пляжевые фации), обеспечивающих доступ кислорода. Сохранению соединений трехвалентного железа препятствует также растительность, продукты гниения которой раскисляют эти соединения и тем самым уничтожают красный пигмент.

В гумидном климате, близком к равномерно влажному, мобилизация железа происходит в каолиновых корах выветривания. Основной формой его миграции становится перенос в растворенном состоянии и в виде взвесей с миецеллами глинистых минералов. Дистанции переноса от источников питания до места осаждения значительно возрастают. Накопление железа осуществляется преимущественно в морском мелководье, представлено двухвалентной формой в составе железистых хлоритов, глауконита и сидерита. Железистые осадки здесь приобретают зеленую окраску.

В соответствии с поведением окислительно-восстановительного потенциала среды железистые минералы в седиментационном бассейне дифференцируются, образуя пояса, последовательно сменяющие друг друга в направлении от берега к открытому морю [Теодорович, 1964].

Берег  
Гидроокислы и окислы железа  
Глауконит и преимущественно окисные железистые хлориты  
Закисно-окисные железистые хлориты  
Сидирит и закисные железистые хлориты  
Пирит или марказит  
Открытое море

Географические ареалы глауконита в осадках современных морей не выходят за пределы изотермы самого холодного месяца  $0^{\circ}\text{C}$  и годовых температур ниже  $12^{\circ}\text{C}$ , т. е. накопление аутигенного железа в двухвалентной форме также связано с теплым климатом.

44

Показателем зонального типа климата служит и относительный объем аутигенных образований в составе осадочной толщи, прямо зависящий от продолжительности и интенсивности химического выветривания на окружающих водосборах и от содержания органического вещества в поверхностных и грунтовых водах. Максимального развития процессы мобилизации, миграции и аккумуляции аутигенных образований железа достигают в зоне накопления олигомиктовой формации, возникающей в условиях жаркого достаточно влажного климата, обеспечивающего круглогодичное химическое выветривание большой интенсивности. В областях бореального гумидного климата и тропического аридного климата, где осадки становятся мезомиктовыми, масштабы аутигенного минералообразования резко сокращаются, а в климатах умеренном и экстрааридном, допускающих лишь полимиктовое осадконакопление, аутигенное минералообразование почти полностью угасает.

Географическое положение и ширина пояса интенсивной экзогенной мобилизации, миграции и аккумуляции железа на территории Евразии в разные отрезки ее истории периодически менялись в зависимости от резких изменений климата. В периоды сильной гумидизации (поздний триас, ранняя и средняя юра, альб, олигоцен) этот пояс расширялся и смещался внутрь материка, а в периоды аридизации (ранний и средний триас, поздняя юра — неоком, поздний мел — палеоцен) он, наоборот, суживался и отступал к окраинам материка.

Соответственно этим периодическим колебаниям климата области преимущественного накопления окисных и закисных соединений железа на Евразийском материке изменяли свои размеры и конфигурацию. В аридные фазы область накопления окисных соединений (область красноцветного выветривания и осадкообразования) резко увеличивала свои размеры, захватывая преобладающую часть материка (ранний и средний триас, неоком), а в гумидные фазы сокращалась едва не до полного исчезновения (ранняя и средняя юра). В неогене в связи с похолоданием и распространением умеренного климата на Среднюю и Юго-Восточную Европу, Казахстан, Центральную Азию и Северный Китай тропическое (отчасти субтропическое) красноцветное выветривание сменялось бореальным сероцветным, при котором массового выделения железистого пигмента уже не происходило.

### Бокситы

Бокситы, как все другие континентальные образования, особенно тесно связаны с климатом и особенно «чутко» реагируют на его изменения. Бокситы и сопутствующие им осадки (кварцевые пески, каолиновые глины, железистые

руды гидрогематит-шамозитового состава) являются продуктами размыва и переотложения латеритовых кор выветривания. На прямые связи бокситоносных отложений с латеритовыми корами указывают наблюдаемые во многих случаях их взаимопереходы. Главная составная часть боксита — свободный глинозем — продуцируется только при тропическом влажном климате, допускающем интенсивное круглогодичное выветривание, при котором алюмосиликаты разлагаются до выделения свободных полуторных окислов.

Процессы бокситообразования в ходе геологической истории претерпели эволюцию. По представлениям Н. М. Страхова [1960], в докембрии и раннем палеозое, когда содержание углекислого газа в атмосфере было высоким, процессы химического выветривания протекали интенсивнее, чем в более поздние времена. Коры выветривания со свободными полуторными окислами развивались энергичнее и мощнее, при этом водородный показатель континентальных вод благодаря обилию углекислого газа был намного ниже современного, что способствовало массовому переходу глинозема в раствор, выносу его в морские бассейны и осаждению химическим путем. С падением содержания углекислого газа в атмосфере, происходившим во второй половине палеозоя и еще больше в мезозое и кайнозое, химическое выветривание ослабевало, миграция в растворах сменялась переносом в виде взвесей, а химическое осаждение уступало место механическому.

О новейших латеритах известно, что их образование происходит в тропическом переменном влажном климате с двумя сезонами: дождливым, когда влага продвигается от поверхности в глубину, и сухим, в течение которого развиваются восходящие токи грунтовых вод к поверхности. Во влажные сезоны глинозем и соединения железа перемещаются в более низкие горизонты латеритовой коры, а в сухие сезоны они вместе с капиллярной влагой снова выносятся к поверхности, где и накапливаются в нерастворимой форме. В системе природной зональности латериты занимают строго определенное место, приурочиваясь к влажной саванне, саванному лесу и частично к влажному тропическому лесу, где существует сухой сезон продолжительностью от 3 до 1 месяца и среднегодовая температура держится на уровне 24—26° С.

Особенно благоприятен для латеритового выветривания и накопления бокситов средиземноморский тип тропического климата (в меловом и палеогеновом периодах в Средиземноморье распространялся тропический климат) с жарким сухим летом и влажной мягкой зимой. Большой дефицит влаги в вегетационный период ограничивал развитие растительности и соответственно понижал роль гумусовых веществ в процессах аутигенного минералообразования. Кислые среды, способствующие образованию вторичной связи коллоидной кремнекислоты и глинозема в каолините, не получили регионального распространения. Поэтому в местных корях выветривания и образующихся при их размыве осадках накапливалось много свободного глинозема, чем и объясняется их высокая бокситоносность (меловые и палеогеновые отложения Средиземноморья, Средней Европы, Северного Казахстана, Чулымо-Енисейской впадины, Енисейского края).

Вместе с тем другой тип тропического климата — муссонный, представленный в Юго-Восточной Азии, неблагоприятен для образования бокситов. Этот климат характеризуется дождливым летом и сухой зимой и соответственно несколько иным воздействием на геохимические процессы. Обилие атмосфер-

ных осадков в вегетационный период способствует пышному развитию растительности и повышению геохимической роли гумуса и углекислоты. Преобладающие в муссонном климате кислые среды осадконакопления вели к почти полному связыванию глинозема в каолините и, следовательно, к слабому развитию бокситоносности.

В умеренно теплом климате, еще близком к тропическому (почти тропический), который в меловом и палеогеновом периодах господствовал на территории Северо-Западной и Юго-Восточной Европы, а также в Западной и Южной Сибири до Забайкалья включительно, получили распространение полуплатериты, отличающиеся более низким значением отношения суммы  $Al_2O_3 + Fe_2O_3$  к  $SiO_2$ . Судя по климатическому типу растительности и экологическим комплексам позвоночных, остатки которых встречаются в полуплатеритах, процессы аккумуляции свободного глинозема прекращаются при термическом режиме со среднегодовой температурой 21—20°С.

46 Климат боксита близок (во времени и в пространстве) климату угленакпления, связанного с олигомиктовой формацией. Об этой близости свидетельствуют многочисленные случаи залегания бокситоносных пестроцветов в основном угленосных серий олигомиктового типа (тропического) или в зонах их выклинивания на границе с областью сноса (примерами могут служить отложения нижнего карбона Московской синеклизы и верхнего карбона Северного Китая).

Показателем климатических условий прошлого в некоторой мере служит минералогический состав бокситов (в случае, когда он не является следствием влияний тектонического фактора). Меловые и палеогеновые бокситы древнего Средиземноморья и Юго-Восточной Азии проявляются приблизительно в одинаковых тектонических условиях, однако в первых больше распространен одноводный гидрат глинозема — бёмит, а во вторых бокситы сложены преимущественно трехводным гидроокислом алюминия — гиббситом. Возможно, что эти различия в минералогическом составе бокситов связаны с климатом: в муссонной области Юго-Восточной Азии, отличающейся обильными атмосферными осадками в теплую половину года, когда геохимические процессы в коре выветривания протекают с наибольшей интенсивностью, возникли многоводные гидроокислы алюминия, а в Средиземноморье с его сухим летним сезоном накапливались в основном маловодные соединения глинозема.

### Аутигенный кремнезем

Согласно Н. М. Страхову [1963] и А. П. Лисицыну [1966], кремнезем находится в морской воде в состоянии резкого недосыщения, исключаящем его химическое осаждение. Основным способом осаждения растворенного кремнезема является биогенный, осуществляемый диатомеями в высоких широтах, радиоляриями — в низких широтах и губками — в тех и других. Поэтому, казалось бы, у кремнезема должна отсутствовать климатическая приуроченность. Однако в размещении накоплений биогенного кремнезема в донных осадках Мирового океана устанавливается отчетливая зональность, отражающая распределение фитопланктона, зависящее в свою очередь от областей выхода к поверхности вод, богатых питательными веществами.

В отложениях эпиконтинентальных морей прошлого массовые накопления аутигенного кремнезема локализируются преимущественно в областях средиземноморского и аридного климата, в которых широко распространены щелочные среды, повышающие растворимость кремнезема и способствующие его свободной миграции. Примерами такой локализации кремнезема могут служить отложения верхнего мела и палеогена Средней и Южной Европы и Арало-Тургайской равнины, испытавшие влияние аридного климата.

Источником кремнезема, накапливающегося в морских осадках (известняки, глины), согласно В. П. Казаринову [1958], являются коры выветривания и формирующиеся при их размыве континентальные отложения. Связь морских накоплений с континентальными источниками прослеживается в коньяк-сантонском и палеоцен-эоценовом кремнистых горизонтах Западной Сибири по последовательной смене континентальных песков с каолиновым и опаловым цементом прибрежно-морскими кварцево-глауконитовыми песками и затем опоками и кремнистыми глинами открытой части моря.

Часто наблюдаемая приуроченность накоплений аутигенного кремнезема к соленосным отложениям дает основание думать, что в условиях повышенной солености (в присутствии сильных электролитов) кремнезем может выпадать из морских вод даже при недостаточном насыщении.

Более определенно при палеоклиматических реконструкциях аутигенный кремнезем может использоваться в парагенезисах с другими соединениями. Известно, что в экстрааридной области активные миграции кремнезема совпадают с подвижностью магния; это приводит к накоплению специфических магнезиальных силикатов типа сепиолита и палыгорскита (например, мел и палеоген Средней и Передней Азии). В умеренно аридной зоне выделения аутигенного кремнезема обычно наблюдаются в ассоциации с фосфоритами (Карагау, Куруктаг), а в зоне переменного влажного климата они постоянно сочетаются с глауконитом и марганцовоносными осадками (мел и палеоген юга Русской платформы).

### Золотые пески (песчаники)

К числу типичных образований аридных областей относятся золотые отложения, формирующиеся под воздействием ветров. Однако ископаемые золотые осадки существенно отличаются от образований четвертичных пустынь; характерные для этих пустынь каменистые плащи, барханные и грядовые пески, лёссы, покрывающие обширные пространства, в ископаемом состоянии не известны. Это, очевидно, связано не столько с недостаточной изученностью золотых отложений древних эпох, сколько со спецификой четвертичного климата, при котором возникли и развивались новейшие пустыни. До плейстоцена климат был менее континентальным и воздействие ветра на земную поверхность в аридных областях было менее интенсивным. Поэтому процессы развевания, золотой дифференциации и аккумуляции не имели того значения, которое они приобрели в новейших пустынях.

Различия четвертичных и древних золотых отложений прежде всего касаются их парагенезисов с вмещающими породами. Четвертичные пески испытали значительное перемещение, в связи с чем они нередко оказываются залегающими на чужеродном субстрате в отрыве от исходных пород — аллювиальных и аллювиально-пролювиальных комплексов, за счет развевания которых

они преимущественно образуются. Пески новейших пустынь подвергались дифференциации при переносе, поэтому они заметно отличаются от исходных пород по минералогическому составу. Они лишены значительной части грубых частиц, остающихся на месте разветвения пылеватых частиц, удаляемых за пределы песчаной пустыни. Сокращается также содержание легкостирающихся минералов (карбонаты, сульфаты), разрушающихся при длительном переносе. Таким образом, золотые пески по сравнению с исходными аллювиальными более однородны по минералогическому и гранулометрическому составу. Окраска четвертичных золотых песков светлая, так как рубашки гидроокислов железа и марганца на них не удерживаются. Слоистость выражена слабо.

Ископаемые золотые пески очень тесно связаны с аллювиальными и бассейновыми комплексами, продуктами перевывания которых они обычно являются. Дистанции переноса их невелики, дифференциация слабо проявляется, поэтому древние золотые пески по минералогическому и гранулометрическому составу близки к исходным озерно-аллювиальным и морским пескам. В древних золотых песках присутствуют даже легкостирающиеся минералы: кальцит, доломит, галит и гипс. Эти пески имеют яркую окраску (одинаковую с вмещающими породами), обусловленную окислами железа и марганца, образующими пленки на поверхности зерен, развитию которых перенос материала на короткие расстояния не препятствует. Основной формой залегаания ископаемых песков являются дюны, и ныне развивающиеся по берегам морей и долинам рек внепустынной зоны. Пески ископаемых дюн отличаются также высоким содержанием матовых зерен кварца, их хорошей сортировкой и окатанностью.

В золотых отложениях дочетвертичного возраста нередко наблюдаются признаки эпизодических затоплений, оставивших илистые осадки, отпечатки дождевых капель, ходы червей, отпечатки лап динозавров. Этим отложениям свойственна отчетливо выраженная косая слоистость с различной крутизной наклона слоев на наветренном и осыпном склонах. Часто наблюдаются и характерные знаки золотой ряби. Систематические измерения элементов косой слоистости позволяют выявлять направления ветров, господствовавших во время формирования древних дюн.

Хорошо изученными примерами золотых песков являются девонские красноцветы Ленинградской области и Минусинского бассейна, пермские красноцветы Аризоны и Британских островов, триасовые красноцветы центральной части Южной Америки, верхнепалеозойские, триасовые и юрские песчаники западных штатов США, олигоценовые пески Парижского бассейна. Изучение древних золотых песчаников западных штатов США, выполненное Ф. Полле [Polle, 1964], позволило установить, что на этой территории в среднем и позднем карбоне, перми, триасе и ранней юре преобладали ветры северных румбов, а в поздней юре — северо-восточного и восточного направлений. Результаты реконструкции палеоветров особенно интересуют геофизиков [Runcorn, 1964], использующих их для подтверждения положения древних широт, установленного палеомагнитным методом.

### Конкреции

Согласно А. В. Македонову [1957], изучение современных конкреционных комплексов показало, что они тесно связаны с крупными ландшафтно-климатическими зонами. От вмещающих пород конкреции отличаются составом накоп-

ливающегося в них хомогенного или биохомогенного вещества. Конкреции являются главным образом раннедиагенетическими образованиями, зависящими от геохимического режима грунтовых растворов.

Конкреции образуются одним или несколькими типоморфными соединениями данной природной зоны, обладающими ограниченной подвижностью и способными устойчиво сохраняться в виде твердой фазы. Ими могут быть окислы железа и глинозем в областях латеритообразования; кальцит, анкерит и доломит в зоне карбонатной седиментации; гипс и опал в континентальных отложениях аридного климата; сидерит в областях угленакопления и т. д.

Конкреционные комплексы зависят не столько от фашиальных условий, сколько от климатической зоны. Именно поэтому конкреции Онежского озера во многом похожи на конкреции Балтийского моря, лежащего с ним в одной климатической зоне, и резко отличны от конкреций озера Севан, находящегося в других климатических условиях.

А. В. Македонов на примере Воркутского бассейна показал, что смена конкреционных комплексов в его терригенных толщах отражает те же исторические изменения климата, которые установлены по карбонатным толщам Русской платформы. Фазам аридизации климата отвечают кальцит-анкеритовые, мергелистые и доломитовые комплексы, а фазам гумидизации — сидеритовые, когда водородный показатель грунтовых растворов снижался и они обогащались подвижным закисным железом и обеднялись кальцием.

Конкреционные комплексы изменялись в ходе геологической истории в соответствии с общей эволюцией климатических типов литогенеза. Поэтому, например, карбонатные конкреции свойственны угленосным толщам только палеозойского и мезозойского возрастов, когда угленакопление совершалось в условиях теплого климата, близкого к тропическому; в угленосных толщах кайнозойского возраста, накопление которых происходило в условиях умеренного климата, карбонатные конкреции не встречаются.

## ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Главными факторами, определяющими условия образования осадков, являются климат и тектонический режим, соединяющиеся в ландшафте. Поэтому формации осадочных пород, связанные с развитием крупных, устойчиво сохраняющихся в течение длительного времени (зональных и региональных) типов ландшафтов, могут систематизироваться и классифицироваться равно как по тектоническим, так и по климатическим признакам. Естественно, что для палеоклиматических реконструкций выделение формаций осадочных пород должно основываться исключительно на признаках, обусловленных климатом времени и места их образования. Такие «климатические» формации принято называть литогенетическими, в отличие от обычных литологических формаций, учитывающих в основном тектонические условия образования осадков. Для того чтобы отвлечься от влияния тектонического фактора и правильно определить зональный или региональный тип литогенетической формации, необходимо в первую очередь обращаться к осадкам, формирующимся в обстановке плоского малоподвижного и слабо дифференцированного рельефа, т. е. к осадкам платформ и срединных массивов, где влияние климата на процессы литогенеза является доминирующим.

Литогенетические формации различаются между собой по характеру и интенсивности воздействия климата на процессы осадкообразования: по степени проработки пород субстрата выветриванием, степени дифференциации продуктов выветривания в процессе переноса и отложения, масштабам и продуктам аутигенного минералообразования. Поскольку характер и ареалы литогенетических формаций (приложение к главе 1) всегда обусловлены климатом, эти формации могут быть использованы при реконструкциях климатов прошлого.

### Формации аридного климата

**Особенности аридного литогенеза.** Аридную область отличают обилие солнечной радиации, непосредственно воздействующей на обнаженные горные породы; значительные в течение суток колебания температуры воздуха, приводящие к неравномерному нагреванию и расширению пород поверхности, вызывающему их растрескивание и шелушение; огромный дефицит влаги вследствие преобладания испарения над атмосферным увлажнением, а поэтому слабое развитие здесь поверхностного и грунтового стока и малое участие воды в процессах выветривания.

50

Растительность в аридной области небогатая, и ее мертвые остатки быстро минерализуются, поэтому роль гумуса в процессах аридного выветривания резко снижена. Коры выветривания в аридной области оказываются маломощными, несовершенно развитыми, в них сохраняется много не переработанного выветриванием материала исходных пород, а на участках с возвышенным рельефом выветривание нередко ограничивается лишь дезинтеграцией пород. Этим определяется повышенная грубообломочность осадков аридной области и высокое содержание в них неустойчивых к выветриванию минералов. Глины имеют здесь ограниченное распространение и сложены наименее выщелоченными минералами — гидрослюдами и монтмориллонитом. В аридной области мигрируют лишь наиболее подвижные соединения — хлориды и сульфаты; в поверхностных водах вследствие их сильного нагрева и испарения эти соединения находятся в состоянии пересыщения и выпадают в осадок, засоляя терригенные отложения.

Для аридной области характерны преимущественно щелочные среды выветривания и осадконакопления, так как в этих процессах участвуют значительные концентрации щелочей, щелочноземельных элементов и их соединений при отсутствии органических веществ. В щелочных средах энергично мигрирует кремнезем, с этим связано широкое распространение в осадках аридной области опала. Интенсивно мигрирует и магний, с которым кремнезем дает своеобразные магниезальные силикаты и алюмосиликаты (пальгорскит, сепиолит и др.). Высокая температура и сухость воздуха аридной области способствуют развитию в ее осадках слабогидратированных и совершенно безводных соединений, таких как гематит, красные гидраты железа, диаспор, ангидрит, маловодные окислы марганца.

В связи с тем что поверхностные водотоки в аридной области возникают эпизодически после редких и кратковременных ливней, типичными фациями ее осадков являются пролювиальные грубообломочные накопления конусов выноса и селевых потоков, а аллювиальные отложения встречаются редко, главным образом в долинах транзитных рек, питаемых водами смежных районов гумидной

зоны. Вместе с тем в аридной области высока роль ветра и связанных с ним золотых накоплений — песков, лёссового мелкозема.

Окраска отложений аридной области яркая и пестрая вследствие ее смен на коротких расстояниях. В тропических районах главными пигментами выступают свободные окислы железа, трех- и двухвалентного. Трехвалентное железо в окислительных обстановках сообщает осадку красный цвет, а двухвалентное, связанное с условиями восстановительной среды, придает осадкам зелено-голубой цвет. Решающее влияние окислов железа на окраску аридных осадков становится возможным благодаря слабому развитию растительности и соответственно малой геохимической роли в аридном осадконакоплении органического углерода, содержания которого оказываются недостаточными, чтобы «погасить» цвета железа [Страхов, 1963].

Аридная область не имеет внешнего стока, поэтому для отложений, в ней накапливающихся, решающее значение приобретает местные источники сноса. Перемещение материала до места отложения происходит на коротких расстояниях, поэтому его окатанность и сортировка плохие. Ископаемые остатки представлены преимущественно обитателями небольших, обычно лишь периодически существующих водоемов. Чаще всего встречаются остракоды и филлоподы, двустворки и гастроподы, двоякодышащие рыбы, амфибии и рептилии.

Аридный литогенез особенно был развит в кембрии, позднем ордовике, лудлове — раннем девоне, поздней перми, раннем и среднем триасе, в поздней юре, мелу и кайнозое.

**Формации аридного тропического климата.** Литогенетическими формациями, характеризующими аридную область тропиков, являются формация карбонатных красноцветов, образующаяся в континентальных бассейнах седиментации; карбонатно-сульфатная, развивающаяся в зоне морского мелководья и лагун; экстракарбонатная, накапливающаяся в обстановках открытого моря.

Ф о р м а ц и я к а р б о н а т н ы х к р а с н о ц в е т о в бывает представлена двумя вариантами, отвечающими зонам разной засушливости.

В наиболее сухой части аридной области континентальные красноцветы отличаются особенно высоким содержанием извести и повсеместной гипсоносностью. Отложения грубообломочные, с большим количеством малоустойчивого к выветриванию материала (мезомиктовые и полимиктовые); глины мало, при этом глины по составу гидрослюдисто-монтмориллонитовые, часто содержат палыгорскит и сепиолит. Окатанность и сортировка обломочного материала очень слабые. Преобладают пролювиальные разности, в том числе отложения селевых потоков; встречаются даже золотые образования. Органические остатки крайне редки. Коры выветривания в сохранившихся останцах развиты очень слабо, они маломощны и пестры по составу, отражают различия петрографического состава пород субстрата. Преобладающая окраска красно-бурая, связанная с большим содержанием в осадке малогидратированных окислов железа.

Низкий уровень грунтовых вод и скудная растительность аридных ландшафтов способствуют длительному существованию окислительных условий, необходимых для массового образования высших окислов железа. В аридной области окислительная среда господствует не только в ландшафтах суши, но и в пределах литорали эпиконтинентальных бассейнов, где она обеспечивает

сохранение высших окислов и в морских осадках, формирующихся за счет корового материала.

Наиболее показательными примерами экстрааридного типа карбонатных красноцветов являются красноцветные толщи мела и палеогена Аравийского полуострова, Ирана, южной части Средней Азии, Кашгарии, Гашунской Гоби и Алашаня, верхнетриасовые и верхнеюрские западных штатов США, верхнепермские и нижнетриасовые Западной Европы, Западного и Северного Китая, нижнедевонские Русской платформы и Западного Китая.

В умеренно сухой зоне аридной области красноцветы содержат меньше извести; а гипс проявляется только локально. Осадки становятся менее грубыми, при этом в обломочном материале уменьшается содержание неустойчивых минералов, улучшаются окатанность и сортировка обломочного материала и поднимается роль аллювиальных фаций, пролювиальные же отступают на второй план. Возрастает содержание глин в разрезе, в которых увеличивается количество каолинита. Растительные остатки здесь уже не являются редкостью, учащаются и находки позвоночных. В разрезах периферической зоны аридной области часты фации озер, питавшихся за счет ресурсов гумидной зоны. Их специфическими представителями являются пресноводные известняки и мергели, а также литифицированные сапропелевые илы («бумажные» сланцы.)

Примерами малокарбонатных красноцветов умеренно аридного типа могут служить верхнеюрские, меловые и палеогеновые красноцветы северной части Средней Азии и Приаралья, Казахстана и южных районов Западно-Сибирской низменности, Джунгарии и Монголии, Северного и Центрального Китая, а также верхнепермские и верхнетриасовые отложения Приуралья.

Карбонатно-сульфатная формация является климатическим аналогом карбонатных красноцветов; она формируется в обстановках морского мелководья и лагун, связь которых с морем систематически затруднялась. Сильное испарение в условиях аридного климата при трудностях выравнивания солевого режима в лагунном поясе часто приводило к повышению концентрации солей в морских водах и к их осадждению. Поэтому в составе карбонатно-сульфатной формации наряду с нормальными известняками, мергелями и известковистыми глинами широкое распространение получили различные хемогенные осадки: доломиты, гипсы, соли, кремни, оолитовые известняки. Органогенные осадки представлены специфической фацией пеллециподовых и пеллеципо-гастроподовых ракушечников. В направлении к суше отложения карбонатно-сульфатной формации сменяются карбонатными красноцветами, а в сторону открытого моря — отложениями экстракарбонатной формации.

Слабый приток континентальных вод и обломочного материала с аридизированной суши не препятствовал развитию осадков карбонатно-сульфатной формации, в том числе известняков и доломитов, в непосредственном соседстве с берегом.

Эпохи интенсивного карбонатно-сульфатного осадконакопления совпадают с фазами сильной аридизации климата и регрессией в областях эпиконтинентального мелководья. Огромных масштабов накопление осадков карбонатно-сульфатной формации достигало в палеоцене и эоцене Средней и Передней Азии, в раннем миоцене Южной и Средней Европы и Передней Азии, в поздней юре и раннем мелу Средней и Передней Азии, в позднем триасе Сычуаня, Гуйчжоу и Тибета, в ранней перми и девоне Русской платформы, поздней перми

Северо-Германской впадины. В мезо-кайнозой основной областью образования этой формации на территории Евразии явились европейский и ближневосточный участки Тетиса.

Экстракарбонатная формация характеризует аридную область тропиков в палеогеографических обстановках открытого моря, эпиконтинентального и отчасти островного геосинклинального. Ее отличает максимальная концентрация карбонатного материала с преобладанием известняков над всеми другими осадками. Особенно велико содержание различных органических известняков: фораминиферовых, брахиоподовых, водорослевых, мшанковых, коралловых; этой формации принадлежат и самые крупные скопления рифов.

О тропических условиях накопления карбонатных красноцветов, как и красноцветов вообще, свидетельствуют остатки фауны и флоры (пальмы, крупные рептилии, тапирообразные и др.), а также коррелятивные отношения красноцветов с климатически эквивалентными отложениями карбонатно-сульфатной и экстракарбонатной формаций, заключающими остатки тропических беспозвоночных (кораллы, крупные фораминиферы, брахиоподы, известковые водоросли и др.). Современное распространение красноцветов показывает, что массовое выделение в коре выветривания полуторных окислов железа, с которыми связана красноцветность осадков, прекращается при понижении среднегодовой температуры до  $16^{\circ}\text{C}$  и уменьшении среднегодовой суммы атмосферных осадков до 500 мм. Массовое же накопление в красноцветах известии и гипса прекращается при увеличении годовой суммы осадков до 800—1000 мм, когда испарение и увлажнение приближаются к равновесию. Таким образом, выявляются климатические параметры образования карбонатных красноцветов: температурный режим — тропический, атмосферные осадки в пределах 500—1000 мм/год. Современные аналоги карбонатных красноцветов развиваются в условиях ландшафтов пустынной и сухой саванны.

53

**Формации аридного субтропического и умеренного климатов.** Рассмотрим еще две формации, которые являются показателями также аридного, но уже менее теплого климата.

Пестроцветная каолинит-монтмориллонитовая формация получила широкое распространение в позднем олигоцене и неогене Юго-Восточной Европы, Тургая, Казахстана, Джунгарии и Южной Монголии, где она пришла на смену формации полулатеритов в связи с похолоданием и континентализацией климата. Формацию слагают преимущественно монтмориллонитовые и каолинит-монтмориллонитовые глины и кварцевые пески, иногда с единичными прослоями известняков и конкреционных мергелей с друзами гипса. В пестроцветной формации по-прежнему обильны выделения полуторных окислов железа и окислов марганца (разных степеней гидратации), но уже не в таком количестве, как в латеритах и даже полулатеритах. Каолинит-монтмориллонитовой формации бывают подчинены линзы лигнитов, но встречаются они главным образом в той части ее ареала, которая граничит с гумидным поясом. Окраска пород пестрая: зеленая и красная; первая больше свойственна бассейновым фациям, вторая — русловым и элювиальным.

Органические остатки довольно часты и разнообразны. Они, как и фациальные типы осадков, среди которых доминируют аллювиальные и отчасти бассейновые, указывают на ландшафты семиаридного типа. В ареале распростра-

нения формации растительность имела субтропический облик и была представлена, во-первых, лесами речных долин с таксодиумом, буком, гикори, лапиной и ликвидамбаром и, во-вторых, ксерофильным редколесьем плакоров, в котором еще сохранялись лавры, мирты и фидашки. В плакорном редколесье обитали ксерофильные фауны индрикотерия (поздний олигоцен) и анхитерия (ранний — средний миоцен).

По характеру процессов выветривания, типу растительности и наземной фауне климат области накопления каолинит-монтмориллонитовой формации был близок к современному климату Восточного Средиземноморья (средняя температура января  $+2^{\circ}\text{C}$ , среднеиюльская  $25^{\circ}\text{C}$ , годовая сумма осадков 600—800 мм).

С переходом в субтропическую часть аридной области каолинит-монтмориллонитовая формация сменяется более ксероморфной карбонатно-монтмориллонитовой формацией, в которой глины лишены каолинита, в песках присутствует значительная примесь неразложившихся полевых шпатов, нет лигнитов, уменьшается содержание гидроокислов железа и марганца и учащаются гипсоносные мергели.

54

Формация карбонатных сероцветов является бореальным аналогом формации карбонатных красноцветов, с которой она имеет много общих черт. Карбонатные сероцветы, как и карбонатные красноцветы, характеризуются преимущественным развитием грубого обломочного материала, его полимиктовым составом, плохой окатанностью и сортировкой, преобладанием пролювиальных и золовых фаций, малым распространением глин и их гидрослюдисто-монтмориллонитовым составом, высоким содержанием извести, значительной гипсоносностью, а иногда и проявлениями континентального галогенеза с крупными залежами ангидрита, каменной соли и глауберита. Органические остатки в карбонатных сероцветах крайне редки и представлены сильно ксероморфными формами. Содержание гумуса, как и в карбонатных красноцветах, ничтожно.

Различия карбонатных сероцветов и красноцветов в основном связаны с термическим режимом областей их образования. Карбонатные сероцветы формируются в условиях сухого климата, где химическое выветривание ослаблено не только недостатком влаги, но и низкой температурой и уже не достигает стадии массового выделения свободных полуторных окислов железа, которые являются пигментом красноцветов. Осадки в бореальном типе аридного климата приобретают окраску, в значительной степени определяемую цветом исходных пород: пеструю в грубообломочных разностях и усредненную серую и палевою в песчаниках и глинах.

Формация карбонатных сероцветов получила распространение в плиоцене и плейстоцене Средней и Центральной Азии. Накоплению этих отложений благоприятствуют ландшафты сухой степи и пустыни. Об этом свидетельствует, в частности, состав растительных остатков, обнаруживаемых в сероцветах плиоцена; они указывают на существование оазисных и тугайных группировок с участием листопадных пород растительности: тополей, ильмов, ив, лоха, дзелковы, клена, дуба.

#### Формации гумидного климата

**Особенности гумидного литогенеза.** Области гумидного литогенеза отличается преобладание увлажнения над испарением и, как следствие этого, постоянный поверхностный сток, широкое распространение переувлажненных ланд-

шафтов, высокое влагосодержание атмосферы и мощное развитие облачного слоя. Обилие влаги усиливает гидратацию и выщелачивание и тем самым способствует накоплению в корях выветривания и в образующихся при их размыве осадках сильно гидратированных и наиболее полно выщелоченных продуктов. Устойчивое увлажнение, особенно в вегетационный период, создает условия, благоприятные для пышного развития растительности и накопления в водах гуминовых кислот и углекислоты, возникающих при разложении растительных остатков.

В переувлажненных ландшафтах, обычных для гумидной области, распространение получают сильные и длительно существующие кислые среды, способствующие глинообразованию и накоплению полностью восстановленных соединений. Обилие и агрессивность вод в гумидном климате обуславливают развитие мощных и наиболее зрелых кор выветривания. В условиях, мощного поверхностного стока огромный размах приобретают механический смыв продуктов выветривания, перенос обломочного материала волочением по дну русла и в виде взвесей; увеличение скорости и дистанций переноса улучшают окатанность и поднимают роль механической дифференциации материала в процессе его движения к местам осадения. Накопление осадков в гумидных областях происходит почти исключительно в водной среде в обстановке обильно орошенных аллювиально-озерных равнин.

В гумидном климате переменной величиной является температура, с которой и связаны основные зональные и региональные различия в течении процессов литогенеза. Во влажных тропиках, где прогрев грунта круглогодичный, процессы выветривания достигают наибольшей интенсивности. С переходом к умеренному климату химические реакции в коре выветривания замедляются, коры становятся менее мощными и менее зрелыми, их развитие часто останавливается на начальной — гидрослюдистой — стадии. Соответственно поднимается роль физического выветривания, связанного с механической дезинтеграцией пород субстрата. Окраска гумидных отложений серая и зеленая, что зависит от содержания гумуса и закисного железа.

Эпохами мощного развития гумидного литогенеза были раннесилурийская, раннекаменноугольная, ранне- и среднеюрская.

**Формации переменного влажного климата.** К показателям этого климата можно отнести следующие три формации.

**Формация бескарбонатных (латеритных) краснокрасноцветов** является зональной литогенетической формацией тропического переменного влажного климата. Эта формация теснейшим образом связана с латеритным выветриванием, при котором достигаются наивысшая степень химического разложения пород субстрата, наиболее полный вынос подвижных соединений и наибольшие объемы накопления нерастворимых полуторных окислов. При размыве латеритных кор выветривания формируются кварцевые пески, обогащенные некоторыми аксессуориями, и сильно железистые каолиновые глины.

В формации бескарбонатных (латеритных) красноцветов различаются два подтипа: преимущественно ферроаллитовый, или бокситоносный, проявляющийся в условиях средиземноморского климата, и преимущественно ферросиаллитовый, свойственный муссонному климату.

Ферроаллитовое выветривание, в огромном масштабе проявившееся в мезозое и кайнозое на территориях Южной Европы, Малой, Передней и Средней Азии и Казахстана, развивается в условиях климата с жарким сухим летом и влажной теплой зимой. Большой дефицит влаги в вегетационный период ограничивает развитие растительности и соответственно понижает роль гумусовых веществ в процессах выветривания и осадконакопления. В результате кислые среды, способствующие образованию вторичной связи свободной кремнекислоты и глинозема в каолините, не получают здесь регионального распространения. В связи с этим в корах выветривания ферроаллитового типа и формирующихся при их размыве осадках накапливается много свободного глинозема.

Ферросиаллитовое выветривание, мощно проявившееся в мезозое и кайнозое на территории Юго-Восточной Азии, связано с климатом дождливого лета и сухой зимы. При этом климате, благоприятствующем пышному развитию растительности, резко повышается роль гумусовых веществ и углекислоты, возникающих при разложении обильных растительных остатков. В результате преобладают кислые среды выветривания и осадконакопления, способствующие вторичному связыванию глинозема и кремнекислоты в каолините. По этой причине бескарбонатные красноцветы ферросиаллитового типа отличаются слабой бокситоносностью. Но в связи с тем что часть растительного опада в муссонном климате консервируется, отложения ферросиаллитового типа всегда в той или иной степени оказываются угленосными.

Наблюдения над новейшими латеритами показывают их преимущественную приуроченность к влажной саванне, саванному и отчасти влажному лесу, характеризующимся среднегодовой температурой 25—27° С, годовой суммой атмосферных осадков 1000—1500 мм и продолжительностью сухого сезона 1—3 месяца.

**Формация полуллатеритов** существовала в субтропическом климате, близком тропическому, который в мелу и палеогене господствовал на обширных пространствах Северо-Западной и Юго-Восточной Европы, а также в Западной и Южной Сибири до Забайкалья включительно. Эта формация отличается более низким коэффициентом латеритизации (отношением суммы  $Al_2O_3 + Fe_2O_3$  к  $SiO_2$ ).

**Мономиктовая формация** сменяет при переходе к морским обстановкам осадконакопления формацию бескарбонатных (латеритных) красноцветов, являясь климатически эквивалентной ей. Мономиктовая формация сложена почти чистыми кварцевыми песками, каолиновыми глинами и известняками (среди последних преобладают органогенные разности, хемогенные представлены слабо).

**Формации равномерно влажного климата.** В областях равномерно влажного климата переменным элементом является термический режим, по которому здесь и устанавливаются зональные различия. Термический режим находит отражение в глубине проработки исходного материала выветриванием, степени химической дифференциации продуктов выветривания, характере и масштабе аутигенного минералообразования. По этим признакам выделяется ряд зональных формаций, которые назовем олигомиктовой, мезомиктовой и полимиктовой — по минеральным типам терригенных отложений, преобладающих в осадочных сериях.

Олигомиктовая формация, характерная для областей экваториального климата, отличается высокой степенью проработки исходного материала выветриванием, достаточно полной химической дифференциацией продуктов выветривания в процессе переноса и отложения и большими масштабами аутигенного минералообразования.

Песчаники олигомиктовой формации преимущественно кварцевые, в отдельных случаях обогащенные также устойчивыми к выветриванию аксессуарами: ильменитом, рутилом, цирконом, монацитом и др. Содержание глин в разрезах формации высокое, при этом глины по составу преимущественно каолиновые; характерны значительные накопления вторичных алюмосиликатов железа (лептохлориты и глауконит) и сидерита. Массовое накопление аутигенных минералов железа нередко приводит к образованию крупных месторождений железных руд. К ареалам олигомиктовой формации приурочены все значительные проявления карбонатных пород, иногда преобладающих над другими осадками. Характерны обилие органогенных известняков, в частности рифовых, и широкое распространение смешанных карбонатно-терригенных осадков: известковистых глин, мергелей, известковых песчаников. Часты кремнисто-терригенные осадки и фосфоритонность. Существенных проявлений угленосности с этой формацией не связано, вероятно, по причине быстрого гниения растительных остатков и рассеивания гумуса в условиях тропического климата.

Высокая степень дифференциации вещества олигомиктовой формации допускает разделение ее на множество субформаций как по доминирующим, так и по характерным компонентам: кварцево-глауконитовую, карбонатную, кремнистую, кремнисто-марганцевоносную, бокситовую, фосфоритоносную, и др.

Мезомиктовая формация развивается в условиях климата, близкого к субтропическому. Ее отличают повышенная роль песчаников и соответственно уменьшенное содержание глин. В обломочном материале постоянно присутствуют полевые шпаты, количество которых иногда может достигать 30% от его массы. Глины по составу смешанные: каолинит-гидрослюдистые и каолинит-бейделлит-гидрослюдистые. Распространенными аутигенными образованиями являются лептохлориты, глауконит, сидерит, выделения свободного кремнезема и фосфоритовые конкреции. Однако масштабы аутигенного минералообразования (относительно олигомиктовой формации) заметно сокращаются.

Карбонатность разрезов мезомиктовой формации умеренная. Карбонатный материал иногда слагает единичные прослои и пачки известняков, а чаще бывает представлен в виде известняковых и мергельных конкреций, приуроченных к отдельным стратиграфическим горизонтам. Отличительной особенностью мезомиктовой формации являются высокие концентрации растительного углерода, в континентальных фациях нередко переходящие в промышленную угленосность.

Полимиктовая формация, свойственная умеренному климату, характеризуется дальнейшим увеличением песчаности разрезов и сокращением содержания глин. Песчаники наполовину и больше состоят из неустойчивых к выветриванию обломков пород и минералов, в том числе таких совершенно неустойчивых, как роговые обманки, пироксены и плагиоклазы. Глины в основном гидрослюдистые, их роль в разрезе явно подчиненная. Карбонатов

в морских толщах чрезвычайно мало или они вообще отсутствуют. Масштабы накопления растительного углерода, как и в мезомиктовой формации, высокие. Аутигенное минералообразование почти полностью угасает; исчезают из осадков глауконит и фосфориты.

Таким образом, полимиктовую формацию отличают минимальная степень проработки исходного материала выветриванием и самая низкая дифференциация вещества в процессе переноса и отложения. В результате полимиктовая формация является относительно гомогенной и почти не поддается разделению на субформации.

**Формации холодного влажного климата.** В областях холодного влажного климата твердые атмосферные осадки, выпадающие зимой, полностью не уничтожаются летним таянием и испарением, вследствие чего происходят ежегодное накопление снежных масс и образование ледников. На связь ледников с холодным влажным климатом указывают географические закономерности их размещения в настоящем и в прошлом. Особенно ярко эта связь проявилась в плейстоценовом оледенении Евразии, достигшем огромных масштабов в обильно увлажняемой Северо-Западной Европе и слабо развитом в более холодной, но сухой Сибири.

58

Вода в областях оледенений представлена преимущественно в твердой фазе, что резко снижает ее эффективность как агента денудации. Перенос обломочного материала осуществляется льдом без дифференциации и сортировки в процессе движения. При эпизодических отступаниях ледника возникают морены — беспорядочные нагромождения обломков различных размеров: от глыб и валунов до глинистых частиц. Перед моренным поясом на зандровых равнинах развиваются слоистые (флювиогляциальные) образования, формируемые потоками талых вод. Если ледниковый щит спускается к морю, в ближайшей к нему части бассейна накапливаются специфические ледниково-морские осадки, представляющие собой терригенные илы и пески с беспорядочными включениями валунов.

Ледниковые отложения всех типов отличаются большой пестротой петрографического состава, в чем отражается разнообразие пород области оледенения. Цвет ледниковых отложений в грубообломочных разностях пестрый, определяющийся сочетанием окрасок исходных пород, а в мелкообломочных — более или менее однотонный, серый, связанный с усреднением окраски отдельных частиц.

Для ледниковых комплексов характерны также солифлюкционные отложения, развивающиеся в перигляциальной зоне на склонах холмов в результате сезонного оттаивания верхнего слоя грунта и его оползания.

В ископаемом состоянии (особенно от ранних оледенений) сохраняются главным образом флювиогляциальные и ледниково-морские отложения, накопившиеся в областях длительного и устойчивого погружения. Моренные комплексы, обычно формирующиеся на положительном рельефе, сохраняются реже.

В эпохи оледенений резко возрастает роль ветра, который становится важным агентом денудации. Этому способствуют усиливающееся в ледниковые эпохи волнение атмосферы, слабое развитие на зандровых равнинах растительного покрова и нахождение больших масс воды в твердом состоянии. Поэтому в областях, пограничных с ледниковыми щитами, широкое распространение получили золотые осадки: лёссы и перевеянные пески (Юго-Восточная Европа,

Средняя и Центральная Азия, Северный Китай). Таким образом, региональное развитие золотых отложений может рассматриваться в качестве важного косвенного признака общепланетарного похолодания.

### ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

За время существования Земли процессы литогенеза претерпели значительную эволюцию в связи с изменениями состава атмосферы и гидросферы, количества солнечной радиации, достигающей поверхности планеты, особенностей тектонического развития земной коры, роли биогенного фактора в выветривании и осадконакоплении и т. д. Соответственно менялись и формационный тип отложений и формационная принадлежность отдельных пород.








Так, в результате понижения парциального давления углекислого газа и уменьшения растворимости магнезита в морской воде доломиты, которые в протерозое и раннем палеозое являлись типичными представителями карбонатной формации открытого моря, в дальнейшем из нее выходят и к мезозою становятся компонентами карбонатно-сульфатной формации, накапливающейся в лагунном поясе. Другой пример: с развитием кислородной атмосферы и более сильного окисления железа сокращаются миграции его соединений и железистые осадки из открытого моря (протерозой) перемещаются в обстановки морского побережья и континентальных бассейнов (мезо-кайнозой).

Таким образом, палеогеографическое и палеоклиматическое толкование формаций осадочных пород требует учета исторических изменений литогенеза.







ЗОНАЛЬНЫЕ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

*Формации тропического и почти тропического климата*

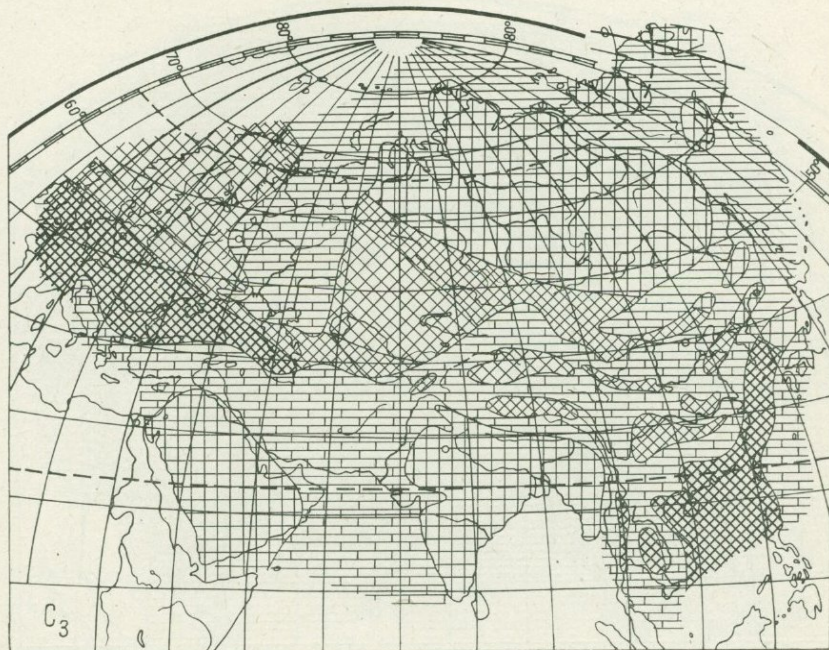
60

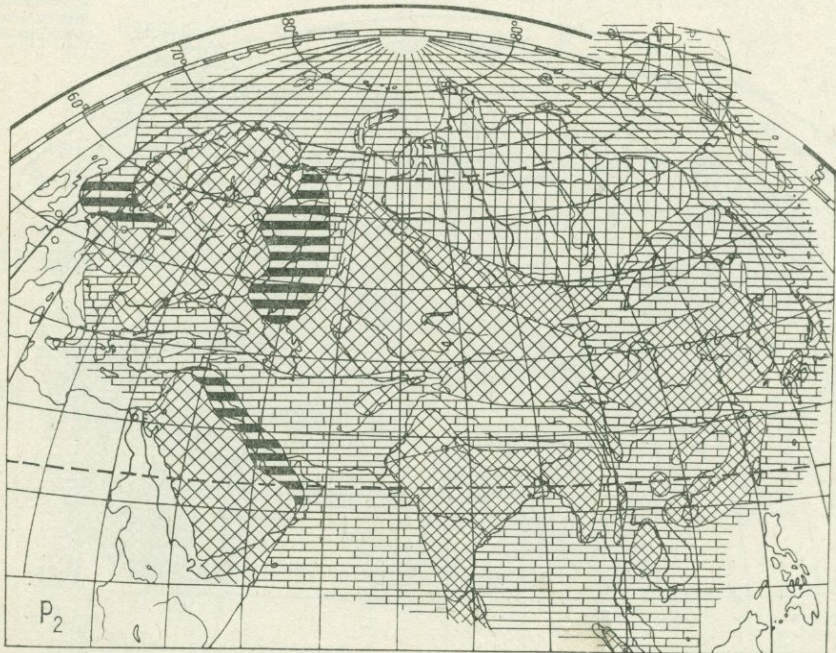
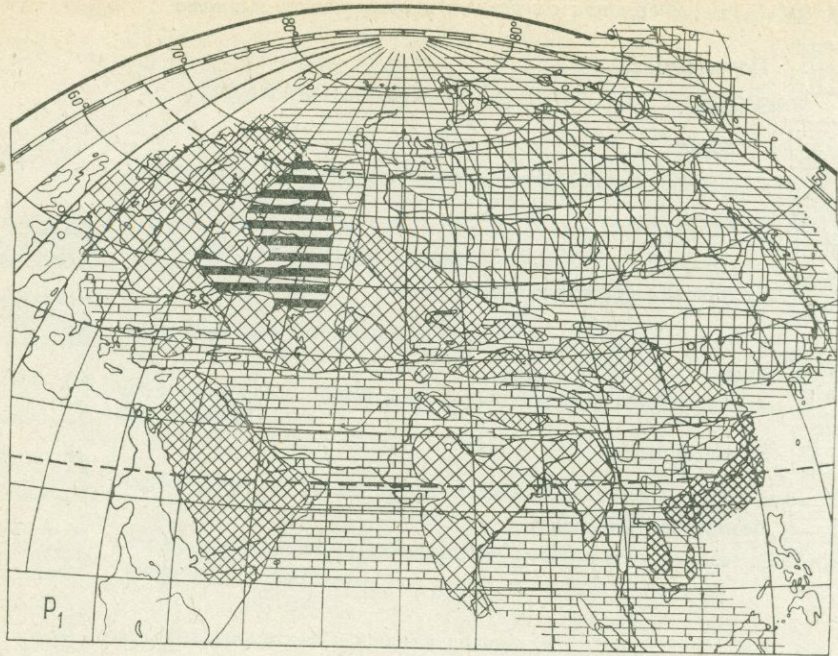
Континентальные	}		Олигомиктовая, близкая мономиктовой
			Олигомиктовая (пестроцветы)
			Олигомиктовая, переходная к мезомиктовой (преимущественно красноцветы)
			Карбонатные и гипсоносные мезомиктовые красноцветы
			Сильно карбонатные и гипсоносные (пустынные) полимиктовые красноцветы
Морские	}		Высококарбонатная и экстракарбонатная
			Карбонатно-сульфатная и соленосная

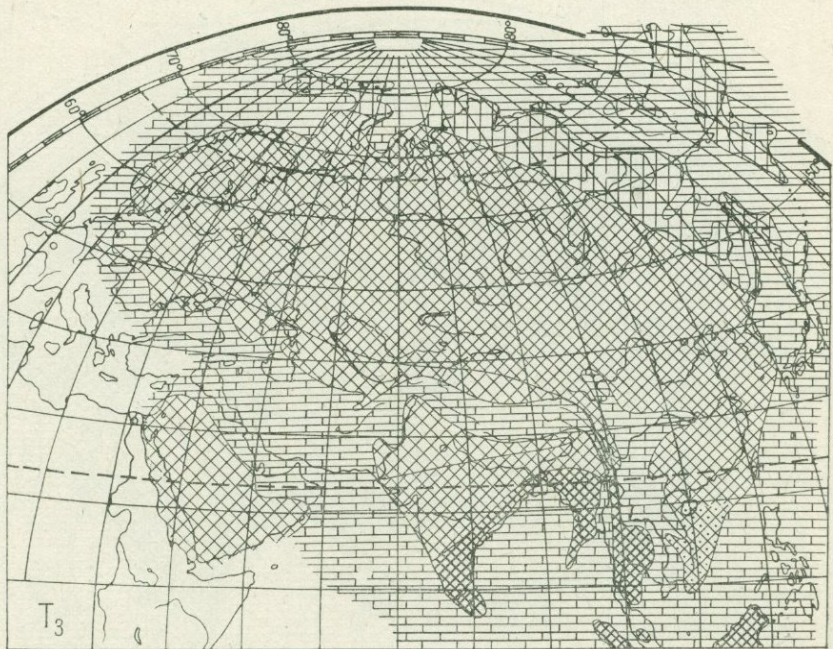
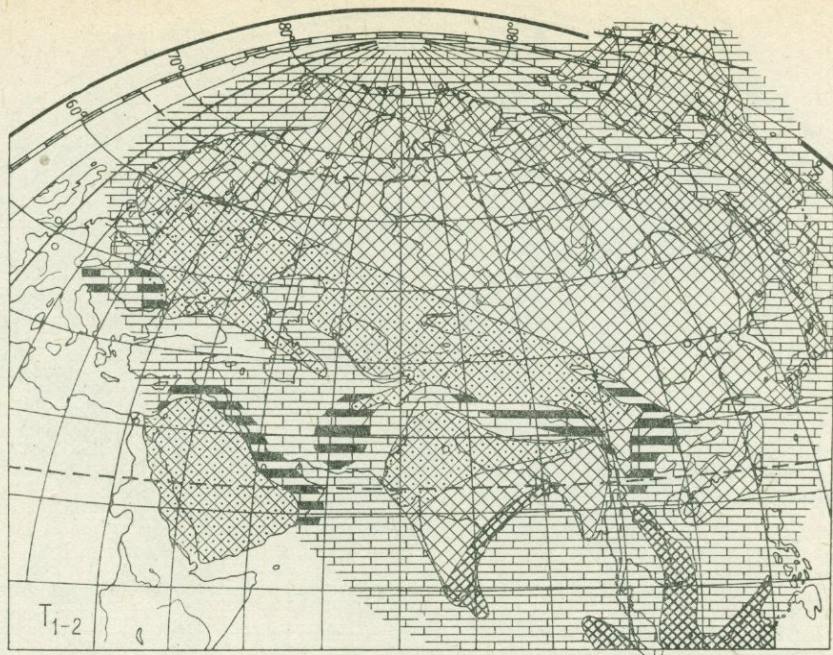
*Формации сильно ослабленного тропического и субтропического климата*

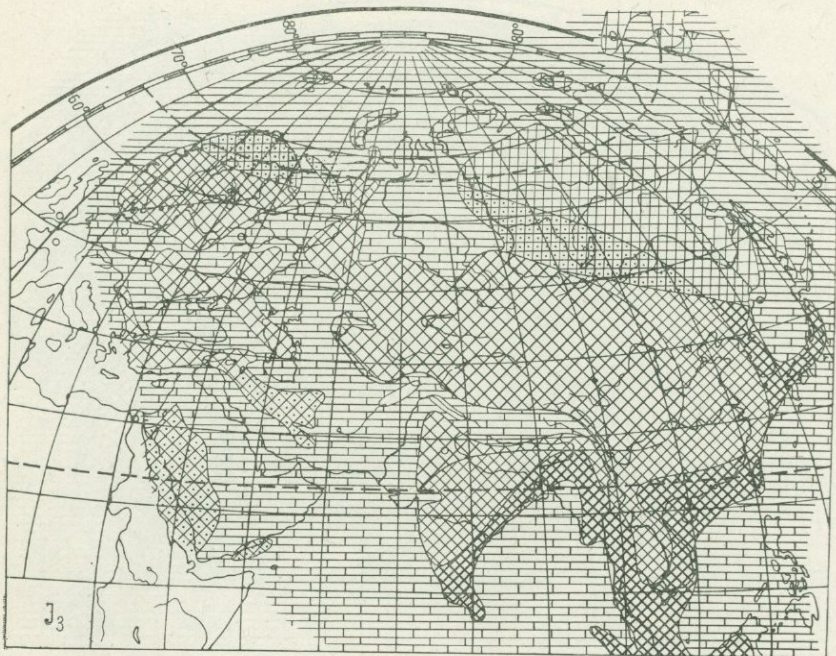
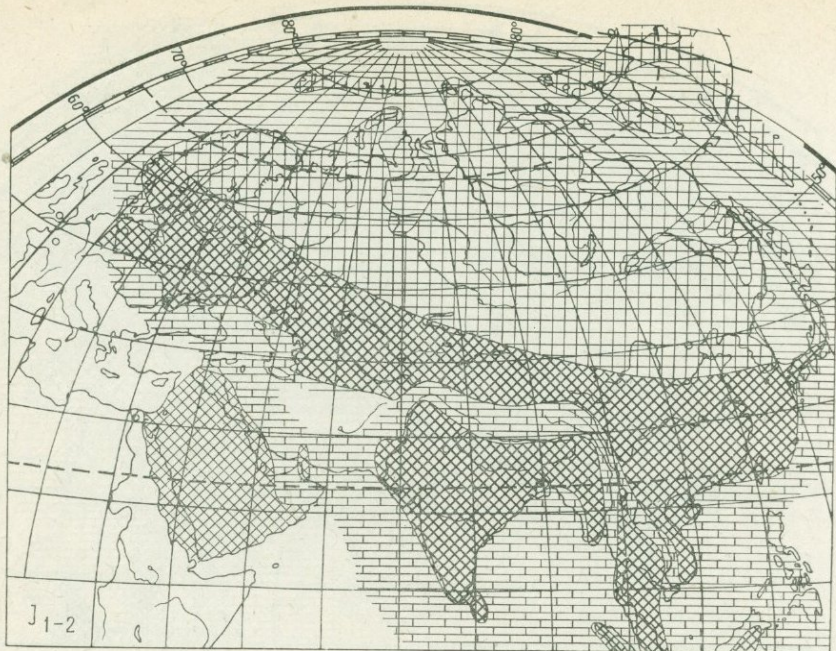
Континентальные	}		Олигомиктовая, близкая мезомиктовой (полулатериты)
			Мезомиктовая угленосная
			Карбонатные пестроцветы
			Пестроцветная монтмориллонитовая
Морские	}		Карбонатные полимиктовые сероцветы
			Умеренно карбонатная

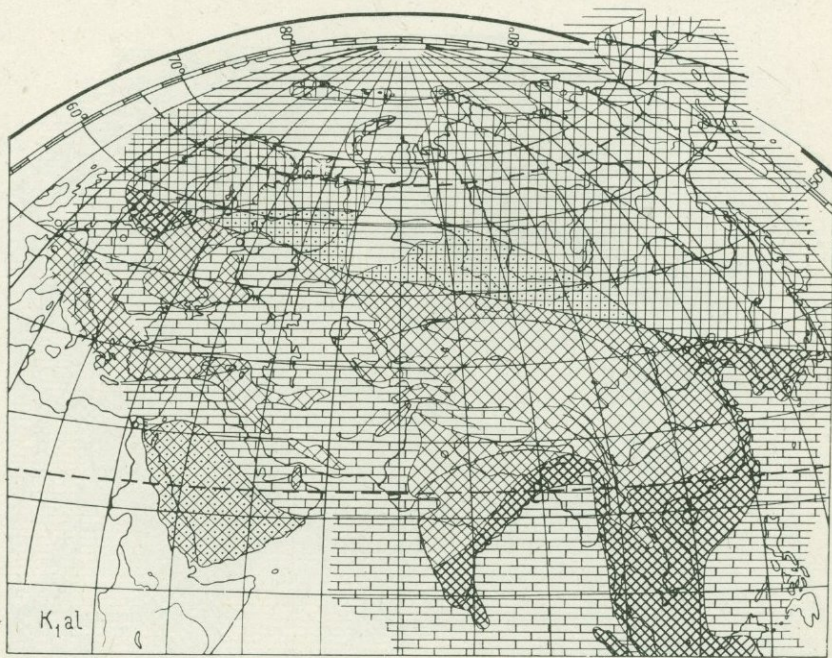
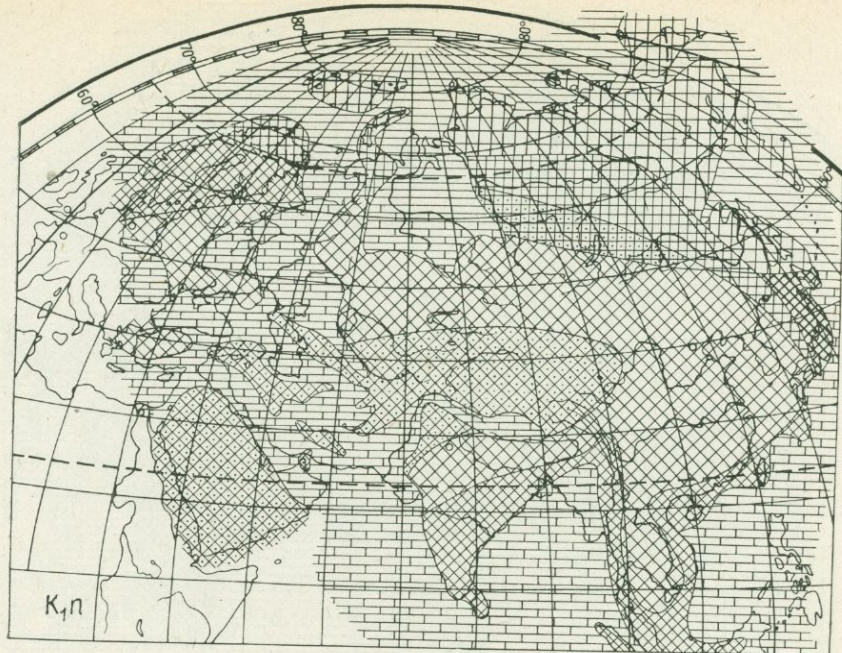
Формации умеренного и арктического климата

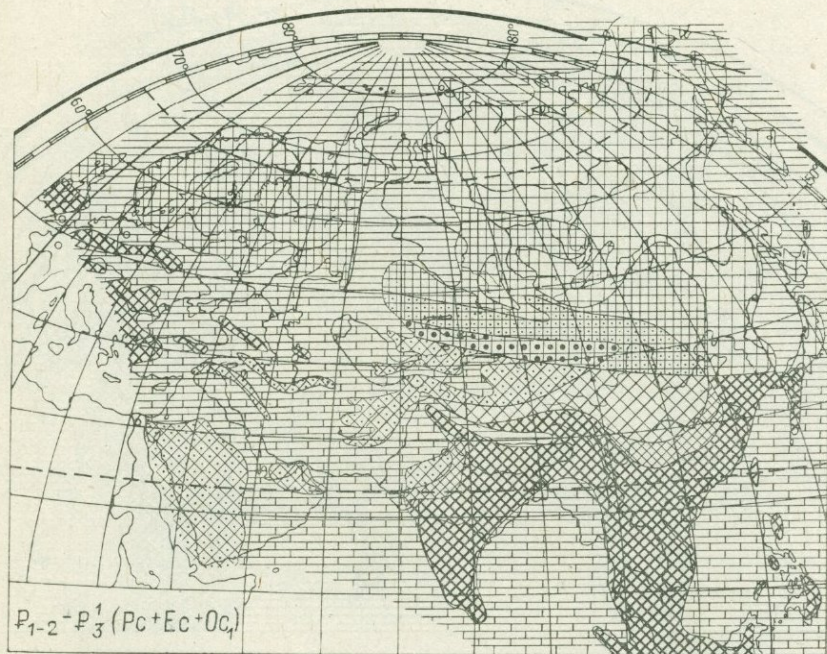
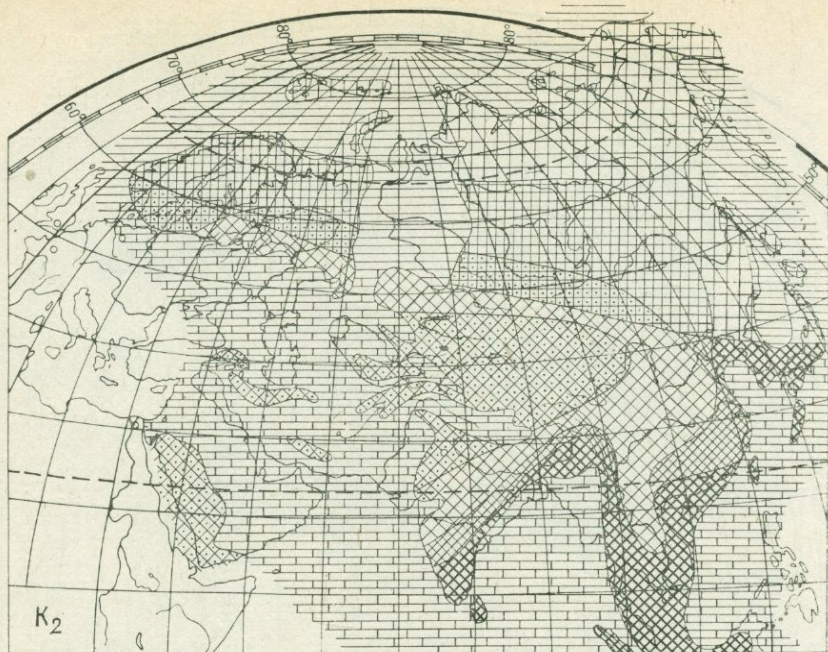


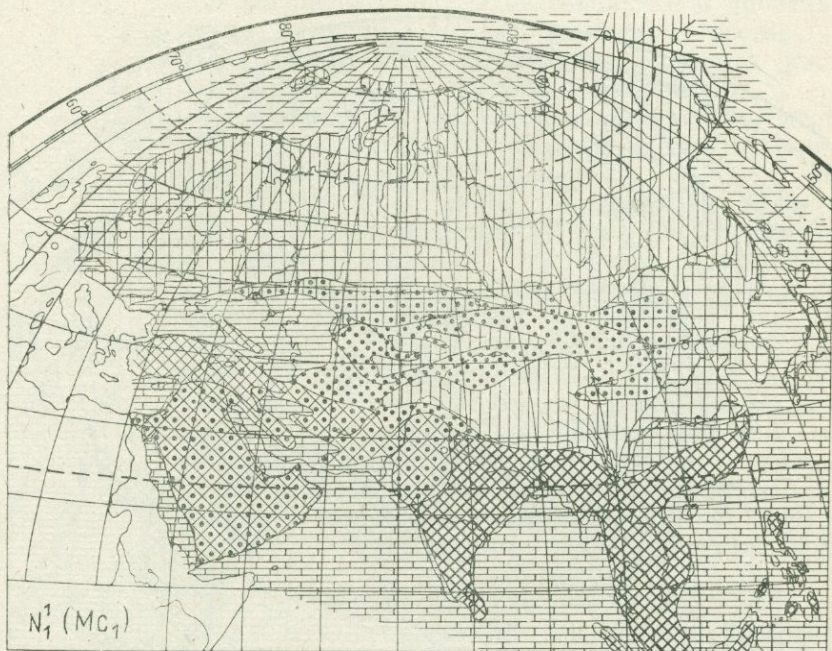
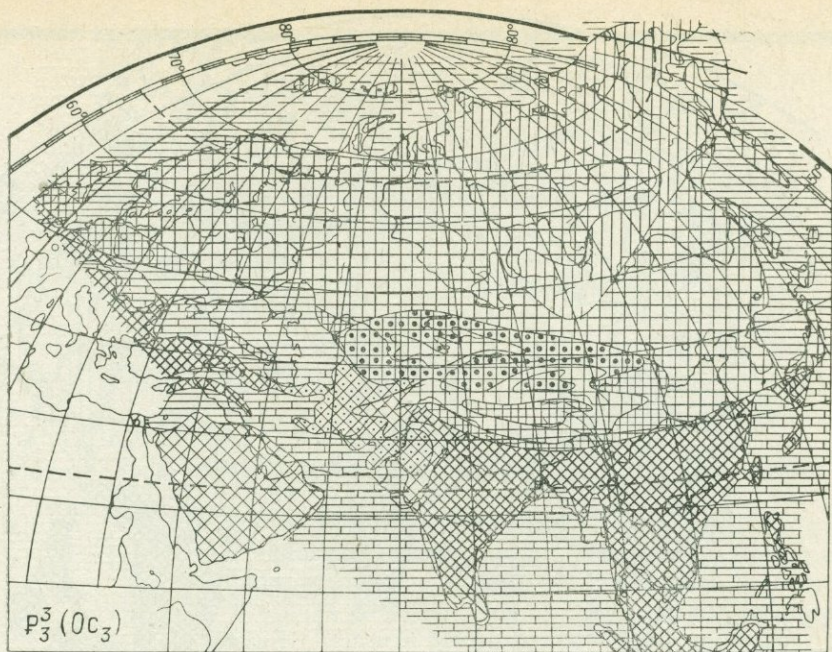


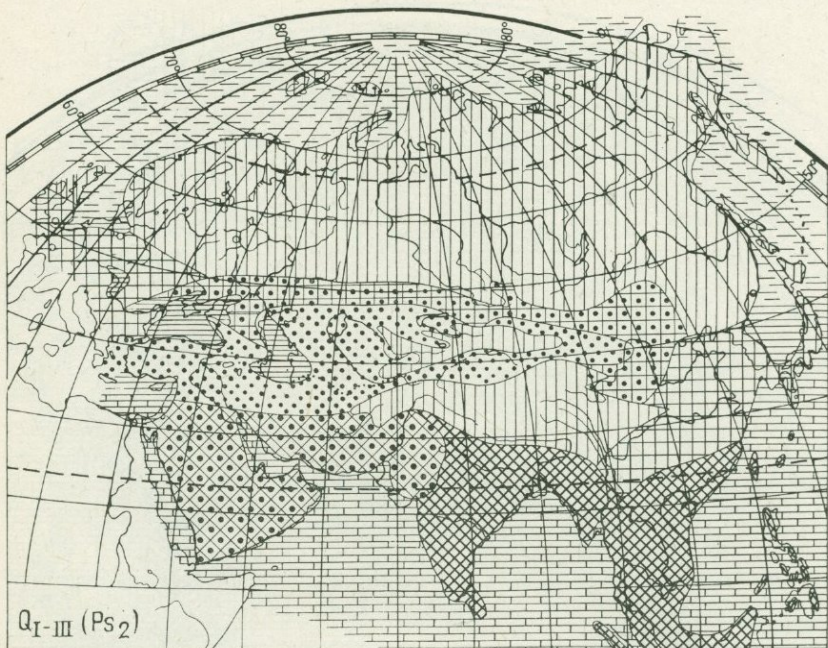
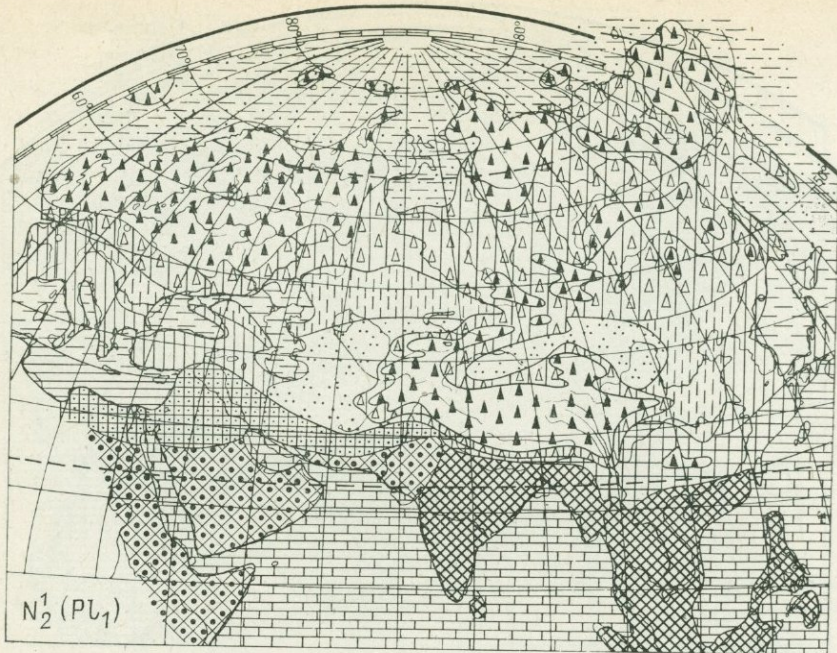












ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИЕ  
ПОКАЗАТЕЛИ

## РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И КЛИМАТ

Растения воспринимают воздействия климата еще сильнее, непосредственнее и дифференцированнее, чем минеральные объекты, поэтому зависимость растительности от климата больше, чем у почв и кор выветривания. Влияние климата на растительность проявляется разнообразно и многостепенно. Оно отражается в дифференциации растительности на зональные и провинциальные типы, различные по флористическому составу и структуре, сказывается на жизненных формах растений и на их морфо-анатомических особенностях.

Основное экологическое значение для существования растительности имеют солнечный свет, тепло и вода (атмосферные осадки).

Свет в определенной дозе необходим растениям для осуществления фотосинтеза, на котором основана вся их жизнедеятельность. Свет влияет как на флористический состав, так и на структуру отдельных растений. Известно, что в областях постоянной и мощной облачности леса состоят преимущественно из теневыносливых растений (буковые и еловые), в областях же обильного солнечного света в составе растительных сообществ широко представлены светолюбивые растения (лавровые, лиственничные). Растения, выросшие в тени, имеют более тонкие и нежные листья, слабые ткани, вытянутые стебли с длинными междоузлиями. У светолюбивых растений сильнее развиты ткани, укорочены междоузлия стеблей, листья более толстые.

Об огромном значении солнечного света в жизни растений свидетельствует вся история развития растительности на нашей планете. На раннем этапе геологической истории, когда облачный покров был мощным,

плотным и сплошным и на поверхности Земли стоял мрак, существование растений, связанных с фотосинтезом, было невозможно. Появление первых растений относится к концу архея, когда мрак по мере конденсации паров воды из атмосферы стал рассеиваться и сменяться густой тенью. К палеозою в угоняющемся облачном покрове появляются разрывы и постепенно складывается солнечный климат. Все древние флоры, включая позднепалеозойские, были теневыносливыми; мезозойская флора уже более требовательна к солнечному свету, а среди кайнозойских флор видная роль принадлежала формам, существовавшим при сильном и продолжительном освещении.

Распределение тепла по земной поверхности определяет широтную зональность растительного покрова. Теплый климат, если он сочетается с оптимальным увлажнением, наиболее благоприятен для роста и развития растений. Поэтому во влажных тропиках наблюдаются наиболее буйный рост растений, их максимальное систематическое и экологическое разнообразие, развитие гигантских древесных форм. Понижение температуры к полюсам сопровождается обеднением растительности и появлением фитоценозов более простого состава.

70

Вода относится к не менее существенным факторам в жизнедеятельности растений, она оказывает огромное влияние на дифференциацию растительного покрова Земли. Степень и характер увлажнения определяют экологический тип флоры и морфо-анатомические особенности растений. В местах избыточного увлажнения растения, как правило, отличаются крупным ростом, широкими листовыми пластинками, слабой и неглубокой корневой системой, сильно развитой воздухоносной тканью и большой способностью к испарению. Растения сухих мест, наоборот, обладают узкими и мелкими листьями, иногда превращенными в колючки, малой способностью к испарению, присутствием на стеблях и листьях густого волосяного покрова или воскового налета, развитием плотной кутикулы и мощной корневой системы \*. Во влажном климате растительность густая, многоярусная, дающая максимальный годовой прирост биомассы, в сухом климате растительный покров разрежен, приземист и продуцирует биомассу в меньшем количестве.

Все элементы климата: тепло, осадки, свет — воздействуют на растительность одновременно, но в различных сочетаниях, создавая тем самым большое разнообразие экологических условий для ее существования. Складывается исключительно сложная картина географического распределения типов растительности: широтная термическая зональность осложняется зональностью атмосферных осадков, ориентированной относительно океанических побережий. Поэтому каждому термическому поясу свойственно несколько типов растительности, отражающих разную степень увлажнения.

В тропиках выделяются области обильного увлажнения с лесами из вечнозеленых высоких деревьев, беспрепятственно вегетирующих в течение всего года; области континентального климата, где по причине сезонного распределения атмосферных осадков распространены леса, сбрасывающие листву в сухое время года; еще дальше в глубь материка, где испарение превышает

\* Полагают, что ксерофиты приспособлены не столько к сухости, сколько к резким колебаниям влажности.

увлажнение, листопадные леса замещаются саваннами с преимущественно травянистым покровом.

В субтропической зоне сезонные изменения термического режима развиты слабо, поэтому вегетация растений в зимний период, хотя и ослабевает, но не прекращается. И здесь основные географические различия растительности связаны с распределением атмосферных осадков.

В умеренном климате определяющее влияние на развитие растительности оказывает сезонность термического режима, допускающая вегетацию растений только в теплую половину года. Различия в степени увлажнения в этой зоне имеют уже второстепенное значение.

Таким образом, на примере современной растительности можно видеть, что все разнообразие типов растительности и характер их географического размещения непосредственно отражают закономерности распределения тепла и влаги на континентах. Несомненно, что подобные зависимости растительности от климата проявлялись и в прошлом. Это открывает возможность использовать палеоботанические данные для реконструкции древних климатов, привлекая в качестве их показателей тип ископаемой флоры, морфо-анатомические особенности растений, относительную роль тех или иных жизненных форм.

Находки растительных остатков не так многочисленны, как литологические объекты. Это существенно ограничивает их роль в палеоклиматических реконструкциях. Вместе с тем палеоботанические объекты являются более тонкими показателями, несущими более обширную информацию о характере древнего климата. Например, только по палеоботаническим данным можно получить представление о состоянии облачности и освещенности в минувшие эпохи.

Существенным недостатком палеоботанических показателей является способность растений до некоторой степени приспосабливаться к меняющимся условиям климата путем выработки защитных биологических функций. Однако если мы будем основывать свои палеоклиматические заключения на поведении не отдельных растений, а целых сообществ и тем более типов растительности, то возможность искаженной оценки климата станет минимальной. При палеоклиматическом исследовании очень важны экологические комплексы, включающие растения различных систематических групп. Общие однонаправленные морфо-анатомические изменения растений такого разнородного по составу комплекса отражают влияние климата более определенно.

Особенно важны для палеоклиматических реконструкций палинологические данные, поскольку споры и пыльца сохраняются чаще, чем остатки вегетативных частей растений, и в целом полнее характеризуют состав древних сообществ (И. М. Покровская). К тому же спорово-пыльцевой анализ получил широкое распространение и проводится во всех регионах в массовом количестве. Этот анализ особенно ценен при изучении континентальных отложений, часто лишенных других органических остатков. Трудности использования палинологических данных для палеоклиматических реконструкций связаны с разной пылеценностью отдельных групп растений (например, ель производит пыльцы в два раза меньше, чем сосна) и с возможностью попадания пыльцы из более древних отложений в результате переотложения.

Постоянно следует иметь в виду, что кроме климата на растительность существенное влияние оказывают и другие факторы среды, и прежде всего рельеф и почвы. Однако ни рельеф, ни почвенно-грунтовые условия не снимают

влияния климата, а только затушевывают его. Повышение гипсометрического уровня местности на каждые 100 м сопровождается уменьшением среднегодовой температуры на  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Поэтому чем выше рельеф, тем сильнее его влияние на распределение растительности. В высокогорных районах широтная зональность существенно осложнена вертикальной зональностью. Чтобы «снять» влияние рельефа, необходимо обратиться к растительности плакоров, которая лучше всего отвечает зональному типу.

Не менее велико и значение почв, которые служат средой минерального питания и водоснабжения растений. Изменения состава почв влекут соответствующие изменения характера фитоценозов. Однако в масштабе климатической зоны влияние почв усредняется, и поэтому на зональном типе растительности существенно не сказывается.

Растительность земного шара за время своего существования претерпела значительную эволюцию, в результате которой систематические и экологические типы флор испытали неоднократные обновления. Флоры разного возраста отличались друг от друга составом, условиями произрастания, морфо-анатомическим строением и биологическими функциями, масштабом и скоростью обмена веществ с окружающей средой, способностью отражения внешних влияний, в частности климатических, разным темпом эволюции и степенью дифференциации. Поэтому значение древних растений в качестве индикатора палеоклимата меняется от одного возрастного типа флоры к другому. Следовательно, использование ископаемых растений как индикаторов климата прошлого возможно только при учете их эволюции\*.

### ЭВОЛЮЦИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ ТИПОВ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

Основные этапы развития растительности попытаемся проследить на примере Евразии — самого крупного и разнородно построенного материка планеты, в пределах которого как ныне, так и в прошлом были представлены все основные климатические типы растительности (приложение к главе 2).

#### Поздний силур, девон

В раннем палеозое растительный мир был представлен почти исключительно морскими водорослями. В лудлове — раннем девоне в связи с сильнейшей аридизацией климата и обсыханием обширных пространств морского

\* По мнению некоторых американских палеоботаников [Hughes, 1964], трудность использования остатков древних растений для реконструкции климатов прошлого заключается в том, что отнесение ископаемых форм к таксонам современных растений в большинстве случаев носит условный характер и не дает права делать выводы о характере климата времени их произрастания на основании только экологии современных аналогов.

Дорф (Dorf, 1964) и Креузель [Kräusel, 1961] считают, что реконструкция климатических условий прошлого на основании родства древних растений с современными представителями должна быть ограничена началом кайнозоя. По мере перехода к более древним флорам родственные связи между современными и ископаемыми формами становятся все более отдаленными, и в этих случаях единственными показателями климата являются черты морфологического и анатомического строения древних растений.

мелководья осуществлялись массовый выход растений на сушу и приспособление их к наземному образу жизни.

Среди первых наземных растений были псилофиты — древнейшие сосудистые растения травянистого и мелкодревовидного габитуса, лишенные корней и листьев. Псилофиты были обитателями сырых, систематически затоплявшихся морем прибрежных пространств; среди них важную роль играли растения-амфибии, ведущие полуводный образ жизни в прибрежной части морского мелководья и создавшие подводные заросли подобно современной морской траве zostере. Остатки псилофитовой флоры находят в красноцветных лагунно-континентальных отложениях и ассоциирующих с ними мелководно-морских осадках. Судя по характеру вмещающих отложений существование псилофитовой флоры, несомненно, было связано с солнечным, достаточно сухим климатом.

В отложениях позднего силура остатки псилофитов редки, их еще не так много и в отложениях самого начала девона. Широкое распространение псилофитовая флора получает в раннедевонскую эпоху. Многочисленные их остатки этого возраста известны в различных странах Западной и Северо-Западной Европы, на Шпицбергене, в Алтае-Саянской области, Китае.

Псилофитовая флора кажется везде однородной, не обнаруживающей каких-либо признаков дифференциации на палеофитологические области. Причиной этой однородности был, очевидно, термически однообразный климат (влияние атмосферных осадков не сказывалось, поскольку эта флора была тесно связана с морем). В некоторой мере однородность псилофитовой флоры могла быть обусловлена ее примитивностью, вследствие которой эта группа растений не была способна так чутко, как позднейшие флоры, реагировать на незначительные вариации региональных климатов. Однородность псилофитов объясняется также их обитанием на обильно увлажненном субстрате у кромки континента, отличающейся довольно выровненным климатом.

В среднем девоне происходит гумидизация климата, в результате которой псилофиты быстро вымирают и поднимается значение сопутствующих групп: протолепидофитов, прапапоротников, протоартикулят. Эта новая флора, получившая название гиениевой, достигает расцвета в конце эйфеля — живете. Растения гиениевой флоры имели более сложное строение, чем их раннедевонские предшественники. У них уже были четко обозначенный ствол и довольно разветвленная крона, процессы ассимиляции вследствие возросшей поверхности протекали интенсивнее. Доживающие псилофиты в это время были представлены лишь единичными и более высокоорганизованными формами. В позднем девоне получила распространение еще более разнообразная археоптериевая флора, переходная к раннекаменноугольной и включавшая все ее основные группы: папоротники, лепидофиты, хвощовые, птеридоспермы; псилофиты были представлены последними реликтами.

Растения археоптериевой флоры имели по сравнению с псилофитами ряд биологических преимуществ: хорошо развитую корневую систему, более совершенные проводящие ткани и обильную облиственность, что повышало интенсивность обмена веществ и способствовало более энергичному росту. Это была наземная растительность, освоившая заболоченные приморские низменности. Морфо-анатомические особенности растений свидетельствуют о существовании

их в условиях жаркого влажного климата. Растительность позднего девона продолжала оставаться однородной, не дифференцированной по палеофлористическим областям.

### Ранний карбон

К началу карбона растительность полностью становится континентальной, но остается еще связанной с обстановками приморских низменностей. В экологическом отношении она все еще была однообразной и узкоспециализированной.

Оптимальные условия гумидного климата раннего карбона способствовали чрезвычайному систематическому разнообразию растительности, ее пышному развитию и резко возросшему объему продуцируемой биомассы. Впервые в истории Земли возникает и широко распространяется лесной тип растительности. Среди основных групп растений, которые в девоне были представлены травянистыми и кустарниковыми формами, теперь появляются деревья высотой до 30 и даже 50 м. Господствующее положение в лесах раннего карбона заняли разнообразные лепидофиты, каламиты, древовидные папоротники и птеридоспермы. Это был своеобразный, позже не повторявшийся ландшафт болотистых лесов, существовавших в условиях жаркого и влажного климата.

74

На высокую температуру и влажность того времени указывают все морфоанатомические особенности ископаемых растений, совпадающие с соответствующими признаками современных растений тропиков. В числе таких признаков следует назвать: а) наличие ризофр, помогающих деревьям удерживаться на болотистой почве; б) сильное развитие в стеблях и листьях воздухоносной ткани, способствующей газообмену растений в условиях сильного переувлажнения; в) крупные размеры тканевых клеток, значительное развитие сердцевины и коры при слабом развитии древесины; г) развитие у некоторых лепидофитов и каламитов плодущих органов из ствола и толстых сучьев (каулифлория); д) обильную волосистость растений, что создает у поверхности листа особую атмосферу; е) отсутствие годичных колец в древесине, которые обычно бывают связаны с сезонными колебаниями температуры или влажности.

О тропическом характере растительности раннего карбона можно судить также и по ее систематическому составу, в частности по участию в ней древовидных папоротников, и поныне сохраняющихся в лесах тропической зоны. Известно, что современные древовидные папоротники хорошо развиваются в условиях экваториального климата, для которого характерны ровный годовой ход температуры, сильная влажность, постоянная облачность\*.

Растительность раннего карбона довольно однообразна по всему земному шару, что издавна истолковывается как признак необычайной равномерности климата этого времени. Однако Г. П. Радченко [1964] удалось выявить на территории Евразии поясную дифференциацию раннекаменноугольной растительности, правда, нечетко выраженную. Этот исследователь выделил три флористические области: Северо-Евразиатскую, охватывавшую в основном Фенноскандию и Ангариду; Шотландско-Казахстанскую, пролежавшую через Среднюю Европу, Казахстан, Джунгарию, Монголию и Северный Китай; Средизем-

\* Считают, что древовидные папоротники нуждаются не столько в тропической температуре (они переносят даже снегопады), сколько в сильном и постоянном увлажнении.

номорскую, распространявшуюся на южную часть континента. Заметные различия в составе раннекаменноугольной растительности обнаруживаются только между крайними областями, т. е. между Северо-Евразийской, в которой ведущая роль принадлежала кнорриям, лепидодендронисам, ангародендронам, и Средиземноморской, где преобладали лепидодендроны, сублепидодендроны, аннулярии, сфеноптерисы, сфенофиллумы, астрокаламиды. Флора Северо-Евразийской области, представлявшая собой зародыш флоры Тунгусской зоны позднего палеозоя, характеризовалась своеобразными растениями, в большинстве своем лишенными лигул и воздухоносной ткани [Вахрамеев, 1962].

Растительность Шотландско-Казахстанской области, сочетавшая в себе элементы флор как Северо-Евразийской, так и Средиземноморской области, представляла по существу переходный тип. Специфику Шотландско-Казахстанской области, пожалуй, составляет не столько переходный характер ее флоры, отмеченный Г. П. Радченко, сколько некоторая обедненность ее растительности в результате выпадения особо влаголюбивых видов каламитов и папоротников и обогащения птеридоспермами в связи с проявлением здесь кратковременных засух. Повышенная роль птеридосперм в области аридизированного климата вполне естественна, поскольку они являются первыми семенными растениями, которые могли размножаться без воды, столь необходимой спороносным папоротникам. На переменном-влажном климате Шотландско-Казахстанской области указывает также частое присутствие среди ее нижнекаменноугольных осадков пачек красноцветов.

### **Поздний карбон, ранняя пермь**

В середине карбона в связи с дифференциацией климата произошли существенные изменения в составе и экологических типах растительности. Ареал лепидофитов и каламитов, произраставших при жарком влажном климате, значительно суживается, их наиболее специализированные роды клонятся к упадку; вместе с тем широко распространяются представители семейства сигиллярий, обладавшие, по-видимому, не столь узким диапазоном климатических условий существования. Параллельно повышают свою роль предки хвойных — кордаиты, освоившие области теплоумеренного климата, а также древнейшие хвойные и отдельные группы птеридосперм, приспособившихся к относительно сухим местам.

При этом усиливается «континентализация» растительности, связанная с дальнейшим ее выходом на сушу. Во второй половине карбона растительность уже не только распространялась на приморских заболоченных низменностях, но и энергично проникала по аллювиальным равнинам в глубь континентов. Со временем возрастало экологическое разнообразие каменноугольной растительности, усложнялись взаимосвязи ее с окружающей средой, интенсифицировалось видообразование, росла биологическая продуктивность.

По мере освоения новых экологических обстановок складывались и новые формационные типы растительности. Наряду с продолжавшим существование болотистыми лесами лепидофитов и зарослями каламитов, покрывавших плоские заболоченные побережья морских заливов и озер, на обильно орошенных равнинах теплоумеренных зон появляется монотонная кордаитовая тайга, а в области переменного влажного климата впервые возникает ксерофильное

редколесье, позже развившееся в саванну. Резко возрастают площади суши, покрытые растительностью. Леса занимали не только аллювиальные равнины, но и относительно возвышенные участки. Об этом свидетельствуют растительные остатки в массовом аллохтонном захоронении, в частности обломки стволов в песчаниках русловой фации.

В среднем карбоне появляются первые признаки термической дифференциации растительности, а в позднем карбоне ее поясная зональность становится довольно отчетливой. В пределах Северной Евразии (включая Печорский бассейн, Кузбасс, Зайсанскую впадину, Северную Джунгарию) обособляется Тунгусская область теплоумеренной растительности, существенно отличной от предшествовавшей ей раннекаменноугольной (Северо-Евразийская область, по Г. П. Радченко), обладавшей чертами тропической. В Тунгусской области господствовали кордаиты, а лепидофиты были представлены менее требовательными к теплу родами (кноррия, бергерия, ангародендрон), обычно малопродуктивными и с признаками угнетения. В древесине тунгусских кордаитов часто обнаруживаются годичные кольца роста, которые могли быть связаны с сезонными колебаниями только температуры, но не влажности, поскольку Тунгусская область в это время являлась ареной интенсивного углекислого газа, требующего избыточного увлажнения.

76

Западная и Южная Европа, Средняя и Центральная Азия, Южный Китай и Индонезия входили в Вестфальскую область, в которой была распространена растительность тропического облика, почти не изменившаяся с раннего карбона. Ведущая роль по-прежнему принадлежала разнообразным лепидофитам, каламитам, древовидным папоротникам.

Граница Тунгусской и Вестфальской геоботанических областей была выражена неотчетливо и по существу представляла собой широкую зону, протянувшуюся через Среднюю Европу, Казахстан, Монголию, Северный Китай, в которой сочетались представители обеих флор. К этой зоне были приурочены и проявления засушливости, с которыми связаны бескарбонатные красные пески, несущие редкие, довольно однообразные растительные остатки, главным образом кордаитов и сигиллярий. В границах зоны сделаны все находки древнейших представителей хвойных — лебахий и вальхий, близких современным араукариям.

Растительность зоны с сезонными проявлениями засух, по-видимому, имела вид редколесья, несколько ксерофилизованного. О ксерофильности позднекарбонных хвойных говорят анатомическое строение стволов с мощным кольцом древесины и араукариидными трахеидами, габитус веточек и игловидных листочков, строение кутикулы, а также низкорослость и развитие пыльцы с воздушными мешками [Щеголев, 1964]. Растительность зоны аридного климата, вероятно, образовывала редколесье и кустарниковые заросли.

Ксерофиты позднего карбона, как полагают, были выходцами из гигрофильного сообщества вестфальской флоры. В результате высыхания болотистых низменностей и превращения их в умеренно орошенные аллювиальные равнины возникла вначале мезофильная растительность, главными представителями которой были сигиллярии и одонтоптериды. В свою очередь сформировалось ксерофильное сообщество, состоявшее из разнообразных растений, вырабатывавших защитные средства от периодических засух.

На территории Китая вестфальская флора была представлена особым (катазиатским) вариантом, который отличался обилием птеридосперм и специфических папоротников, отсутствием хвойных европейского типа и малым распространением кордаитов — главных лесообразователей Тунгусской области.

В перми структура растительного покрова Земли продолжала усложняться, и не столько по причине термической дифференциации климата, сколько в связи с изменениями распределения атмосферных осадков. В Евразии самым значительным событием было расширение аридной области, охватившей почти всю территорию Европы, Казахстана, Средней, Передней и Центральной Азии, где вестфальская флора постепенно лишалась влаголюбивых элементов (лепидофиты, каламиты, сфенофиллы, папоротники) и обогащалась хвойными, птеридоспермами, древнейшими представителями гинкговых (байера) и цикадофитов (птерофиллум). Морфологические особенности раннепермской растительности Европы и Юго-Западной Азии (чешуйчатые листья хвойных, ребристость экзины пыльцы и др.) указывают на ее в целом ксерофильный характер. Таким образом, еще в ранней перми здесь складывается ландшафт с красноземными корами выветривания и разреженной ксерофильной растительностью, в котором можно видеть прообраз саванны.

Катазиатская флора Юго-Восточной Азии, как и европейская, в термическом отношении была тропической; в ней отсутствовали кордаиты, но широко были представлены древовидные папоротники и лепидофиты. Вместе с тем эта флора была гигрофильной и мезофильной, поскольку была лишена типичных для Европы хвойных и ксерофильного облика птеридосперм и сохраняла много элементов влаголюбивой вестфальской флоры: лепидофитов, крупных каламитов, папоротников. В поздней перми характерным представителем катазиатской флоры был папоротник гигантоперис, образывавший обширные заросли на приморских низменностях. Катазиатская флора распространялась до Средней Азии на западе и до Амурского бассейна на северо-востоке.

Растительность Тунгусской области в ранней перми, по заключению А. Н. Криштофовича, развивалась постепенно, медленно и претерпела наименьшие изменения. Ее отличало необычайное развитие кордаитовых лесов, среди которых не было лепидофитов, каламитов, хвойных и крупных птеридосперм (за исключением южных районов, пограничных с Восточной флористической областью). Кордаиты этой области представляли собой крупные деревья высотой до 30—40 м и диаметром до 1,5 м. Годичные кольца роста и листопадность, встречающиеся у них чаще, чем у кордаитов каменноугольного возраста, свидетельствуют о том, что в перми сезонные колебания температуры стали более резкими. Широкое распространение в Тунгусской области моховых (сфагновых) болот и проявлений угленосности в промышленных масштабах указывают на обильное и равномерное увлажнение ее территории.

Пограничная зона между аридизирующейся Вестфальской и влажной Тунгусской областями проходила через Печорский бассейн, Зауралье и Восточный Казахстан. Если в позднем карбоне в этой пограничной зоне еще сохранялось много элементов вестфальской флоры, то в ранней перми здесь преобладали типичные для Тунгусской области кордаитовые леса. Таким образом, ареал теплоумеренной тунгусской флоры в ранней перми расширился.

Растительность Гондваны (Индия, Южная Америка, Южная Африка, Австралия и Антарктида) развивалась обособленно от растительности Северного

полушария и отличалась от нее по составу. В гондванской флоре позднего карбона и ранней перми отсутствовали настоящие лепидофиты, вместо каламитов были представлены другие артикуляты, отсутствовали крупные птеридоспермы и древовидные папоротники, но вместе с тем широко были распространены мелкие кустарниковые формы птеридосперм: глоссоптерис и гангамоптерис, а также хвощи шизоневра и филлотека, папоротник гондванидиум.

Из флор Северного полушария некоторое сходство с гондванской обнаруживает тунгусская, поскольку основной формацией обеих флор была кордаитовая тайга. Древесины кордаитов в этих областях имеют ясные годовичные кольца, указывающие на сезонные изменения климата. Растительность Гондваны была значительно беднее и однообразнее тунгусской. Если в Тунгусской области известно свыше 1000 видов растений пермо-карбонового возраста, то в гондванской — не больше 80. Есть предположение (М. Ф. Нейбург), что тунгусская и гондванская флоры развивались от общих корней; различия их связаны с тем, что гондванская флора находилась в условиях более сурового климата, связанного с оледенением южных материков в конце карбона — начале перми.

78

### Поздняя пермь, ранний и средний триас

В аридный этап поздней перми — раннего и среднего триаса высыхают аллювиальные и приморские низменности и вымирает покрывавшая их влаголюбивая растительность позднего палеозоя. От огромных лесов остаются мелкие и редкие оазисы, разбросанные по речным долинам, где еще сохранялись водотоки. Раньше всего аридизации подверглась Вестфальская область, поэтому ее флористические элементы (лепидофиты, сфенофиллы и каламиты) в основной массе вымирают еще в поздней перми. В Тунгусской области мезофильная растительность сохранялась до конца перми. Только в Печорском, Прииртышском и Кузнецком бассейнах обнаруживаются резкое снижение относительной роли кордаитов и измельчение их форм. Вместе с тем широко распространяются хвойные, гинкговые и цикадофиты. Сильная аридизация Тунгусской области произошла в триасе, когда полностью деградировали ее кордаитовые леса.

Причиной вымирания влаголюбивой позднепалеозойской растительности был аридный климат; о чем убедительно свидетельствует сильнейшая ксерофилизация всех выживших растений. Ксерофилизация проявляется в уменьшении общего размера растений, сокращении площади листа, усложнении жилкования в нем, замещении толстого и сочного листа тонким, сухим и кожистым. В результате вымирания влаголюбивых растений господствующее положение во флорах раннего — среднего триаса перешло к древесным хвойным, цикадофитам и гинкговым, освоившим относительно сухие места. Впоследствии из них сформировался базис мезозойской растительности.

Растительные остатки раннего и среднего триаса исключительно редки, бедны по составу и имеют отчетливо ксерофильный характер. Они не оставляют сомнений в том, что в это время преобладающие территории материков находились под влиянием аридного климата. Для Евразии, например, рисуется следующая картина состояния и зональности растительного покрова в раннем и среднем триасе.

В наиболее сухой части материка, включавшей Западную и Южную Европу, Аравийский полуостров, Переднюю и Среднюю Азию, растительность

была особенно бедной. Это были единичные оазисы среди пустыни, в которых произрастали преимущественно хвойные (вальхия, ульмания, вольфия, араукаритес), ксерофильные птеридоспермы (каллиптерис), цикадофиты, а также ксерофилизированный потомок сигиллярий — плевромейя, являющаяся, по мнению некоторых палеоботаников, биологическим аналогом современных кактусов.

В умеренно сухой зоне, распространявшейся на Северо-Восточную Европу, Сибирь, Амурский бассейн и Восточный Китай, растительность была ксерофилизирована меньше и поэтому сохранила больше элементов позднепалеозойской флоры. Здесь растительные остатки встречаются чаще и представлены разнообразнее. Господствующее положение в ископаемой флоре раннего триаса принадлежит хвощам, папоротникам и мелкорослым потомкам палеозойских кордаитов; второстепенное значение имеют птеридоспермы (тинфельдия, терсиелла), хвойные и древнейшие представители цикадофитов и гинкговых.

В северо-восточных и юго-восточных районах Азии, еще слабее аридизированных, триасовые флоры имели много палеозойских элементов и местами сохраняли мезофильные ассоциации. На северо-востоке в большом количестве присутствуют кордаиты, которые здесь сохранялись едва не до конца периода\*. На юго-востоке флоры триаса заключали в большом числе древовидные папоротники и плауновые, которые в этих областях были распространены в течение всего триаса и затем перешли в полихронную флору мезозоя.

По заключению Н. А. Болховитиной [1965], растительность триаса Восточной Азии развивалась без резких смен, путем последовательного замещения древних элементов. Постепенные изменения происходили в гондванской флоре (Индостан), в которой хотя еще и продолжали господствовать глоссоптериды и шизоневры, но уже заметно возросли роль и разнообразие теплолюбивых цикадофитов, птеридосперм и папоротников.

Кульминационная стадия ксеротермического периода пришлось на средне-триасовую эпоху, в отложениях которой растительные остатки особенно редки. К ней и приурочивается основное обновление растительности. Если флора раннего триаса еще обнаруживает связи с позднепалеозойскими комплексами, то флора позднего триаса является уже вполне мезозойской.

После пермо-триасового ксеротермического максимума споровые растения, связанные с очень влажной средой обитания, утратили ведущее положение, за исключением лишь муссонной Восточной Азии, где они в значительном количестве присутствовали и в мезозойской флоре. На смену споровым приходят семенные растения, у которых процесс размножения мог происходить без воды, вне сырых мест.

В поздне-триасовую эпоху климат начал смягчаться. Ареалы сильно изреженной засухоустойчивой растительности суживаются, и соответственно увеличиваются площади, занимаемые мезофильной растительностью, которые теперь охватывают весь северо-восток материка вплоть до Енисея и Амура. И хотя на территории Западной и Южной Европы, Аравийского полуострова и Центральной Азии все еще продолжала сохраняться тропическая пустыня,

\* По заключению палеоботаников, кордаиты триаса отличались меньшей площадью листьев и гущенностью жилок в них, чем достигались сокращение испаряющей поверхности и усиление подачи воды к листьям. Таким образом, кордаиты были представлены в значительной мере ксерофилизированными формами.

ее ландшафты были уже не столь бесплодными, как в среднем триасе. В отложениях верхнего триаса растительные остатки встречаются чаще, более разнообразны и представлены менее ксерофильными формами, существовавшими в условиях достаточно обводненных долин.

По низким открытым берегам водоемов произрастали преимущественно хвощовые («тростниковая флора кейпера»), а на сухих местах — хвойные, ксерофильные цикадофиты (узколистные тениоптерис и птерофиллум) и птеридоспермы (каллиптерис, тинфельдия и др.). Птеридоспермы, согласно данным Е. Е. Мигачевой [1964], несут точечные углубления на листьях, представляющие собой следы волосяного покрова, защищавшего растение от сухого климата.

В общем на протяжении позднего триаса ландшафты Западной и Южной Европы, Аравийского полуострова и Центральной Азии из экстрааридных преобразовались в умеренно аридные, близкие к тем, которые в предшествующую эпоху были свойственны Северо-Восточной Европе и Сибири. Распространилась довольно разнообразная растительность папоротников, гинкговых, птеридосперм, цикадофитов и хвойных, слабо ксерофилизированных и образующих местами обширные заросли и лесные массивы. В Восточной Азии растительность уже полностью восстановила свой мезофильный характер. В ее составе большое значение приобрели папоротники, новая формация хвойных (древние представители подокарповых, сосновых, подозамитовых), цикадофиты и гинкговые.

### Рэт, ранняя и средняя юра

Рэтским веком позднего триаса начинается среднемезозойский гумидный цикл, и на всем материке распространяется однообразная мезофильная флора папоротников, птеридосперм, хвойных, гинкговых и цикадофитов; возобновляются и процессы угленакопления. В противоположность позднепалеозойской флоре, провинциально дифференцированной, растительность рэта была однообразной на всем пространстве Евразии. Некоторые различия устанавливаются только в количественных соотношениях доминирующих групп растений. Сибирь и Верхоянско-Колымская область отличались повышенным содержанием хвойных и гинкговых, а Европа, юг и восток Азии — преобладанием цикадофитов и папоротников из семейств диптериевых и мараттиевых. В Средней Европе, Казахстане, Средней и Центральной Азии, где пока ощущались слабые аридные влияния, еще широко были распространены хвощовые и птеридоспермы, а цикадовые и гинкговые были представлены менее разнообразно.

Расцвета мезозойская полихронная флора достигает в первой половине юрского периода, когда гумидизация климата была максимальной. В это время растительный покров Евразии отчетливо дифференцировался на зоны хвойно-гинкговых лесов, смешанных цикадофито-хвойно-гинкговых лесов и зону максимального развития цикадофитов и теплолюбивых папоротников [Маркович, Просвирякова, Фаддеева, 1962].

Зона хвойно-гинкговых лесов распространялась на Шпицберген и Землю Франца-Иосифа, северную часть Восточно-Европейской равнины, Урал, Сибирь, часть Казахстана, Монголию и Забайкалье, Верхоянско-Колымский край и Амурский бассейн. Ее отличало преимущественное развитие хвойных (из семейств сосновых, подокарповых, подозамитовых) и гинкговых (гинкго,

сфенобайера, феникописис, чекановския). Среди папоротников, образовывавших подлесок, преобладали кониоптерис, кладофлебис и рафаэлия; теплолюбивые папоротники семейств диптериевых, мараттиевых и матониевых в незначительных количествах присутствовали лишь в южных районах этой зоны. Цикадовые в хвойно-гинкговых лесах встречались редко, главным образом в южной части зоны.

Смешанные цикадофито-хвойно-гинкговые леса протягивались относительно узкой полосой от Скандинавского полуострова, Прибалтики и Польши через южные районы Восточно-Европейской равнины, Приаралья, Среднюю и Центральную Азию к Центральному Китаю и Средней Японии. В смешанных лесах наряду с сосновыми и подозамитовыми заметную роль начинают играть араукариевые, типичные для тропической зоны. Среди папоротников повышается содержание диптериевых и мараттиевых; возрастает также количество цикадофитов.

Зона максимального развития цикадофитов и теплолюбивых папоротников охватывала Западную и Среднюю Европу, юг Средней Азии, Индостан, Индокитай и Южный Китай. Ее характеризуют разнообразие и широкое распространение цикадофитов и редкость гинкговых. Из хвойных значительно были представлены араукариевые и подокарповые, тогда как сосновые были немногочисленны.

В зоне преимущественного распространения цикадофитов и теплолюбивых папоротников, отчасти в зоне смешанных цикадофито-хвойно-гинкговых лесов отчетливо выступали провинциальные различия. Европейская часть этих зон отличалась пониженной ролью папоротников, значительным развитием араукариевых, почти полным отсутствием подозамитов и разнообразием птеридосперм. Восточно-азиатская часть, наоборот, характеризовалась обилием и разнообразием древовидных папоротников и цикадофитов, отсутствием араукариевых, развитием некоторых птеридосперм, малой ролью гинкговых.

Различия геоботанических областей в ранней — средней юре носили скорее количественный, чем качественный характер, поскольку все основные элементы флоры: папоротники, хвощовые, хвойные, гинкговые и цикадофиты — всюду были представлены преимущественно одними и теми же родами. Это относительное однообразие ранне-среднеюрской растительности, несомненно, было связано с малой дифференциацией и слабой контрастностью климата, как термической, так и по условиям увлажнения. Все же сибирская флора произрастала в условиях менее высокой температуры, чем европейская и южно-азиатская. На это указывают редкость в сибирской флоре теплолюбивых цикадофитов, отсутствие, за исключением самых южных бассейнов (Чулымо-Енисейский, Кузнецкий, Тувинский и Монгольский), диптериевых и матониевых папоротников, наличие древесин с годичными кольцами и гинкговых с опадающей листвой, которые, судя по мезофильному характеру растительности, не могли быть связаны с сухими сезонами, а являлись реакцией на сезонные колебания температуры.

В южной части зоны хвойно-гинкговых лесов, где цикадофиты переходили из подлеска в основной древостой, климат приближался к тропическому. В зоне смешанных цикадофито-хвойно-гинкговых лесов, которая в морских бассейнах коррелируется с зоной смешанных фаун, климат был почти тропическим, а на границе с зоной преимущественного распространения цикадофитов

и древовидных папоротников, где в морских фаунах появляются кораллы, брахиоподы и строматопоры, — уже в полной мере тропическим.

Увлажнение в зоне хвойно-гинкговых лесов было обильным и равномерным, на что указывает мезофильный в целом тип растительности. Даже гинкговые имели тонкую листовую пластинку — признак частых и значительных атмосферных осадков. Об этом же свидетельствует повсеместное распространение в континентальных толщах озерных, пойменных и болотных фаций, по которым устанавливаются обширные внутриматериковые водоемы и многоводные реки. Повышенное увлажнение подтверждается господством в зоне хвойно-гинкговых лесов каолинового типа выветривания, развивающегося в обстановке переувлажненных ландшафтов, и широким региональным распространением угленосности при исключительном развитии среди углей гелитолитов, связанных с преобразованием растительного материала в сильно обводненных болотах.

Широкое распространение в юрских отложениях перенхимных углей, образующихся за счет листы древесных пород, указывает на явление сезонного листопада у некоторых представителей флоры того времени.

На территории Южной Европы и Аравийского полуострова климат был перемененно влажный, с короткими периодами засухи, о чем можно догадываться по появлению в составе растительности ксерофитов, по ферриаллитовому выветриванию, уменьшению масштабов глинообразования.

### Поздняя юра, неоком

В начале позднеюрской эпохи климат Земли снова дифференцируется, на обширных пространствах возобновляется аридный режим. На территории Южной Европы, Средней и Центральной Азии, Казахстана, Монголии, Северного и Центрального Китая исчезает лесная растительность, замещаемая ксерофильным редколесьем и саваннами. Процессы угленакопления здесь полностью прекращаются; на смену им приходит накопление красноцветных осадков, почти не содержащих остатков флоры. Ксерофильная растительность аридной области была почти лишена хвощовых, сократилось в ней количество папоротников и гинкговых. Среди хвойных большое распространение получили брахифиллум, пагиофиллум и араукариты, несущие короткие чешуйчатые хвои, а мезофильные хвойные (подозамитес, питиофиллум, пинитес) становятся редкими.

Цикадофиты, оказавшиеся господствующей группой в этой оазисной растительности, были в основном представлены родами, обладающими кожистыми листьями и хорошо развитой кутикулой (отдельные виды отозамитес, замитес, псевдоцикас). Такие мезофильные формы, как нильссония, исчезают. Среди папоротников также появляются формы ксерофильного облика: стахиптерис, ломатоптерис и склероптерис, листья последнего были кожистые, покрытые волосками.

Область распространения ксерофитов в поздней юре достигала южных районов Западно-Сибирской низменности и Западного Забайкалья. Аридизация не коснулась Северной Сибири и островных архипелагов Верхоянско-Колымской области, где позднеюрские леса по-прежнему сохраняли мезофильный облик и хвойно-гинкговый состав. Не обнаруживают признаков ксеромор-

физма и значительных изменений систематического состава флоры Японии, Юго-Восточной Азии и Индии, также не испытывавшие влияния засушливого климата.

Особенностями позднеюрской эпохи являлись не только возникновение аридной области и распространение ксерофитов, но и значительное продвижение в высокие широты теплолюбивых растений, связанное с общим потеплением и континентализацией климата. Среди остатков позднеюрской флоры Сибири учащаются находки цикадофитов и кейтониевых, разнообразится их состав. Тениоптерис, нильссония и вилльямсония, характерные для флор Европы и Южной Азии, отмечаются в верхнеюрских отложениях Северного Урала и северных районов Западно-Сибирской низменности.

Вообще в позднеюрскую эпоху все геоботанические зоны были сдвинуты к северу относительно их положения в ранней и средней юре. Теперь хвойно-гинкговые леса не выходили за пределы Восточной Сибири, Восточного Забайкалья и Якутии. Зона смешанных цикадофито-хвойно-гинкговых лесов переместилась в области Северной Европы и Шпицбергена, Северного Урала, южной половины Западно-Сибирской низменности, Алтае-Саяна и бассейна Амура. Зона максимального распространения цикадофитов и теплолюбивых папоротников достигла Среднего Урала, Северного Казахстана, Тувы, Монголии и Северного Китая. У меридиана  $90^\circ$  в. д. это смещение эквивалентных геоботанических зон составило по широте  $12-15^\circ$ .

Потепление климата в позднеюрскую эпоху сопровождалось иссушением. Ареал ксерофильных флор (брахифиллум и пагиофиллум) расширился и теперь проходил через южные районы Западно-Сибирской низменности, Монголию, Шаньдунский полуостров, среднее течение Янцзы.

В неокоме общий состав растительности и геоботаническая зональность оставались такими же, как и в поздней юре. Наименьшие изменения растительный покров претерпел в пределах Северной Сибири и Верхоянско-Колымской области, где продолжали существовать хвойно-гинкговые леса с папоротниковым подлеском. Хвойные в лесах неокома были представлены группой питиофиллум (подозамитес) и сосновыми (ели, сосны, пихты, кедры). Среди гинкговых по-прежнему были многочисленны и разнообразны гинкго, чекановския, байера, феникопсис; в конце неокома появляется вид гинкго, близкий современному. Среди папоротников господство сохранялось за кониоптерисом и кладофлебисом. Возросло разнообразие цикадофитов, особенно широко были распространены нильссония, ктенис, якутиелла, алдания, хейлунгия. Однако в относительно большом количестве они присутствовали только в южных районах области: среднем течении Лены и низовье Алдана, в Удской депрессии. В северных районах области (низовье Лены, Земля Франца-Иосифа) цикадофиты становятся редкими и представлены только двумя родами (нильссония и анозамитес).

Сибирские цикадофиты, очевидно, были менее требовательными к теплу. На это указывает их систематический состав, из которого едва не половина родов вообще не встречается за пределами Сибирской геоботанической области (алдания, якутиелла, хейлунгия, шмидтия).

Параллельно менялся с юга на север и состав папоротников, среди которых полностью исчезает рафаэлия, еще встречающаяся в южных районах области, и сокращается количество и разнообразие глейхениевых.

Состав гинкговых, по заключению В. А. Вахрамеева (1957), после позднеюрской эпохи оставался прежним, но и для них следует отметить изменение листовой пластинки у представителей рода гинкго. Если юрские гинкго обладали сильно расчлененной листовой пластинкой, то среди видов гинкго раннемеловой эпохи появляются формы с почти целой листовой пластинкой, подобной той, которая будет у позднемеловых и третичных гинкго. В древесинах хвойных и гинкговых, произраставших в Сибири, обнаруживаются годовичные кольца. Среди гинкговых были распространены формы, сбрасывающие листья целыми побегами.

Зона смешанных цикадофито-хвойно-гинкговых лесов в неокоме, как и в позднеюрскую эпоху, пролегла по северным районам Фенно-Сарматии (достигая Шпицбергена), по Северному Уралу, южным районам Западно-Сибирской низменности, горам Южной Сибири, Амурскому бассейну, Сахалину и Хоккайдо. В ней цикадофиты и папоротники становятся более многочисленными и разнообразными и приобретают лесоформирующую роль.

84

Зона максимального распространения цикадофитов и теплолюбивых папоротников в неокоме охватывала южную и среднюю части Евразии от бассейна Балтийского моря, Оки и Камы до Казахстана, Монголии, Северного Китая и острова Хонсю в Японском архипелаге. В ней отчетливо проявлялись провинциальные различия, сложившиеся еще в поздней юре.

В Южной и Юго-Западной Европе, находившейся под влиянием засушливого климата, были распространены относительно бедные по составу ксерофильные редколесья из хвойных и цикадофитов. Первые были представлены преимущественно родами с чешуевидными и шиловидными хвоями (брахифиллум, пагиофиллум, туитес, сфенолепидиум, пинитес); среди вторых наиболее многочисленными были птерофиллум, отозамитес, замитес, глоссозамитес, псевдоцикас, нильссония. В хорошо увлажненных местах к ним присоединяются древовидные папоротники, среди которых были рурффордии, глейхении, онихиопсис, матонидиум, хаусмания, вейхзелия и некоторые виды кладофлебис. Во флоре неокома Юго-Западной Европы почти полностью отсутствовали подозамиты и гинкговые. К северу флора начинает приобретать мезофильный облик. Уже на территории Средней Европы появляются гинкговые и характерный представитель сибирских хвойных — подозамитес.

На Западно-Сибирской низменности огромные пространства занимали заросли папоротников: осмундовых, схизейных, глейхениевых, современные представители которых произрастают в странах тропического климата. На более сухих местах их сменяли хвойные леса, состоявшие из сосновых, подозамитов и брахифиллума.

Флора восточной окраины Азии (Приморье, Северо-Восточный Китай, Корейский полуостров, Японские острова), наоборот, была исключительно богатой и мезофильной, в ней были представлены как сибирские (бореальные), так и индо-европейские (тропические) элементы. Особенно много было папоротников, среди которых присутствовали мелкие формы, входившие в подлесок хвойно-гинкговых лесов (кониоптерис, кладофлебис), и древовидные (глейхениевые, диптериевые и матониевые), создававшие самостоятельные заросли по побережьям рек и озер. В числе цикадофитов особым видовым разнообразием отличались нильссония, ктенис, тениоптерис, птерофиллум. Гинкговые, как и в Северной Сибири, были представлены богато, особенно роды гинкго, байера,

феникопсис. В группе хвойных одновременно существовали и мезофильные роды (подозамиты, питиофиллум), и ксерофильные (брахифиллум, пагиофиллум).

В аридной области, охватывающей в основном ту же территорию, что в поздней юре (Центральная и Средняя Азия, Казахстан, Южная Монголия, континентальные участки Южной Европы), растительные остатки в отложениях неокома встречаются еще реже, чем в верхнеюрских. Если в последних удается постоянно находить хотя бы единичные остатки папоротников (кладофлебис, кониоптерис), подозамитов, эквизетитов, гинкговых (чекановския, байера) и хвойных (пагиофиллум), то в отложениях неокома они почти совсем отсутствуют. Эта редкость остатков флоры сама по себе говорит о чрезвычайно слабом развитии растительного покрова в пределах аридной области. Очевидно, растительность полностью отсутствовала на плакорах и была представлена только на подгорных аллювиальных равнинах, в речных долинах и бессточных котловинах зарослями, оторачивавшими отдельные водоемы. Эти заросли составляли ксерофильные хвойные (брахифиллум, пагиофиллум), папоротники (схизейные, глейхениевые) и редкие гинкговые.

Область с оазисной растительностью продолжалась на восток до гор Гобийского Алтая и Холаншаня, в западном направлении она простиралась до эпиконтинентальных морей Средней и Передней Азии, по побережьям которых, как показали находки Н. Н. Верзилина в Восточной Фергане (196?), местами развивались заросли тропических папоротников.

В Тибете, Индии и Индокитае растительность неокома была мезофильной и в общем близкой к юрской. Были широко распространены папоротники (они-хиопсис, глейхения, руффордия, хаусмания, матонидиум, вейхзелия), цикадофиты (отозамитес, глоссозамитес, нильссония), хвойные, главным образом араукариевые.

Климат зоны хвойно-гинкговых лесов в поздней юре — неокоме в основном оставался таким же, как и на предшествовавшем этапе. В этом убеждает неизменность и состава растительности, и процессов литогенеза. Все же учащение среди растительных остатков поздней юры — неокома находок цикадофитов свидетельствует о некотором потеплении климата в это время. Впрочем, сибирские цикадофиты поздней юры — неокома были растениями не тропического климата; их большая часть являлась эндемичными формами, не известными за пределами зоны хвойно-гинкговых лесов. В общем по теплолюбивому характеру растительности, а также по достаточно интенсивному выветриванию (мезомиктовая формация) можно считать, что климат зоны хвойно-гинкговых лесов напоминал субтропический. Этому климату были свойственны сезонные колебания температуры, притом настолько отчетливые, что на них реагировали растения (годовые кольца в древесинах и листопадность). Лесной тип растительности, интенсивное углекислотное и исключительное распространение фацций, связанных с обильным обводненными ландшафтами, служат доказательством того, что климат зоны хвойно-гинкговых лесов и в поздней юре — неокоме оставался гумидным, равномерно влажным.

Термический режим в зоне преимущественного распространения цикадофитов и древовидных папоротников оставался тропическим. Это доказывает составом как местной растительности, так и фауны беспозвоночных (тропические кораллы, неринеи и орбитолины), населявших моря этой зоны.

Распределение атмосферных осадков было неравномерным. В аридной области, где растительность была оазисной и состоящей преимущественно из ксерофильных цикадофитов и араукариевых хвойных, существовал постоянный дефицит влаги; годовая сумма осадков здесь была меньше 800 мм. В муссонной области Юго-Восточной Азии, где растительность представлена мезофильными цикадофитами и древовидными папоротниками, весьма разнообразными в систематическом отношении, увлажнение было обильным и местами близким к равномерному.

### Апт, альб и поздний мел

В апте—альбе произошла одна из крупнейших перестроек растительного покрова Земли, связанная с быстрым распространением покрытосеменных растений: магнолий, лавров, платанов, троходендронов, эвкалиптов и дубов, а также новой формации хвойных, в которой господствующее положение заняли сосновые, приспособленные к интенсивному солнечному освещению и к засушливым условиям, и таксодиевые, в основном теплолюбивые и переносящие сильное переувлажнение.

Разнообразие гинкговых значительно сокращается. Почти полностью исчезают чекановския и байера; в поздний мел перешли только роды гинкго, феникопсис и сфенобайера. Полностью вымерли и такие доминанты лесов мезозоя, как подозамиты и питиофиллум. Среди цикадофитов исчезли все беннетиты и многие саговые. Существенно обновился состав папоротников, среди которых теперь уже полностью отсутствовал кониоптерис, и еще шире распространились глейхении и схизейные.

В Сибири заметно сокращается количество цикадофитов и уменьшается их разнообразие; среди них в основном остаются мезофильные роды: нильссония, хейлунгия, якутиелла. Гинкговые существенную роль в лесном древостое сохраняли только в Северо-Восточной Сибири и Верхоянско-Колымском крае; на остальном пространстве они перешли на положение реликтов.

Хвойные в апте—альбе достигают максимального разнообразия (27 родов с 56 видами). Их основные массивы по-прежнему сосредоточивались на территории Сибири и Восточной Азии. Брахириллум и пагиориллум исчезают с больших площадей Западной и Южной Сибири, но сохраняются в пределах Средней и Центральной Азии, хотя и здесь их роль в составе растительности падает. По распространению этих ксерофильных хвойных видно, что аридная область в альбе резко сократилась, а лесная зона (гумидный климат) значительно расширилась, при этом леса относительно неоконских обеднились теплолюбивыми и ксерофильными породами.

В конце раннего мела всюду (кроме северных и северо-восточных районов Сибири) появились покрытосеменные растения. Пыльца покрытосеменных в большем количестве встречается в нижнемеловых отложениях аридной области. В Сибири развитие растений этого класса явно запаздывало. В пределах Вилюйской впадины пыльца покрытосеменных найдена лишь в виде единичных зерен и только в самых верхних горизонтах альба [Болховитина, 1959].

В. А. Вахрамеев [1962] считает, что первые покрытосеменные появились еще в юрское время, но были крайне немногочисленными и не оставили сколь-нибудь заметных следов в отложениях этого периода. Изменения климата, произошедшие в течение апта—альба, позволили покрытосеменным растениям

использовать свои физиологические преимущества и из скромных ингредиентов старой флоры перерасти в создателей новых растительных формаций.

Чтобы понять характер климатических изменений, необходимо вспомнить особенности физиологической организации покрытосеменных растений, создавшие им преимущества перед их предшественниками — голосеменными. М. И. Голенкин [1927] отмечал, что типичные растения палеозоя и мезозоя — папоротники, цикадофиты и древние хвойные — могли существовать только в условиях влажной атмосферы. Покрытосеменные же приспособлены к условиям континентального климата: меньшей влажности, сезонным колебаниям температуры и осадков и более интенсивному воздействию солнечной радиации. Они в большей мере, чем другие группы растений, используют почвенную влагу, а более совершенная сосудистая система (лучше снабжающая влагой растение) дала возможность развитию широкой поверхности листьев, что в свою очередь способствовало приспособлению к солнечному климату.

С этого времени характер и сила солнечного освещения (фотопериодизм) становятся важнейшим экологическим условием существования флоры, не менее существенным, чем температура и атмосферные осадки. Утверждение, что основным побудительным фактором в быстром расселении покрытосеменных был именно солнечный климат (с возросшей дозой прямой радиации?), с несомненностью вытекает из исторических и географических особенностей развития этой группы растений на территории Евразии. Раньше всего (еще в неокоме) покрытосеменные появились в областях аридизированного климата. Позже они проникли на северо-восток материка, где почти неизменная юрская мезофильная флора голосеменных существовала до конца мелового периода.

Коренные изменения растительности, связанные с появлением и быстрым расселением покрытосеменных, не могли быть обусловлены похолоданием, поскольку климат раннего мела был даже теплее ранне- и среднеюрского, при котором мезозойская полихронная флора достигла своего расцвета. Причиной этого не могло явиться и резкое изменение количества и режима выпадения атмосферных осадков, так как степень и характер увлажнения материка при переходе от неокома к апту—альбу изменились не столь значительно, как на границе средней и поздней юры. Сохранилась в прежнем виде и региональная дифференциация климата.

Таким образом, основные компоненты климата (температура и атмосферные осадки) и общий план климатической зональности во время появления покрытосеменных растений коренных изменений не претерпели. Очевидно, эти важные преобразования в составе растительного мира были связаны с иными причинами, вероятнее всего с усугублением континентальности климата, усилением солнечного сияния и повышением воздействия прямой солнечной радиации на растительный покров Земли. И хотя покрытосеменные заметную роль в составе растительности приобрели лишь в апте—альбе, решающее значение в истории их развития все же имел неоком с его аридным климатом. Именно в неокоме благодаря общей аридизации климата уменьшились влажность и облачность и соответственно усилилось воздействие на приземные слои солнечной радиации. Растения, существовавшие в условиях сильной влажности и облачности (папоротники, некоторые гинкговые, подозамиты и др.), стали исчезать из областей аридизирующегося климата. На смену им пришли растения, лучше переносящие сухость воздуха и продолжительное солнечное сияние.

В позднем мелу Северную Евразию покрывали хвойно-широколиственные леса, содержащие реликты древней флоры. Согласно В. А. Вахрамееву [1962], в этих лесах широколиственные были представлены преимущественно платановыми (платан, креднерия, протофиллум); начиная с сенона их частично вытеснили троходендроны, ставшие доминантами северной растительности. Из других покрытосеменных в первой половине позднемеловой эпохи значительную роль играли аралия, сассафрас, цисситес, дальбергитес, а во второй половине — макклинтокия, вибурнум, норденскиольдия. На протяжении всего мелового периода был широко распространен зизифус.

В конце мела появились и быстро распространились различные сережкоцветные: ивы, березы, ольхи. Хвойные были представлены сосновыми (сосны, ели, пихты, тсуги, кедры) и таксодиевыми (секвойя, таксодиум, глиптостробус). Еще сохранялись реликты юрской и раннемеловой флоры: карликовые формы цикадофитов (нильссония, псевдоцикас), араукариевые, подозамитесы и гинкго. Нижний ярус хвойно-широколиственных лесов по-прежнему составляли папоротники: лигодиум, схизейные, осмундовые, глейхении, селягинеллы, среди которых еще не исчез юрский кладофлебис.

88

Хвойно-широколиственные леса Северной Евразии были провинциально дифференцированными. На северо-востоке материка они состояли в основном из сосновых, хвойных и троходендронов. На территории Западной и Южной Сибири в составе этих лесов возрастала роль покрытосеменных растений, главным образом ив, каштанов, кленов. В Средней Европе, Казахстане, Монголии и Северном Китае широколиственные были представлены преимущественно платанами, лаврами, дубами, каштанами, кленами. Среди хвойных заметную роль играли кедры, подокарповые и кипарисовые. Из реликтов среднемезойской флоры чаще всего встречается гинкго.

Богатство растительности возрастало с приближением к Тихому океану, достигая наивысшего разнообразия на территории Приморья, Корейского полуострова, Сахалина и Японских островов. Леса Дальнего Востока отличались многообразием папоротников, которые часто формировали самостоятельные фитоценозы (на морских побережьях и аллювиальных низменностях). В первой половине позднемеловой эпохи здесь были еще широко распространены глейхениевые и осмундовые. В дальнейшем количество папоротников сокращается из-за выпадения теплолюбивых форм. Вместе с тем резко увеличивается количество покрытосеменных: ильмовых, кленов, каштанов, дубов, ольхи, березы, а также сосновых, таксодиевых (метасеквойя) и исчезают последние представители цикадофитов (отозамитес и нильссония).

В аридной зоне, по-прежнему включавшей часть Южной Европы, Переднюю, Среднюю и Центральную Азию, Южный Казахстан и весь Центральный Китай, господствовал ландшафт саванн с одиночными оазисами и галерейными лесами вдоль рек, в которых произрастали ксерофилизированные представители хвойных (в том числе брахифиллум, пагиофиллум), лавровых, миртовых. В этих оазисах продолжала обитать динозавровая фауна.

В южной половине Евразии, следовавшей за аридной областью, была распространена исключительно вечнозеленая растительность из магнолиевых, лавровых, миртовых, фикусов, дубов, пальм, древовидных папоротников.

Растительность позднего мела явно указывает на усиление солнечности (и континентальности) климата в это время. Такими свидетельствами являются

массовое внедрение в леса Северо-Востока Евразии светолюбивых покрытосеменных растений и соответственно переход на положение реликтов цикадофитов, гинкговых, подозамитов и папоротников (кладофлебис), нуждавшихся в мощном облачном покрове и постоянных туманах, защищавших от солнца.

Леса с мезофильными растениями, так же как и пояс интенсивного углекислого газа, в течение позднего мела отступают к арктическому и тихоокеанскому побережьям, при этом реликты древней растительности неуклонно исчезают из внутриматериковых районов, хотя продолжают сохраняться в условиях океанического климата побережья и островов до начала палеогена (находки цикадофита нильссония в палеогене Японии). В составе ксерофильной растительности распространяются представители семейства лавровых, обладающих блестящими кожистыми листьями, отражающими часть падающего на них солнечного света.

### Палеоцен, эоцен и ранний олигоцен

В палеогене, до раннего олигоцена включительно, различия между высокими и низкими широтами по термическому режиму были еще невелики и на зональной дифференциации растительности сказывались мало. В это время существовали лишь два термических типа растительности: вечнозеленая тропическая, покрывавшая Южную Евразию, и теплоумеренная, в основном листопадная, но со значительным участием вечнозеленых растений, которая была распространена в северной половине материка. Северная растительность продолжала оставаться комплексной и включала представителей различных термических классов — от бореальных сережкоцветных (березы, ольхи, ивы) до субтропических (магнолии, троходендроны, платаны, гинкго).

Значительно более сильное влияние на состав и структуру растительного покрова по сравнению с термическим режимом оказывали региональные различия в условиях увлажнения, которые уже тогда были достаточно контрастными, хотя и не в такой степени, как в настоящее время. Для палеоцена, эоцена и раннего олигоцена известно несколько климатических типов растительности, отражающих разные степени увлажнения.

В аридной области, охватывавшей юго-западную и центральную части материка, была распространена тропическая саванна с галерейными лесами и оазисами на орошенных низменностях и в долинах рек. О характере этой растительности дает представление бадхызская флора Южной Туркмении. Общий состав ископаемых остатков бадхызской флоры (протейные, миртовые, сумаховые, пальмы), а также их анатомические и морфологические особенности (мелкие кожистые листья с морщинистой поверхностью и резко выступающими жилками) указывают на произрастание в условиях высокой температуры и периодической засушливости. По мнению палеоботаников, изучавших бадхызскую флору, она очень напоминает жестколистные древесно-кустарниковые формации южных районов современного Средиземноморья.

Влияние аридного климата распространялось на всю южную половину Западной Европы (до герцинских массивов включительно), среднюю полосу европейской части СССР, южные районы Западно-Сибирской низменности и Забайкалья. Даже здесь растительность раннего палеогена была вечнозеленой, жестколистной. В ее составе большая роль принадлежала вечнозеленым дубам, лаврам, циннамомумам, миртовым, магнолиям, подокарпусам и паль-

мам. На плакорах преобладали парковый древостой и ксерофильное редколесье, переходящее в более сухих районах в саванну. Лесная растительность из таксодиума и ниссы была распространена только на заболоченных низменностях и вдоль рек. Такого рода леса сохраняются поныне на юго-востоке Северной Америки и в Южной Калифорнии, климат которых характеризуется следующими показателями: температура самого жаркого месяца 25—28° С, самого холодного не ниже 5° С, годовая сумма атмосферных осадков 500—800 мм с максимумом в зимние месяцы.

Во внеаридной части тропического пояса (Западная Европа, Юго-Восточная Азия) была распространена влаголюбивая растительность, по составу и структуре мало отличавшаяся от влажных лесов Индонезии. В этих лесах господствующее положение занимали панданусовые, диптерокарповые, фикусы, банановые, пальмы, бамбуки, древовидные папоротники, магнолии, лавры, вечнозеленые дубы. Подобная растительность ныне существует при незначительных сезонных колебаниях температуры (среднегодовая 25—26° С) и обильном атмосферном увлажнении (годовая сумма осадков до 3000 мм).

90 В северной части Евразии за пределами аридной области были распространены мезофильные хвойно-широколиственные леса, богатые по составу. Присутствие среди остатков палеоценовой растительности Шпицбергена и Гренландии ликвидамбара и тюльпанного дерева позволяет считать, что климат северной части материка, вплоть до арктических архипелагов, отличался теплым и продолжительным летом и мягкой зимой. Области произрастания ликвидамбара в настоящее время характеризуются средними температурами января 3—5° С, июля 26—28° С (среднегодовая 14—15° С) и годовой суммой атмосферных осадков 1200 мм.

### Поздний олигоцен, ранний и средний миоцен

Во второй половине олигоцена в связи с начавшимся похолоданием растительный покров в высоких широтах дифференцируется и все геоботанические зоны резко смещаются на юг. Термические различия теплоумеренной (тургайской) и тропической (полтавской) флор обозначаются еще отчетливее. Теплоумеренная флора становится преимущественно листопадной, роль вечнозеленых растений в ней падает.

Поскольку похолодание распространялось от полюсов, оно сильнее всего сказалось в самых высоких широтах. Уже в олигоцене из лесов Северо-Восточной Азии полностью выпадают вечнозеленые растения, да и теплолюбивые широколиственные породы в них становятся редкими. На возвышенностях начинает выделяться особая формация хвойных лесов. Позднемиоценовые леса Северо-Восточной Азии по составу близки современному Аппалачскому лесу приатлантических штатов Северной Америки, существующему при средней январской температуре не ниже 10° С, июльской 24° С и годовых осадках больше 1000 мм. Преимущественное распространение в лесах Северо-Востока Евразии теневыносливых пород: елей, пихт, тсуги, буков, гикори, свидетельствует о высокой влажности климата и, надо полагать, о мощной облачности.

В Северной Европе и Сибири произрастали мезофильные хвойно-широколиственные леса богатого состава с участием вечнозеленых растений, количество которых увеличивалось к югу. Уже к районам Прибалтики, средней полосы европейской части СССР, Казахстана и Амурского бассейна вечнозеленые

растения приобретали значение лесообразующих пород. Полная смена теплоумеренной растительности тропической происходила на линии герцинские массивы Западной Европы — Тянь-Шань — полуостров Шаньдун.

В олигоценовых лесах Северной Европы и Сибири были широко распространены таксодиевые, произраставшие в различных экологических обстановках. Как можно заключить по ныне живущим представителям этого семейства, оптимальным условием их произрастания был субтропический климат с температурами января 3—4, июля 20—23, среднегодовой 12—16° С и осадками около 1000 мм/год при более или менее равномерном их выпадении по сезонам (Калифорнийское побережье США, нижнее течение Миссисипи).

В позднем олигоцене наряду с похолоданием имело место некоторое увлажнение климата, что устанавливается по значительному продвижению на юг мезофильной лесной растительности, заместившей на территории южной половины Русской платформы, в Северном Казахстане и Амурском бассейне ксерофильное редколесье, и по появлению в аридной области в составе галерейных лесов и оазисной растительности большого числа мезофильных пород: магнолий, гинкго, дубов, кленов.

В миоцене термическая дифференциация растительности усиливается еще больше и теплоумеренные флоры продвигаются еще дальше на юг. Уже в первой половине этой эпохи на Северо-Востоке Азии начинает складываться формация преимущественно хвойных лесов, а Сибирь тем временем покрывается хвойно-широколиственными лесами несколько обедненного состава. Широколиственные леса со значительным участием вечнозеленых растений теперь не распространялись на севере дальше средней части Русской равнины\*, южных районов Западно-Сибирской низменности и Амурского бассейна, а типичная субтропическая растительность, в основном вечнозеленая, следовала только от районов Средней Европы, Кавказа и Южного Сахалина.

Новообразованные в раннем — среднем миоцене хвойные леса Северо-Восточной Азии по флористическому составу сопоставляются с основным типом Лаврентийского леса США (среднемесячная температура января от —2 до —5° С, июля 20—19° С, годовая сумма осадков 800 мм), а смешанные хвойно-широколиственные леса Западной и Южной Сибири можно сравнить с южным подтипом Лаврентийского леса, в зоне которого климат характеризуется следующими показателями: среднеянварская температура от 0 до —2° С, среднеиюльская 21—20° С, годовая сумма осадков 1000 мм. Главными причинами выпадения из лесов Восточной Сибири вечнозеленых растений и теплолюбивых широколиственных были возросшая континентализация климата этой области и связанные с нею низкие температуры зимы.

Комплексная в термическом отношении растительность\*\* в миоцене сохранилась только в Восточной Азии, где господствовал муссонный климат с малыми контрастами летних и зимних температур. Здесь развитие растительности благодаря муссонному климату совершилось более медленно и плавно, чем в областях континентального климата.

\* Миоценовая флора Окско-Донской низменности имела богатый состав теплолюбивых широколиственных, таксодиевых, сосновых. К числу основных лесообразующих пород относились ликвидамбар, лапина, гикори, бук, дубы, нисса и др.

\*\* Растительность, включающая представителей различных климатических классов, в данном случае бореальные березы, ольхи и ивы и субтропические формы магнолий, секвой, платанов.

В позднем миоцене начинается очередная фаза быстрого похолодания. Хвойные леса Северо-Восточной Азии еще больше обедняются широколиственными породами и приближаются по составу к северному подтипу Лаврентийского леса, переходному к Гудзонскому лесу (среднемесячная температура января от  $-12$  до  $-10^{\circ}\text{C}$ , июля  $18^{\circ}\text{C}$ , годовая сумма осадков 750 мм). Другие типы растительности также обедняются теплолюбивыми формами, и зоны их произрастания отступают на юг. К понтическому веку на Русской равнине вымирают все тропические роды. Граница теплоумеренной и тропической растительности теперь оказывается на линии Предальпийская зона — Закавказье — Куэнь-Лунь — нижнее течение Янцзы. Геоботаническая зональность становится еще более контрастной и сложной.

Вдоль северной границы аридной области вследствие нарастающей континентализации климата начинается развитие степей, заместивших частью широколиственные леса, частью древнюю саванну. По мнению ботаников, смена древесных форм травянистыми явилась своеобразным приспособлением растений к более суровому климату. Этим достигались лучшая защита от ветра и холода, меньший расход влаги, и в соответствии с более короткой продолжительностью теплого сезона сокращался вегетационный период. В лесах Сибири, Казахстана и Нижнего Поволжья, пограничных со степной зоной, по той же причине (усиливающаяся континентализация климата) резко возросла роль светлюбивых пород: берез, тополей, вязов, сосен, и сократилось количество теневыносливых: елей, пихт, буков, ликвидамбара и др. Ареалы теневыносливых ассоциаций суживаются и отступают к областям морского климата — пределы Северо-Западной Европы, Северной Сибири и Тихоокеанского побережья.

Континентализация климата усилила сезонные и суточные колебания температуры. Даже в зоне широколиственных лесов богатого состава (угленосный миоцен Средней Европы) на листьях обнаруживаются следы морозобонн.

Плиоцен характеризовался еще более энергичным похолоданием и континентализацией климата. На северо-востоке материка складывается растительность таежных лесов. Конечно, плиоценовая тайга была намного богаче современной и даже мало походила на нее [Дорофеев, 1964]. Среди лесообразователей плиоценовой тайги были теплолюбивые виды елей, пихт, тсуги, а в южных районах еще сохранялись широколиственные породы и реликты таксодиевых. В течение плиоцена видовой состав хвойных лесов обеднялся и к концу эпохи приблизился к современному типу тайги, климат которой, согласно А. И. Толмачеву [1954], отличают резко выраженная сезонность, умеренное летнее тепло, продолжительная и холодная зима. Развитию таежных лесов благоприятствует также равномерное выпадение атмосферных осадков в течение года. Область произрастания современной тайги характеризуют температуры самого теплого месяца  $13-19^{\circ}\text{C}$  и самого холодного от  $-10$  до  $-30^{\circ}\text{C}$  при годовой сумме атмосферных осадков 400—500 мм.

Плиоценовая же тайга по составу близко напоминала южную подзону Гудзонского леса (переходную к Лаврентийскому) и Тихоокеанский влажный лес в канадской части его ареала. В соответствии с этими современными аналогами продолжительность теплого периода в зоне плиоценовой тайги со средне-

месячными температурами не менее  $10^{\circ}\text{C}$  составляла больше 3 месяцев. средняя температура января не опускалась ниже  $10^{\circ}\text{C}$ , годовая сумма осадков была больше 600 мм.

В конце плейстоцена таежная растительность дифференцируется на темнохвойную елово-пихтово-тсуговую и светлохвойную лиственничную формации. Темнохвойная формация постепенно сосредоточивалась в европейской и западно-сибирской частях зоны, а также в горах Южной Сибири, в общем лучше увлажненных, где еще сказывалось отдаленное влияние океанического климата (накапливался мощный снежный покров, предохраняющий от чрезмерного выхолаживания); светлохвойная концентрировалась в Восточной Сибири, отличавшейся максимальным проявлением континентальности климата, здесь колебания температуры воздуха были весьма значительными.

По мере приближения к Тихому океану континентальность климата ослабевала и леса постепенно обогащались влаголюбивыми теневыносливыми породами, не терпящими больших колебаний температуры. В раннем плейстоцене даже на Охотском побережье произрастали теплолюбивые таксодиевые, гикори, лапина, а серый орех распространялся до бассейна р. Анадырь и сохранялся здесь до конца эпохи.

Зона смешанных хвойно-гинкговых лесов обедненного состава в плейстоцене продвинулась на юг до нижнего течения Камы, Тургайского прогиба, Южной Сибири и Амурского бассейна. Зона широколиственных лесов, ограниченная на юге аридной областью Средней и Центральной Азии, Казахстана, Монголии и Северного Китая, под напором таежной растительности с севера «раздавливаются» и распадается на два ареала: европейский и дальневосточный.

В глубоко континентальных районах зоны широколиственных лесов в плейстоцене происходило неуклонное обеднение состава растительности под влиянием прогрессирующего похолодания, возрастающей сухости и увеличения амплитуды колебаний температуры в течение года, сезонов и суток. Например, леса южной части Восточно-Европейской равнины, граничавшие с саванно-степями, в раннем плейстоцене еще сохраняли богатый состав. В них наряду с соснами, елями, тсугой, березой, дубом и кленом присутствовали буки, орехи, грабы, каштаны и даже ликвидамбар и таксодиевые. Следовательно, и в это время среднемесячная температура января еще была положительной, а годовая сумма атмосферных осадков составляла не менее 1000 мм. К концу раннего плейстоцена из этих лесов выпадают ликвидамбар, секвойя, каштан, а к акчагылу — также таксодий, орех, граб и дзелкова; в конце акчагыла исчезает тсуга, хотя еще остаются дуб, липа и клен. Таким образом, из лесов Восточно-Европейской равнины к концу плейстоцена исчезают все формы, требовательные к равномерному распределению тепла и влаги по сезонам.

Присутствие в акчагыльских и апшеронских лесах Среднего Поволжья летнего дуба, клена, ясеня, вяза и липы дает основание считать, что продолжительность теплого периода с температурой выше  $10^{\circ}\text{C}$  даже в конце плейстоцена составляла еще не менее 4 месяцев в год, но была и не больше 5 месяцев (при таком теплом периоде в составе лесов сохраняется граб). Среднемесячная температура января теперь приблизилась к  $-10^{\circ}\text{C}$ , а годовая сумма атмосферных осадков упала до 600—500 мм.

Широколиственные леса богатого состава с вечнозелеными растениями в подлеске (аналог Аппалачского леса США, характеризующегося средней ян-

варской температурой 4—3° С, средней июльской 23—24° С, годовой суммой осадков 1200 мм) сохранялись по всей Средней Европе, а также на территории Приморья, Корейского полуострова и Японии.

В семиаридной зоне, протянувшейся от Северного Китая и Забайкалья до низовий Днестра и Дуная, в связи с продолжающимся усилением континентальности климата лесная растительность постепенно исчезала и расширялись пространства, занятые саванно-степями. Несомненно, что климат саванно-степей раннего и среднего плиоцена был теплее и несколько влажнее современного климата степей. На это указывают прежде всего характер населявшей их гиппарионовой фауны, экологически и по составу близкой современной фауне африканских саванн, а также субтропическое красноземное выветривание, которое может происходить только при наличии высокой температуры и периодов достаточно обильного увлажнения.

Тропическая растительность в плиоцене отступила на рубеж Тавр—Гималаи—Наньлин, совсем приблизившись к местам своего современного произрастания. Усиление континентальности климата в плиоцене затронуло и тропическую область, где возросла площадь листопадных лесов, связанных с длительными засухами.

94

### Четвертичный период

В эоплейстоцене, до начала материкового оледенения, в Северной Евразии сохранялись темнохвойные леса таежного типа из елей, пихт, сосен с участием лиственниц, березы и ольхи. В южных районах таежной зоны присутствовали дубы, липы, вязы, местами даже сохранялся орех. Лишь на арктическом шельфе Азии, тогда в значительной части представлявшем собой сушу, была распространена лесотундра с кустарниковой березой и ивой.

С приближением к аридной области таежные леса сменялись лесостепями. Ландшафты этого рода уже доминировали на территории Северного Казахстана, Прииртышья, Монголии и Западного Забайкалья.

Растительность аридной области Евразии, хотя и была бореальной, но еще сохраняла много теплолюбивых пород, в частности дубы, липы, клены, образывавшие перелески в речных долинах и на бессточных низменностях.

В среднем плейстоцене в результате резко усилившегося похолодания развивается оледенение, сильнее всего проявившееся в областях морского климата в Северной Европе и на северо-востоке Азии. В соседстве с ледяными щитами появляются и широко распространяются ранее не существовавшие ландшафты тундры и холодной степи с мхами, осоками, разнотравьем, карликовыми березами и ивами. Во время последней стадии оледенения тундра и холодные степи продвинулись на юг до Пиренеев, Альп, Динарид, Кавказа, Тянь-Шаня и Яньшаня. При этом лесная зона оказалась разорванной на европейский и дальневосточный отрезки, и почти по всей Азии тундры и холодные степи перигляциальной зоны непосредственно смыкались с полынно-злаковыми степями Турана, Таримского бассейна и Северного Китая, где тугайные леса сохраняли тополи, вязы, ивы.

В Средиземноморье и на Дальнем Востоке, где еще были сильны влияния морского воздуха, сохранялась лесная растительность, в основном хвойная, но с участием и широколиственных пород. Дальше к югу изменения климата, связанные с оледенением, сказывались еще слабее, и в Южной Азии, лежавшей

за хребтами Гиндукуша, Гималаев и Наньлина, продолжала существовать тропическая флора, мало отличавшаяся от неогеновой.

В голоцене произошло потепление, сопровождавшееся деградацией ледников. Следствием его явилось обратное смещение геоботанических зон к северу до положений, которое они занимают в наше время.

В общем история растительности плейстоцена характеризовалась в большей степени миграцией сообществ, чем их эволюцией, которая не могла поспевать за скоротечными изменениями физико-географической среды [Флинт, 1963].

Региональные закономерности климатов плейстоцена четко вырисовываются по ареалам различных типов растительности: таежной, холодной степи, полынно-злаковой степи, таежного леса, климатические характеристики которых (по их современным аналогам) хорошо известны.

Особенно большое значение для палеоклиматических реконструкций имеет граница тундры и леса, которая ныне резко поднимается к северу в областях континентального климата и опускается к югу в областях морского климата. В Сибири эта граница достигает  $71^{\circ}$  с. ш., тогда как в Ньюфаундленде (охлаждаемом Лабрадорским течением) отступает к  $57^{\circ}$  с. ш. Поведение границы между тундрой и лесом показывает зависимость ее от температурных условий лета. Она всюду совпадает с изотермой самого теплого месяца года, значение которой равно  $10^{\circ}$  С. Таким образом, если среди ископаемых растений плейстоцена обнаруживаются только мхи, осоки, карликовые березы и ивы и отсутствуют нормально развитые высокоствольные деревья, это означает, что климат места находки характеризовался средней температурой самого теплого месяца ниже  $10^{\circ}$  С.

Рассмотренные основные геохронологические и географические закономерности развития растительности в пределах Евразии позволяют проследить важнейшие этапы эволюции климата, от которого растительность зависит сильнее всего. История растительности и распределение ее по поверхности планеты отражают изменения климата (исторические и географические); в частности, периоды расцвета растительности (полихронные флоры) приходятся на гумидные фазы, а периоды кризисов (переходные флоры) совпадают с фазами аридизации климата. В это время осуществлялись коренные обновления состава флоры и шло освоение новых экологических обстановок.

Наиболее энергично процессы эволюции растительности протекали в Северной Евразии, климат которой был менее устойчивым в связи с похолоданием, распространявшимся от полюса, и в Юго-Западной Евразии, также отличавшейся неустойчивостью климата, но уже связанной с колебаниями степени увлажнения. Растительность Юго-Восточной Азии, обладавшей относительно стабильным климатом, претерпела наименьшие изменения и поэтому содержит максимальное количество архаических элементов.

Эволюцию растительности отличает возрастающая зависимость растений от влияний окружающей среды. Поздние флоры, более богатые систематически и более разнообразные в экологическом отношении, были тесно связаны с климатическими условиями времени своего существования, поэтому они полнее и дифференцированнее отражают состояние климата.

ГЕОБОТАНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

*Девон*



Места находок флоры (повсеместно однообразной)

*Ранний карбон*

Флора лепидофитов, каламитов, древовидных папоротников (очень слабо дифференцированная):



средиземноморская



северо-евразиатская

*Поздний палеозой, ранний и средний триас*



Вестфальская (и катазиатская) флора лепидофитов, каламитов, древовидных папоротников



Ксерофильные дериваты вестфальской флоры. Повышенная роль птеридоспермов и древних хвойных



Отдельные оазисы из птеридоспермов и хвойных



Тунгусская флора. Кордаитовые леса (P<sub>2</sub>) и гинкго-кордаитовые (T<sub>1-2</sub>)



Глоссоптерисовая флора Индостана



Ксерофильные дериваты тунгусской флоры

*Средний мезозой*



Хвойно-гинкговые леса



Цикадофито-хвойно-гинкговые леса



Их ксерофильные дериваты



Леса с максимальным содержанием цикадофитов и древовидных папоротников



Их ксерофильные дериваты:

умеренно ксерофилизированные



сильно ксерофилизированные



Области проявления первых покрытосеменных растений во флорах апта—альба

### *Поздний мел и кайнозой*

97



Преимущественно вечнозеленые леса с теплолюбивыми широколиственными и таксодиевыми



Их ксерофильное редколесье и саванна



Тропическая вечнозеленая растительность



Ее ксерофильное редколесье и саванна



Хвойно-широколиственные леса с вечнозелеными растениями



Их ксерофильное редколесье и субтропическая саванна



Хвойно-широколиственные леса с теплолюбивыми широколиственными и таксодиевыми, а также вечнозелеными растениями в подлеске



Саванно-степь



Смешанные хвойно-широколиственные леса богатого состава с присутствием теплолюбивых широколиственных и таксодиевых



Степь типа прерий



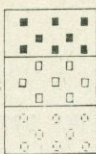
Смешанные хвойно-широколиственные леса обедненного состава



Степь



Хвойные леса (с участием широколиственных)



Пустыни:

тропические

субтропические

переходные к пустыням умеренного климата



Тундра и тундро-степь



Холодная степь



Сухие степи Центральной Азии

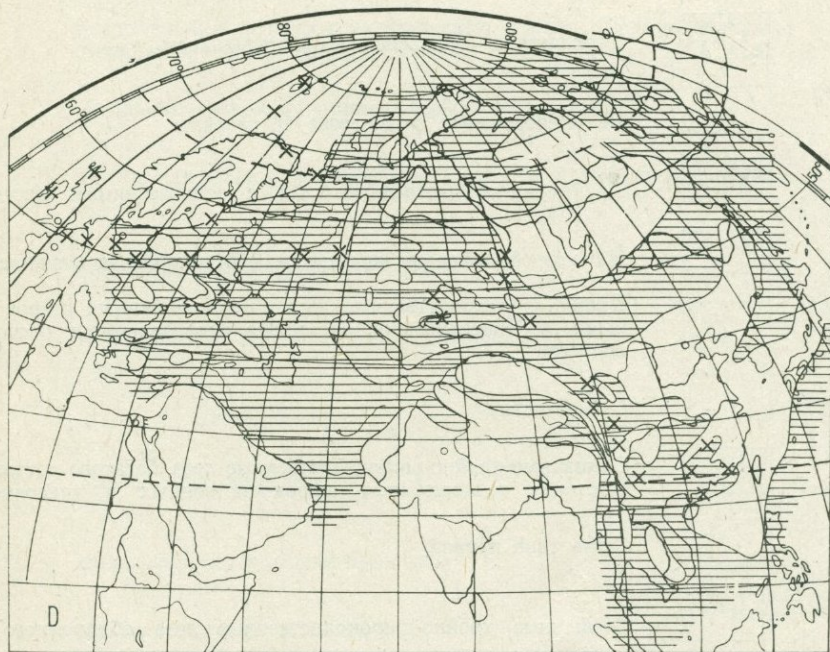


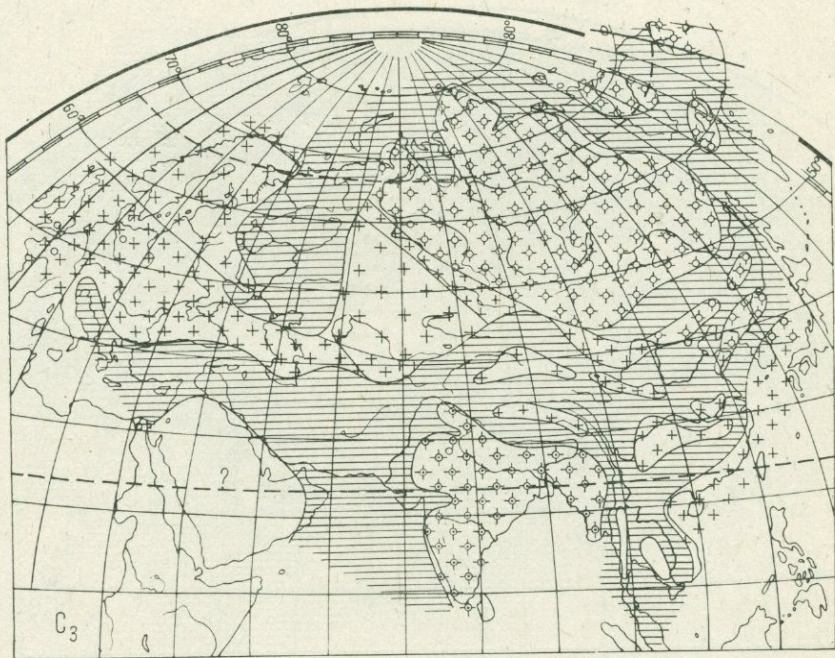
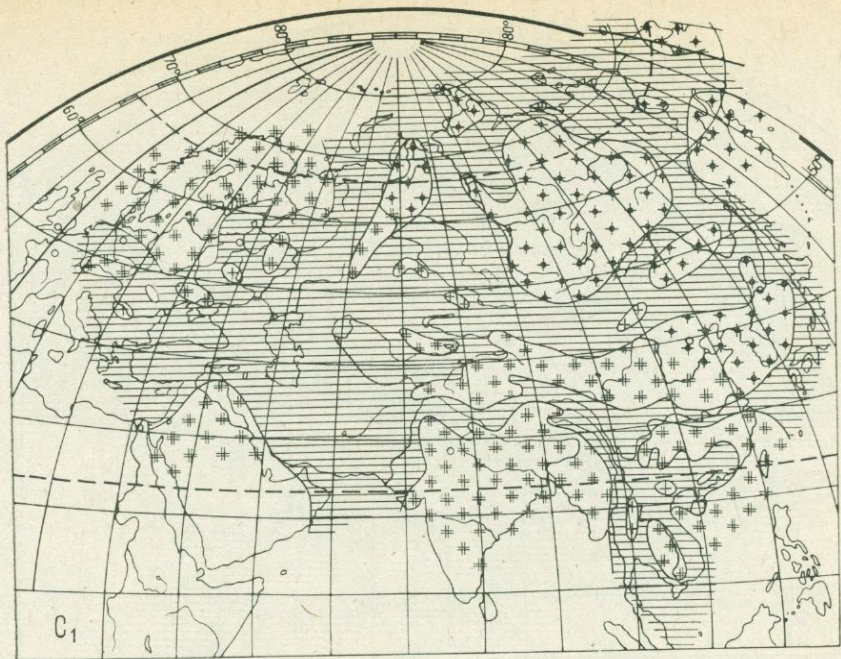
Льды

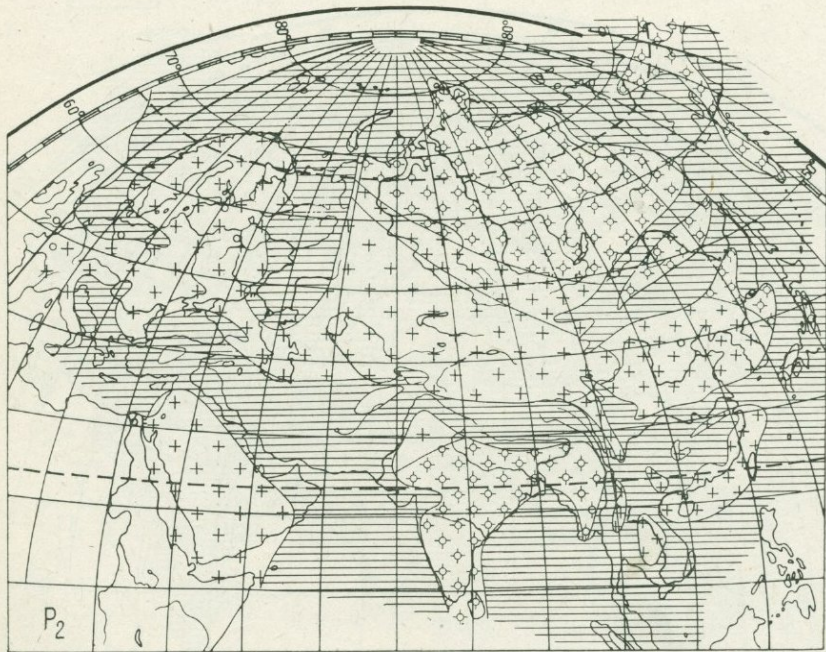
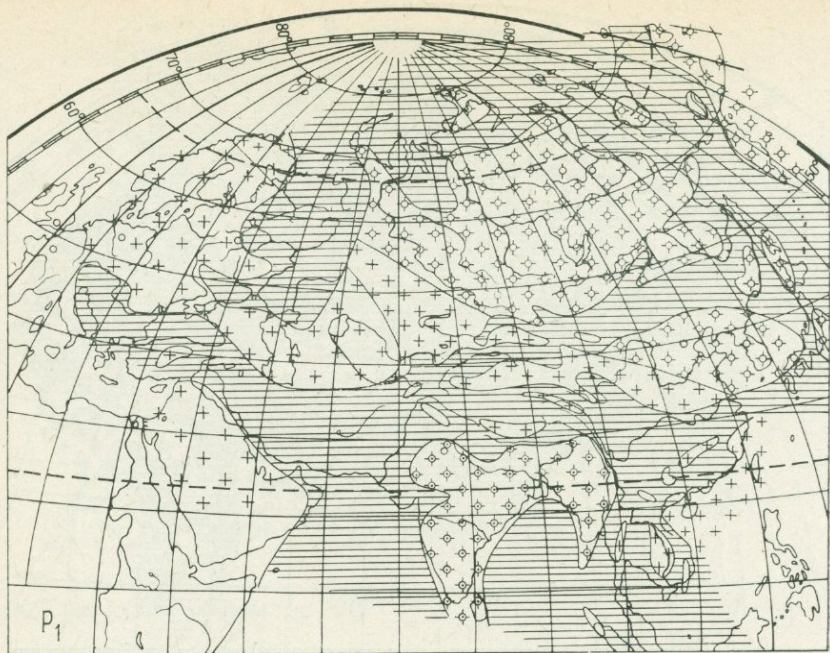


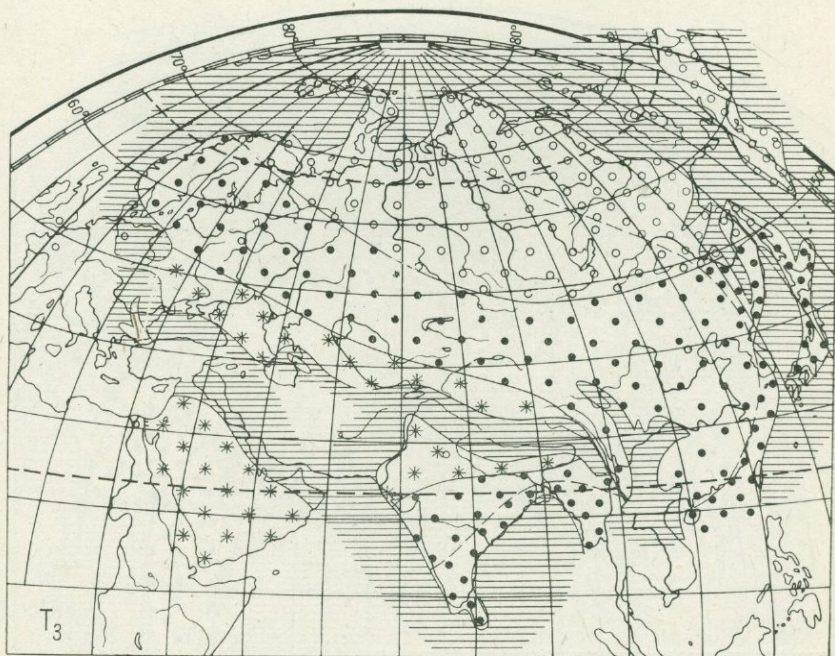
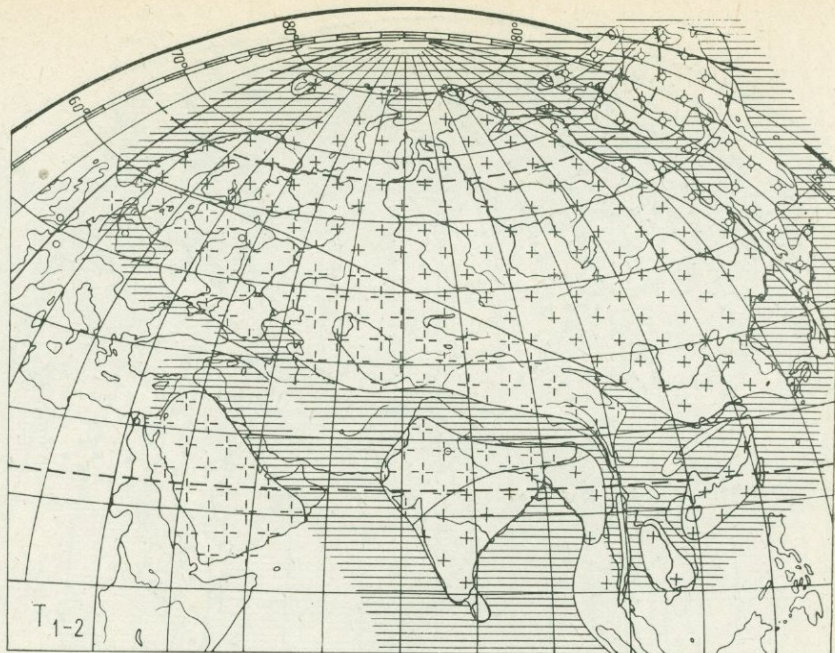
Море

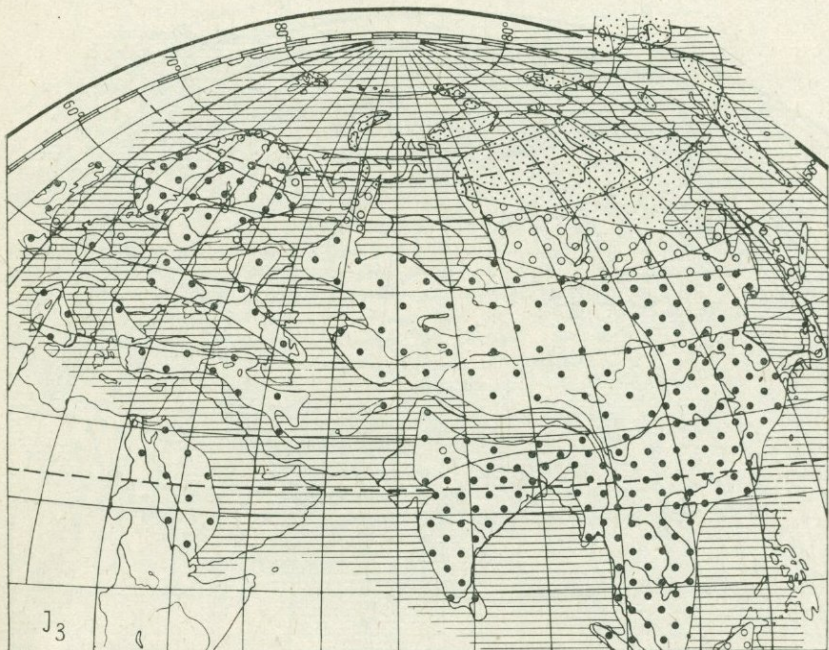
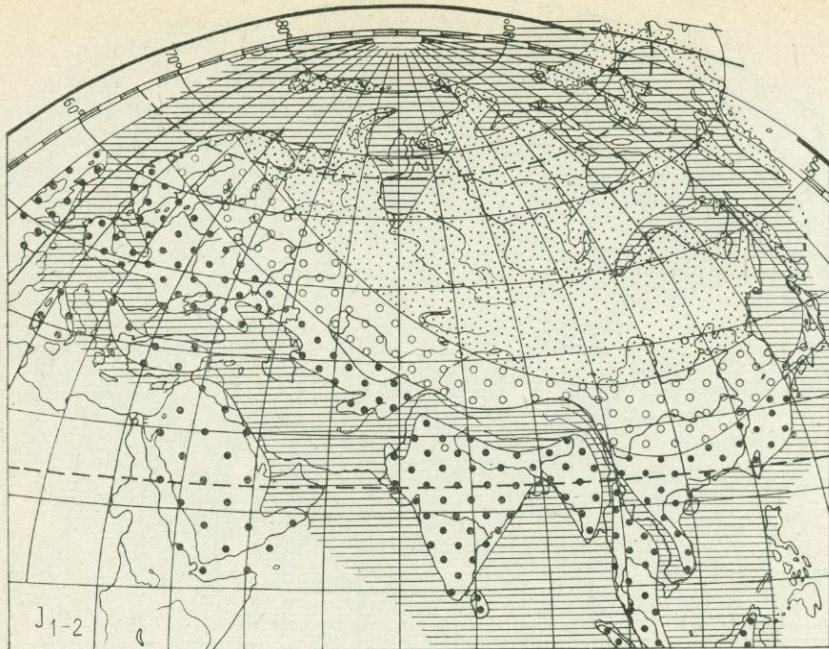
98

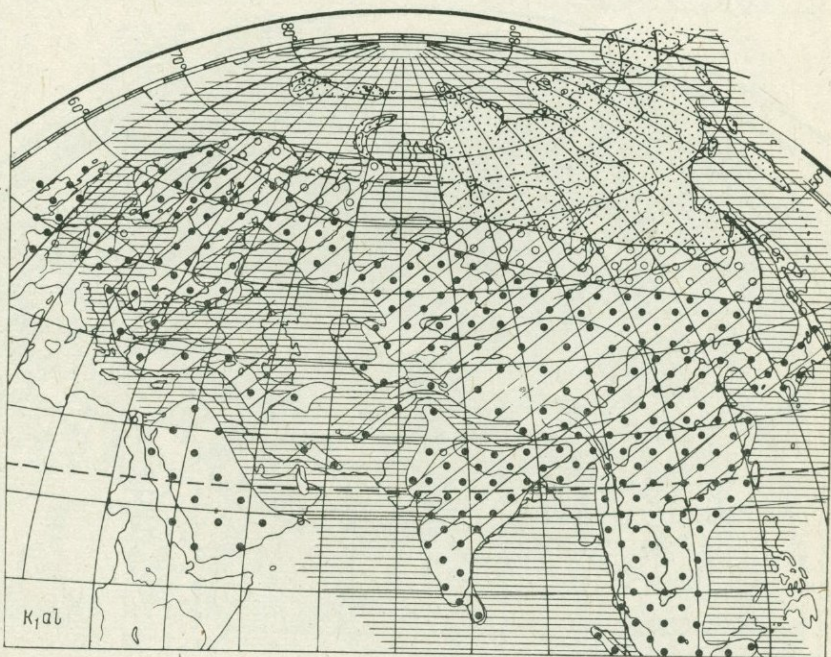
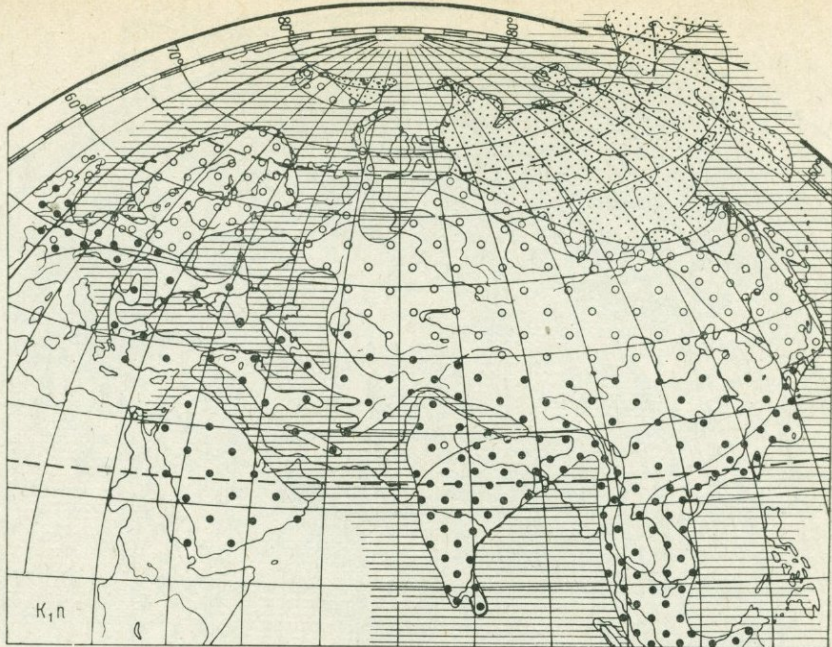


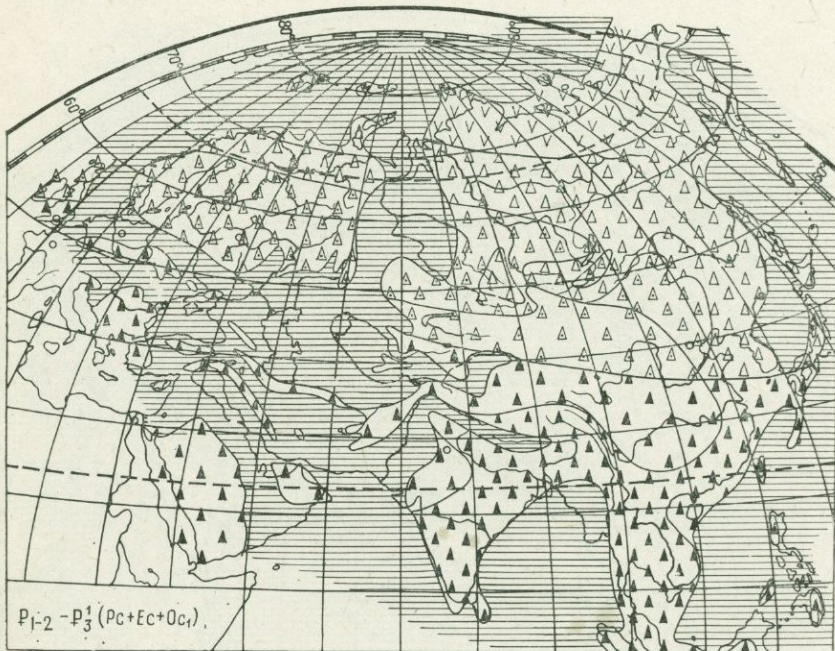
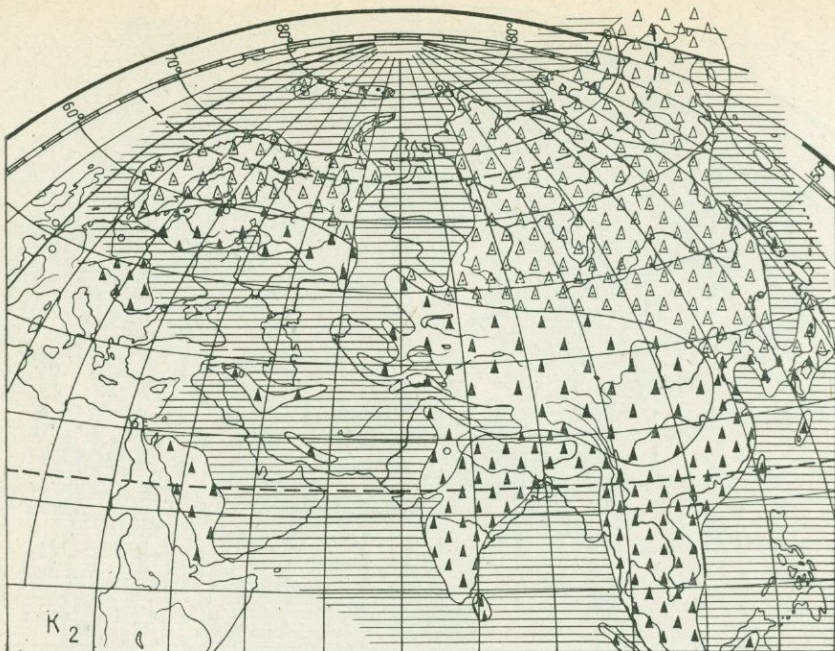


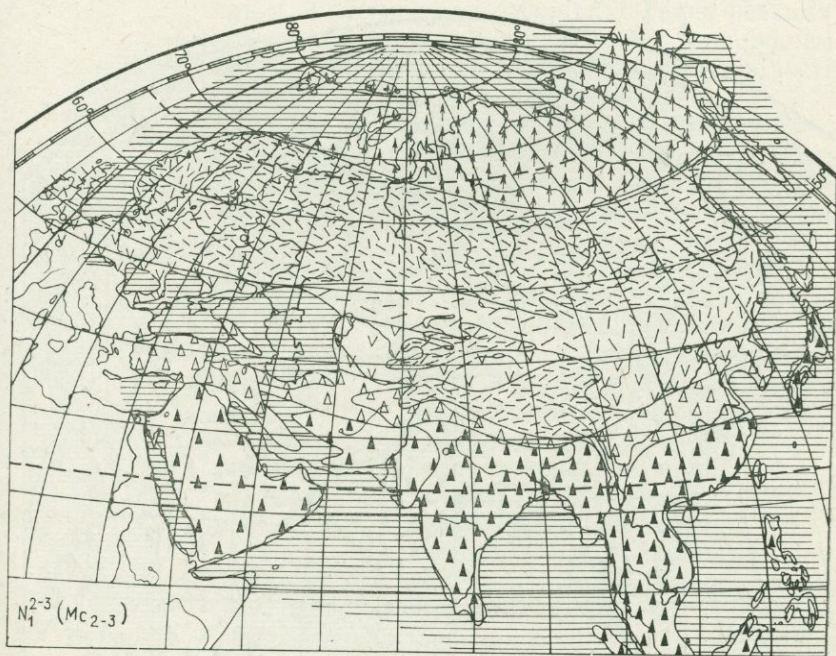
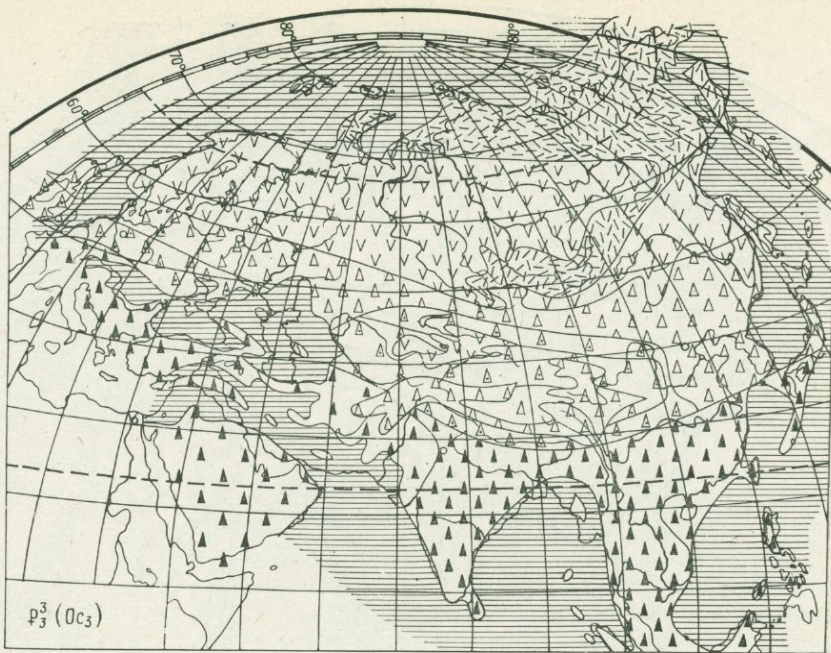


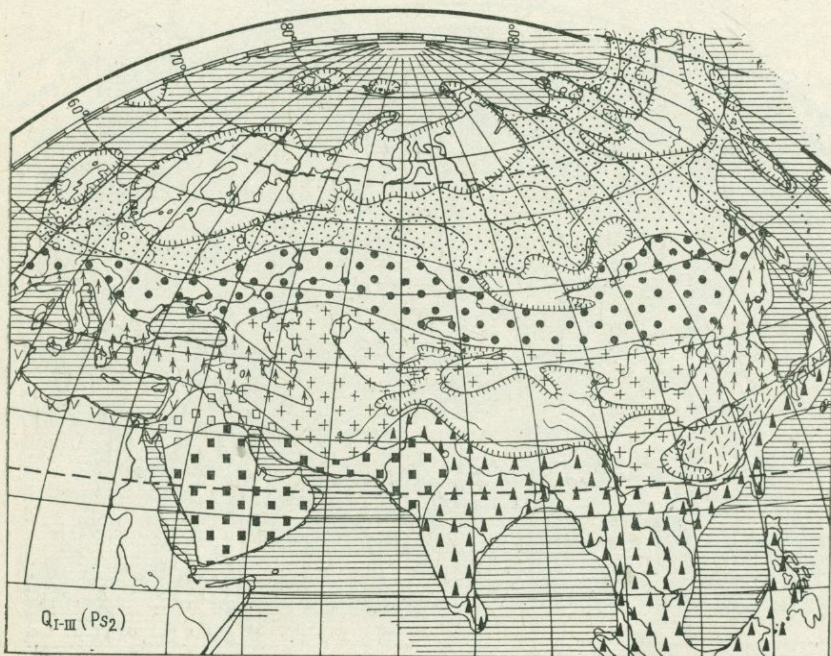
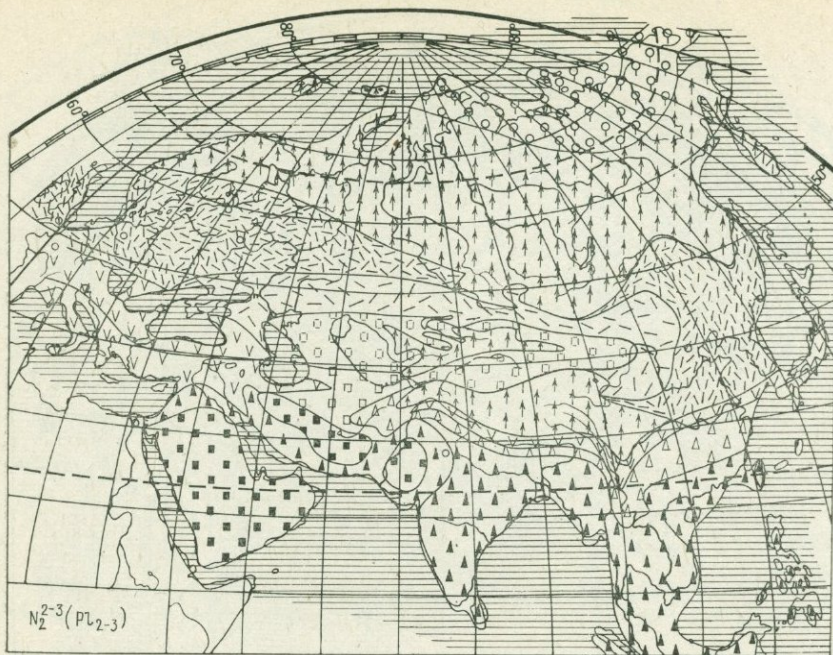












## ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ

### БЕСПОЗВОНОЧНЫЕ МОРЯ

#### ВЛИЯНИЕ КЛИМАТА НА МОРСКИХ БЕСПОЗВОНОЧНЫХ

Современные морские беспозвоночные, как и все организмы, теснейшим образом связаны со средой обитания и являются как бы ее частью. Изменения, происходящие в морской среде и чаще всего вызываемые климатом, отражаются на обитающих в ней беспозвоночных, и прежде всего на распространении и составе сообществ в отдельных участках Мирового океана (зоогеографическая зональность), а также на их размерах, морфологии, анатомии и биологических функциях. Такая реакция беспозвоночных на изменения среды делает их хорошими индикаторами физико-географических условий, в частности климатических.

Влияние климата на условия существования в море проявляется главным образом через температурный режим, поскольку атмосферное увлажнение и испарение для водной среды в значительной мере утрачивают свое значение.

В водной среде, более теплоемкой, колебания температуры проявляются ровнее, чем на суше. Вода медленно нагревается и дольше держит приобретенное тепло. Даже в условиях современного резко дифференцированного и сурового климата амплитуда годовых колебаний температуры вод Мирового океана не так велика и для 3/4 его поверхности не превышает  $4^{\circ}\text{C}$ . Поэтому водные организмы более стенотермны, чем наземные.

Изменение температуры морских вод затрагивает лишь самую верхнюю толщу, до глубины 100 м; ниже это влияние уменьшается и на глубине 500 м от поверхности совсем не ощущается. В связи с этим изменение температуры испытывают лишь организмы, обитающие в самой верхней толще морских вод, т. е. планктон и организмы

литорали. Влияние температуры на них сказывается как непосредственно, так и через насыщение морской воды известью, необходимой для развития скелета.

Режим увлажнения и испарения влияет на жизнь в море только через соленость вод. В бассейнах, находящихся в гумидном климате, морские воды отличаются пониженной соленостью как из-за обильных атмосферных осадков, выпадающих на их поверхность, так и из-за речного стока. В морском бассейне, лежащем в аридной области, соленость, наоборот, оказывается несколько повышенной вследствие сильного испарения с его поверхности и слабого притока пресных вод с окружающей суши. При значительном отклонении солености от нормальной в сторону как опреснения, так и осолонения происходят обеднение фауны, уменьшение размеров раковин и упрощение их структуры.

В общем данные биогеографии определенно говорят о том, что распределение организмов, населяющих верхнюю толщу вод Мирового океана, испытывающую влияние климатических факторов, подчиняется законам широтной термической зональности и размещения гумидных и аридных поясов \*. Оптимальным климатическим условием существования и развития беспозвоночных моря является постоянно высокая (тропическая) температура воды, сочетающаяся с нормальной соленостью, свойственной чаще всего областям умеренно аридизированного климата (европейская и ближневосточная части Тетиса). Фауна этих областей гораздо богаче, чем в холодных и опресненных водах. Многие роды и семейства морских беспозвоночных не выходят за пределы аридизированных тропиков; здесь находятся и основные очаги рифообразования.

На основе этих положений биогеографии оценим климатическое значение палеонтологического материала.

## ЭВОЛЮЦИЯ ЗООГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ МОРЯ ПО БЕСПОЗВОНОЧНЫМ

### Ранний и средний палеозой

До середины карбона фауна морских беспозвоночных повсеместно была тепловодной и признаков поясной дифференциации не обнаруживала. Однако и до этого момента зоогеографические различия отдельных групп бассейнов иногда существовали, но только обуславливались они не климатическими, а палеогеографическими причинами.

\* Система широтной зоогеографической зональности, обусловленная изменением термического режима от экватора к полюсам, местами нарушается крупными течениями. Современные течения, идущие из тропических широт в высокие и создающие в них положительные аномалии температуры и солености (Гольфстрим, Куро-Сиво), способствуют продвижению теплолюбивых фаун за пределы их зоогеографической зоны иногда на многие сотни километров. Течения же, движущиеся из высоких широт в низкие и вызывающие в последних отрицательные аномалии температуры и солености (Перуанское, Лабрадорское), наоборот, смещают зоогеографические границы в направлении экватора.

Распределением позднемеловых, палеогеновых и неогеновых фаун различных термических типов вдоль американского и европейского берегов Атлантического океана намечается древний Гольфстрим, очень напоминающий современный. Разное положение границы продвижения к северу неогеновых теплолюбивых фаун в зонах западного и восточного побережий Японского архипелага позволяет реконструировать древнее течение Куро-Сиво, находившееся приблизительно на месте современного.

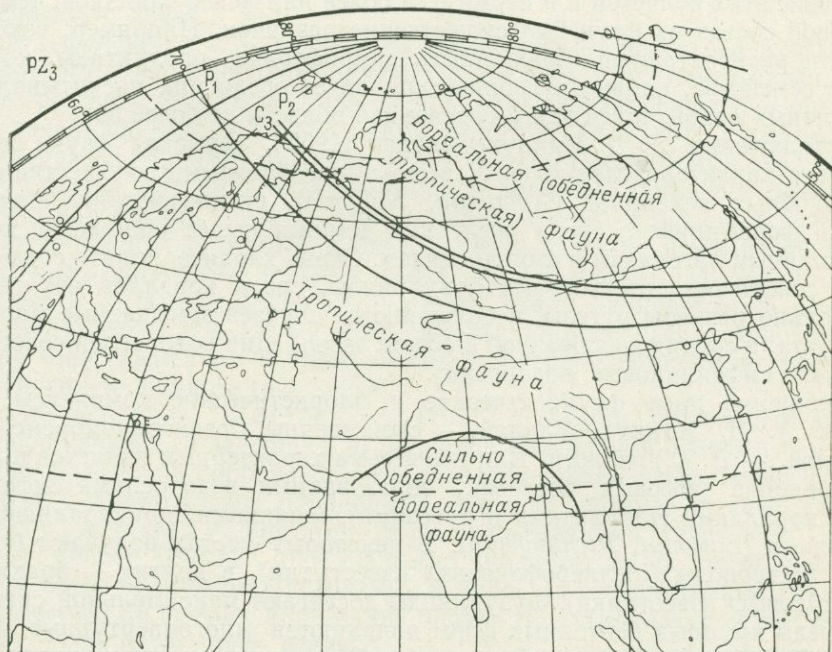
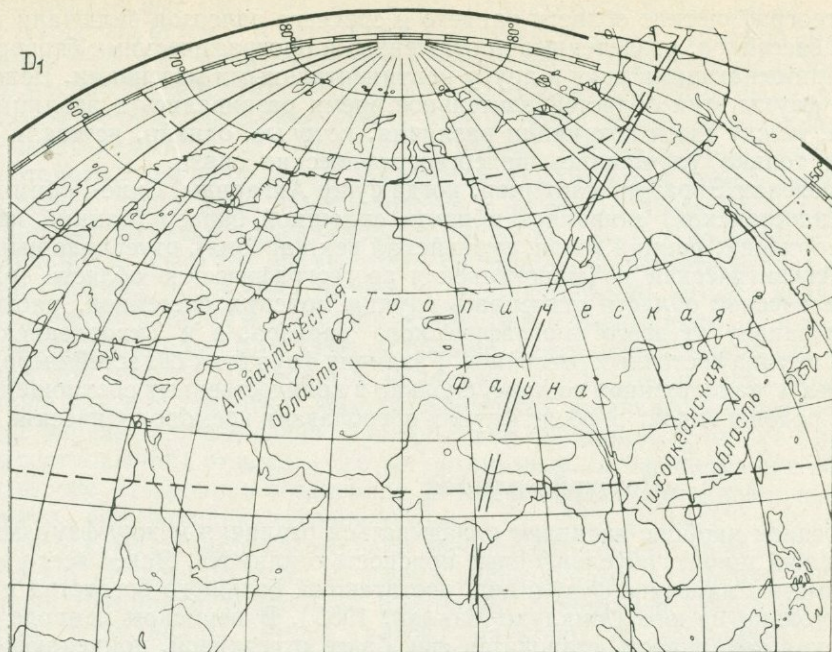


Рис. 11. Зоогеографическая зональность Евразии в раннем девоне и позднем палеозое.

Зоогеографические области раннего и среднего палеозоя включали группы морских бассейнов, разделенные протяженными орографическими барьерами — близко примыкающими друг к другу континентальными массивами. Вследствие того что фауны этих областей длительное время развивались в изоляции друг от друга, между ними возникали различия, которые, однако, исчезали всякий раз, как только улучшались палеогеографические связи.

В пределах Евразии, например, когда суши Ангариды, Сино-Гобии и Гондваны (Индостанской) сливались в почти сплошной барьер (ранний кембрий, поздний ордовик, ранний девон, турнейский век карбона), отчетливо вырисовывались Атлантическая и Тихоокеанская зоогеографические области (рис. 11). К Атлантической области относилась группа морских бассейнов, располагавшихся к западу от этого орографического барьера, а к Тихоокеанской области — группа восточных бассейнов. Различия фаун этих областей выражались не столько в качественном составе, сколько в количественных соотношениях отдельных родов и видов; в обеих фаунах преобладали космополитические формы.

### Поздний палеозой

В среднем карбоне начинают складываться различия между фаунами высоких и низких широт, обусловленные поясностью климата. Яснее всего эти различия заметны на фауне фузулинид, достигавшей большого богатства и разнообразия только на юге [Миклухо-Маклай, 1955]. В пермском периоде зоогеографическая зональность становится еще более отчетливой, допускающей уже выделение бореальной и тропической областей (см. рис. 11). И хотя фаунистический базис этих областей и в перми был более или менее одинаков, тем не менее видовой состав их фаун был существенно различен. Например, всюду широко были распространены брахиоподы: спирифериды, продуктиды, хонетиды и другие семейства, однако в тропическом поясе среди них насчитывалось до 300 различных видов, тогда как в бореальной области не более 50.

По заключению А. Д. Миклухо-Маклая [1955], пермская фауна бореальной области характеризовалась «... весьма своеобразными сообществами иноцерамоподобных пелеципод (*Aphanaia*, *Kolymia*), специфических брахиопод, мшанок и фораминифер; среди последних доминирующее положение принадлежит типичным лагенидам и аммодисцидам. Очень характерно, что среди фораминифер совершенно отсутствуют фузулиниды, среди кораллов нет табулят, незначительно развиты ругозы, в большинстве случаев замещаемые мшанками трепостомата, а среди однообразной в общем ассоциации водорослей совершенно отсутствуют сифонниковые водоросли».

«Совершенно иные фаунистические и флористические комплексы, — пишет далее А. Д. Миклухо-Маклай, — свойственны Средиземноморской (т. е. тропической. — В. С.) области. Для нее весьма характерным является широкое распространение рифовых построек, образованных водорослями сифонейми, губками, кораллами (табулятами и ругозами), мшанками, прикрепляющимися брахиоподами (*Lyttonia*, *Richthofenia*). В некоторых местах получают большое развитие гастроподы («беллерофоновые» известняки), в других — брахиоподы («продуктусовые» известняки). Фузулиниды достигают максимальной специализации. Среди крупных бентонных форм появляются многоапертурные *Neoschwagerina*, *Polydiexodina*, *Sumatrina*; с другой стороны, распространение полу-

чают многочисленные «мелкие», вероятно, планктонные фузулиниды — *Codonofusiella*, *Nipponitella* и др. В целом для этой области весьма типично сохранение в отдельных местах большого числа реликтовых форм. Наряду с исключительным видовым разнообразием отмечается малое количество особей отдельных видов».

Промежуточное положение между этими двумя зоогеографическими областями, намеченными А. Д. Миклухо-Маклаем, занимало Монгольское море, фауна которого, с одной стороны, обнаруживает близость к Тетису (присутствие фораминифер), с другой — явное сходство с фауной бореальной области. Для этого моря, разделявшего Ангариду и Сино-Гобию, характерно до некоторой степени одинаковое развитие брахиопод и пелеципод, присутствие среди брахиопод таких южных родов, как литония и рихтгофения, весьма значительное распространение мшанок и кораллов, криноидей и фораминифер, среди которых бентонные фузулиниды были развиты больше, чем планктонные; мало представлены или отсутствуют головоногие моллюски, трилобиты и гастроподы.

Таким образом, широтная зоогеографическая зональность в позднем палеозое была выражена очень слабо. Различия зон проявлялись только в количественных соотношениях отдельных групп организмов, состав же фаун в общем был один и тот же. Несколько обедненная фауна северных бассейнов существовала в условиях, еще близких к тропическим.

[В татарском (джульфинском) веке, начинающем пермо-триасовый геократический этап, происходит одно из самых значительных изменений в органическом мире. Вымирают трилобиты, цистоидеи, бластоидеи, гониатиты, ругозы, табуляты, фузулиниды, много родов брахиопод и криноидей. Согласно В. Е. Руженцеву [1965], массовое вымирание фузулинид с полным исчезновением высших представителей отряда произошло на рубеже гвадалупского и джульфинского веков.

Джульфинский век был временем доживания немногих реликтовых групп, среди которых было много aberrantных форм с развернутым последним оборотом. На границе с триасом изредка попадаются деградировавшие формы, состоящие из начальной камеры и одного-двух оборотов. И табуляты к джульфинскому веку становятся редкими, малорослыми, с мелкими размерами колоний, образованных отчасти формами, вернувшимися к древнему (аулопородному) строению. Четырехлучевые кораллы, процветавшие еще в казанском (гвадалупском) веке, почти полностью исчезли к началу джульфинского века; их место заняли примитивные одиночные кораллы семейства *Pleorophyllidae*. Мшанки, многочисленные в низах джульфинского яруса, стали единичными в его верхней части. Брахиоподы тем временем из группы, широко распространенной, чрезвычайно многочисленной и разнообразной, превращаются во второстепенную, представленную немногими родами.

Исследования В. И. Устрицкого [1961] показали, что процесс вымирания брахиопод начался (и завершился) раньше в бореальной области, чем в Тетисе. Угасание брахиопод сопровождалось возникновением aberrantных форм (рихтгофениды и литонииды), появлением родов с чертами древних (девонских) брахиопод, а также малорослых форм с признаками угнетения [Руженцев, 1965]. А. Фишер [Fischer, 1964] обратил внимание на то, что кризис затронул главным образом морские организмы, и лишь их стеногалинные группы. Причиной кризиса он считает опреснение океана в связи с засухой и образованием мощных толщ галогенных осадков.

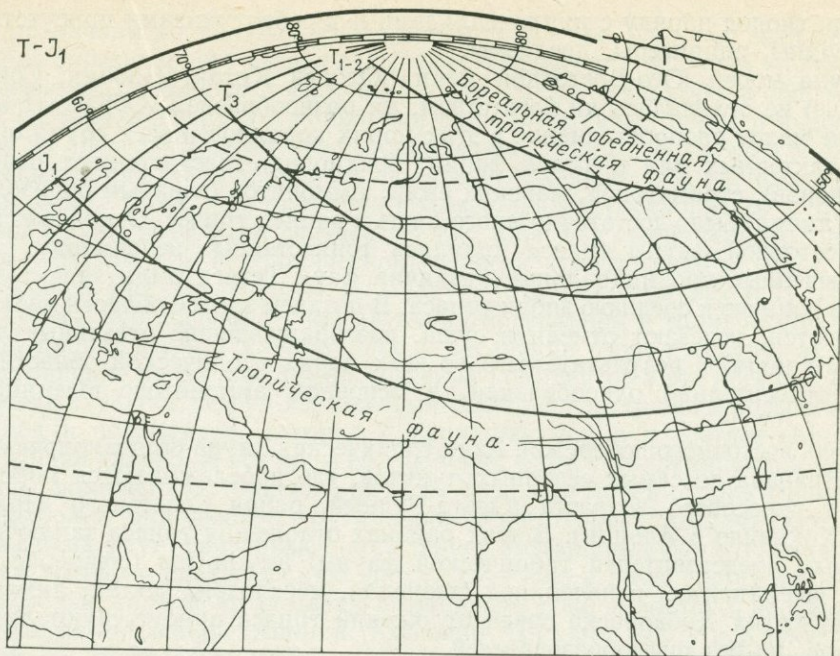
**Триас.** Широтная зональность органического мира с тропической и бореальной областями продолжала существовать, оставаясь по-прежнему выраженной очень слабо, поскольку в каждой из этих зоогеографических областей основу морской фауны составляли одни и те же группы беспозвоночных (аммониты, пелециподы и др.), среди которых преобладали общие роды (рис. 12).

В пределах Евразии к тропической области принадлежали морские бассейны южной и срединной частей материка. В этих морях, если и существовали некоторые провинциальные различия, то причинами их были не климатические условия, а местные особенности строения морского дна и глубина бассейна, обусловленные характером и режимом тектонического развития, а также состояние палеогеографических связей, влияющих на миграции фаун.

112 В европейском (альпийском) секторе Тетиса фауна была богатой и разнообразной. В состав ее входили настоящие аммонитиды, пелециподы, шестилучевые кораллы, морские ежи (главным образом *Cidaridae*), морские водоросли (диплопоры и гиropореллы), брахиоподы (ринхонеллиды и теребратулиды). Пелециподы были представлены двумя экологически разными группами: с тонкостенными раковинами (псевдомонотис, даонелла, галобия) в областях терригенной седиментации и с толстостенными раковинами (мегалодон, дицерокардиум) в областях карбонатной седиментации.

В среднетриасовую эпоху альпийский Тетис выделял на север крупный залив — так называемое море раковинного известняка, которое покрывало значительную часть пространства герцинской Европы. Связи этого в общем мелководного краевого бассейна с открытым морем были затруднены, что являлось причиной некоторых отклонений солевого и газового режимов его вод от нормы. Фауна моря раковинного известняка была однообразна по родовому и видовому составу, но богата особями. В ней резко преобладали двустворки, отчасти гастроподы, связанные с экологическими условиями морского мелководья: миофория, хорнезия, пектен, авикула, гервилия, митилус, модиола, острья, лима и др. Местами были распространены заросли морских лилий (энкринурус). Цефалоподы были немногочисленны и представлены специализированной группой цератитов, а брахиоподы — единичными видами из семейства теребратулид. Кораллы, морские ежи и губки почти отсутствовали.

Средневосточный отрезок Тетиса (Месопотамия, Иран, Афганистан, Северо-Западная Индия, Тибет) характеризуется широким распространением мелководья, приуроченного к срединным массивам и склонам платформ (Индийская, Африканская). Поэтому фауна его сочетает в себе элементы как моря альпийского (геосинклинального), так и моря раковинного известняка (эпиконтинентального), и отличается большим разнообразием. Ведущее положение в ней занимали цератиты, очень разнообразно представленные (офицерас, микцерас, флемингитес, ксенодискус, цератитес и многие другие). Вместе с тем в этой фауне нередки были настоящие аммониты (пинакоцерас, трахицерас, монофиллитес и др.), характерные для альпийской зоны Европы. Больше всего в триасовом море Ирана, Индии и Тибета были распространены кораллы и экологически связанные с ними толстостенные пелециподы (мегалодон и дицерокардиум), роль которых по сравнению с тонкостенными (псевдомонотис, даонелла, галобия) была более значительной, чем в альпийской части Тетиса.



113

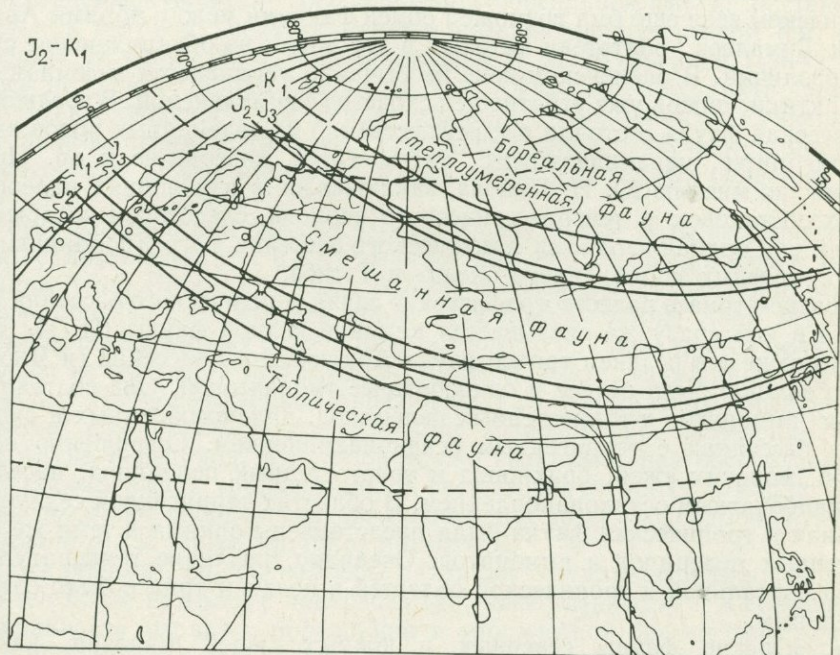


Рис. 12. Зоогеографическая зональность Евразии в триасе — ранней юре и в средней юре — раннем мелу.

Среди брахиопод наряду с ринхонеллидами и теребратулидами присутствовали спириферины, спиригеры, диелазмы.

Фауна морей Юго-Восточной Азии (Южный Китай, Япония, Советское Приморье) не отличалась ни богатством, ни разнообразием. Обращает на себя внимание малое распространение в этих морях кораллов и всех групп организмов, характерных для рифовой фации: брахиопод, толстостенных пелеципод (мегалодонов), строматопор, морских ежей. Аммонитов (главным образом цератитовой линии) было достаточно много лишь в раннем триасе. Основной группой дальневосточной фауны триаса являлись тонкостенные пелециподы.

Отмеченные провинциальные различия фаун Тетиса были значительными только в раннюю и среднюю эпохи триаса. В позднем триасе области мелководья сокращаются, исчезают отмели и суша, разгораживавшие отдельные участки открытого моря, в результате чего во всех морях тропической области рассеяется относительно однообразная, в основном аммонитово-пелециподовая, фауна.

Вдоль восточного побережья Азии тропическая фауна беспозвоночных была распространена до самых северных пунктов, где прослеживаются морские отложения триасового возраста (Ольга-Рудный район Советского Приморья, остров Хоккайдо в Японии). В этих районах отложения триаса заключают характерных представителей тропической фауны: аммонитов (офицерас, ксенодискус, флемингитес) и пелеципод (даонелла, мегалодон, пектен, лима и др.). В окрестностях Хабаровска среди отложений триаса присутствуют линзы известняков, но без рифообразователей.

К бореальной области относились моря Северной и Северо-Восточной Евразии. В индском веке еще был возможен обмен фаунами между морями Арктики, Китая и Гималаев, обитатели которых в это время не обнаруживают существенных различий. В оленекском веке необычайно усиливается эндемизм фауны морей Арктики, теперь уже утратившей сходство с гималайской. В среднем триасе арктическая фауна состояла преимущественно из эндемичных родов аммонитов: индигиритес, параиндигиритес, натгерститес, давсонитес и др. Причина эндемизма, по мнению Ю. Н. Попова, заключалась в изменениях палеогеографических обстановок в течение триасового периода, следствием которых была частичная или полная изоляция Арктического бассейна и его Яно-Индигирского залива от краевых морей Тихого океана и Тетиса.

В позднем триасе палеогеографические связи Арктического бассейна расширяются и в нем сразу же сказывается влияние южной фауны (И. И. Тучков, 1960). Но даже и в позднем триасе фауна Арктического бассейна (и Яно-Индигирского залива) была беднее и однообразнее тропической. Она состояла в основном из аммонитов и тонкостенных пелеципод, приспособленных к существованию в бассейнах с терригенным осадконакоплением. Совершенно не было кораллов, морских ежей, брахиопод и толстостенных пелеципод, населявших моря с карбонатным осадконакоплением. В областях терригенной седиментации бореальная и тропическая фауна были представлены одними и теми же родами тонкостенных пелеципод и аммонитов. Очевидно, различие температуры морских вод бореальной и тропической областей в позднем триасе было совсем незначительным.

**Юра.** Юрские фауны северных и южных морей Евразии, как показали советские исследователи (В. И. Бодылевский, Г. Я. Крымгольц, В. Н. Сак

и др.), различались в большей степени, чем триасовые. Они уже дают основания для более определенного выделения биогеографических областей — бореальной и тропической. Зональные различия юрских фаун выражались в общем обеднении их состава к северу и в появлении ряда эндемичных родов и видов, не известных за пределами своей биогеографической области. Но все же зональность и в юрских морях была проявлена еще слабо, особенно там, где бассейны были связаны между собой. Часто только количественные соотношения в составе ископаемой фауны позволяют считать тот или иной вид свойственным бореальной или средиземноморской (тропической) области [Бодылевский, 1957].

В ранней юре, согласно В. Н. Саксу, М. С. Месежникову и Н. И. Шульгиной [1964], зоогеографические различия бореальной и тропической областей Евразии проявлялись исключительно в обеднении фаун к северу: эндемичное видообразование на составе фаунистических комплексов в это время еще не сказывалось. На севере и северо-востоке Азии были распространены роды аммонитов, пелеципод и белемнитов, которые обнаруживаются и в составе европейских фаун. Однако далеко не все роды европейских фаун устанавливаются на севере. Очевидно, пониженная температура воды северных морей ограничивала доступ в них наиболее теплолюбивых организмов. Качественные различия бореальных и тропических фаун, связанные с появлением эндемичных форм, начинают складываться только в среднеюрскую эпоху, хотя еще в домерском веке моря Арктического бассейна были заселены аммонитами рода амальтеус, не распространившегося на юг дальше Японии (Кобаяши, Шикама, 1961) и Кавказа [Сакс, Месежников, Шульгина, 1964].

В среднеюрскую эпоху обособленность бореальной фауны постепенно нарастает и к батскому веку становится совершенно отчетливой (см. рис. 12). Согласно В. Н. Саксу, М. С. Месежникову и Н. И. Шульгиной [1964], в аалене и байосе на севере Сибири аммониты продолжали еще сохранять европейский облик (псевдолиоцерас, лейоцерас, людвигия, норманнитес, гиперлиоцерас и др.). Формы, общие с тропическими (лиссоцерас), встречаются здесь вплоть до раннего бата. Позже аммониты, характерные для южных областей, в сибирские моря не проникали.

В бате Арктический бассейн заселяют бореальные роды аммонитов (краноцефалитес, арктоцефалитес и др.), не известные ни в Средиземноморье, ни в Юго-Восточной Азии. Белемниты уже с байоса оказываются существенно отличными от родов, обитавших в южных морях. На северо-востоке Азии нет крупных *Megateuthis*, свойственных байосу Европы; вместо них появляются мелкие формы этого рода, не известные за пределами Арктики [Сакс, Месежников, Шульгина, 1964]. В батском море Северной Евразии были распространены бореальные роды белемнитов: *Cylindroteuthis* и *Pachyteuthis*. Одновременно изменения происходили в фауне пелеципод, в которой также возникают два обособленных комплекса: бореальный и тропический. В среднеюрскую эпоху в морях Северной Евразии получают распространение бореальные роды иноцерамов (*Retroceramus* и *Arcticeramus*), а также крупные арктотисы.

Таким образом, со средней юры различия бореальной и тропической фаун становятся более или менее контрастными, качественными, и в системе широтной зональности наряду с бореальной и тропической биогеографическими областями появляется широкий пояс смешанных фаун, в котором равным образом были представлены северные и южные роды. Этот пояс смешанных фаун

пролегал через Среднюю Европу, юг Русской платформы и Мангышлак.

В позднеюрскую эпоху обособление фаун бореальной и тропической областей стало еще более резким, чем было до тех пор. В келловее и раннем оксфорде бореальная фауна продолжала продвигаться в низкие широты. В это время ее характернейший представитель — кадоцерас — достигает Пиренейского полуострова, Кавказа и Средней Азии. В раннем келловее и Северной Сибири появляется новый род двустворок — ауцелла, ставший одним из типических элементов бореальной фауны. В позднем оксфорде направление миграции морских фаун меняется на обратное. Теперь фауна тропической области мигрирует на север, причем некоторые ее представители достигают Арктического бассейна. Так, до Таймыра и Северного Урала добирались теплолюбивые аулакостефанус (кимеридж) и виргатоксицерас (волжский век).

116

Во второй половине позднеюрской эпохи контрастность бореальной и тропических фаун еще больше возросла благодаря эндемичным родам, которые в это время появляются в обеих биогеографических областях в большом числе. В Арктическом бассейне распространяются таймыроцерос, лагонибелус, цилиндротеутис, не известные за его пределами.

С позднего оксфорда тропическая фауна начинает все больше и больше проникать в среднеевропейские, южно-русские и среднеазиатские бассейны. Богатые тропические фауны с кораллами, толстостенными двустворчатыми (дидерас), неринейями, морскими ежами, брахиоподами и, конечно, разнообразными аммонитами (филлоцерас, макроцефалитес, индоцерас, оппелия) появляются в Южной Англии, Парижском бассейне, в районе Ганновера, на Кавказе и в Туркмении.

В конце поздней юры море Польско-Германской впадины снова оказалось под влиянием бореального бассейна, из которого в него проникали виргатиты и ауцеллы.

В позднем оксфорде и титоне моря Передней, Средней и Центральной Азии в связи с наступившей аридизацией климата характеризовались почти исключительно карбонатным и карбонатно-сульфатным осадконакоплением и развитием на отмелях однообразной, преимущественно пелециподо-гастроподовой фауны с множеством прирастающих и сверлящих форм.

В области Тихоокеанского побережья зона смешанных фаун в ранней и средней юре пролежала через северную часть острова Хонсю и несколько южнее Сихотэ-Алиня. Бореальная фауна с амальтеусами и псевдолиоцерасами была распространена по всей системе заливов древнего Дальневосточного моря до Приморья и острова Хоккайдэ включительно. Тропическая фауна с кораллами, морскими ежами, брахиоподами (теребратулидами), строматопорами и теплолюбивыми формами аммонитов и пелеципод населяла море внешней зоны Юго-Восточной Японии; крайним пунктом ее массового распространения являлась северо-восточная часть острова Хонсю. В плинсбахе и келловее бореальная фауна с аммонитами амальтеус и сеймуритес распространялась едва не на всю Среднюю Японию (Т. Сато, 1963).

В поздней юре (оксфорд — кимеридж) тропическая фауна продвинулась на север до 47-й параллели (бассейны рек Бикин и Хор, по К. М. Худолею). Таким образом, пограничная зона бореальной и тропической областей в это время переместилась на север на 6—7° относительно ее положения в лейасе. В верхне-

юрских отложениях получили распространение рифы, протянувшиеся по всей дуге Японских островов до центра Хоккайдо включительно. Т. Кобаяши (1942) считает, что по палеогеографической позиции и размерам они сходны с новейшими барьерными рифами Австралии.

История развития шестилучевых кораллов в юре показывает их расцвет во второй половине периода, проявившийся как в общем увеличении количества семейств и родов, так и в возрастании роли рифов среди осадков этого возраста. В позднем оксфорде — кимеридже кораллы являлись одним из основных элементов фауны Тетиса, а рифообразование — одним из ведущих типов седиментационного процесса. В поздней юре коралловые рифы распространялись на север до Англии, Северной Франции, Бельгии, Рейнской области и Донбасса. По-видимому, в позднеюрском Тетисе существовали все условия для развития коралловых рифов: интенсивное солнечное освещение, высокая, мало меняющаяся в течение года температура морских вод, нормальная соленость, слабый приток терригенного материала и пресных вод с континентальной суши.

В поздней юре в связи с потеплением и расцветом карбонатного осадко-накопления снова возросла роль брахиопод, особенно в морях Русской платформы и Тетиса.

**Мел.** В раннемеловую эпоху морские бассейны бореальной области (Арктический, Восточно-Европейский и Германский) населяли аммониты (краспедитесы, полиптихиты, симбирскиты) и белемниты (*Cylindroteuthinae*), ауцеллы, лиостреи, арктоитесы. Бассейны тропической области (Альпийская Европа, Малая и Передняя Азия, Гималаи и Тибет, Юго-Восточная Азия) были населены более богатой и разнообразной фауной, главными группами которой являлись кораллы, морские ежи, фораминиферы (орбитолины и милиолиды), белемниты (дуоалия), аммониты (гоплиты, криоцерасы, десмоцерасы, шлёнбахии и др.), брахиоподы (ринхонеллиды и теребратулиды), рудисты, крупные устрицы, тригонии, неринеи, строматопоры и мшанки.

Тропическая фауна к тому же была экологически разнородной. В зависимости от палеогеографических условий она была дифференцирована на ряд экологических комплексов. В области морского мелководья и умеренно глубокого моря, воды которых не претерпевали значительных колебаний температуры и солености, обитала преимущественно аммонито-белемнитовая фауна. В условиях аридизированного морского мелководья были распространены однообразные пелециподо-гастроподовые фауны, почти не содержащие аммонитов, кораллов и других групп беспозвоночных, не терпящих колебаний режима солености морских вод.

На участках бассейнов, изолированных от влияния речного стока, вызывающего опреснение и замутнение морских вод, обитали рифостроители: кораллы, рудисты, известковые водоросли, строматопоры, а также ассоциирующие с ними морские ежи, брахиоподы и неринеи. К районам распространения рифов приурочивались и основные ареалы орбитолин. Относительная роль этих экологических комплексов в составе тропической фауны менялась по времени в зависимости от состояния палеогеографических обстановок. В неокоме (особенно в баррме) и раннем апте, характеризовавшимся регрессией моря и ксеротермическим климатом, широкое региональное распространение имели однородные пелециподо-вые фауны аридного мелководья и фауны рифовых фаций. В альбском веке, на

который приходится крупная трансгрессия, распространение получили аммонитовая и белемнитовая фауны.

Четкой границы тропической и бореальной областей в меловом периоде не было. На территории Русской платформы, Германского и Английского бассейнов обитали смешанные фауны. Бореальные полиптихиты достигали Кавказа, а тропические формы — Шпицбергена, Печоры, северных районов Западной Сибири (хиболитес) и моря Лаптевых (бохианитес).

Среднеевропейскую зону смешанных фаун иногда разделяют на две подзоны: южную, или Германско-Кавказскую, и северную, или Среднерусскую [Макридин, Кац, 1964]. В южной подобласти, охватывающей значительную часть Северо-Западной Европы, Карпаты, Донбасс, Крым, Кавказ и Закаспий, элементы тропической (средиземноморской) фауны присутствуют постоянно и в значительном количестве. Это орбитоиды, кораллы, морские ежи, брахиоподы. В северной подобласти господствовали бореальные элементы. Здесь разнообразно представлены белемниты; аммониты и морские ежи были относительно немногочисленными, а брахиоподы — единичными.

118

Вдоль восточного побережья материка тропическая фауна распространялась на север до острова Хоккайдо включительно, где отложения нижнего мела заключают линзы известняков с орбитолинами, кораллами, известковыми водорослями. Южные формы аммонитов (пульхелия, криоцерас, десмоцерас и др.), иноцерамов, тригоний, морских ежей и орбитолин фиксируются на всем протяжении внешней зоны Японии.

Раннемеловое море на территории Советского Приморья представляло собой слепое ответвление бореального бассейна, изолированное от моря внешней зоны Японии; в нем обитала ауцелловая фауна, не известная в Японии [Худолей, 1960]. Смена бореальной фауны южной происходила на широте 45°.

Степень различия фаун бореальной и тропической областей в течение раннемеловой эпохи изменялась. По В. Н. Саксу, М. С. Месежникову и Н. И. Шульгиной [1964], в валанжине обособленность бореальной и тропической зоогеографических областей была значительной. В составе бореальной фауны было много специфических родов и видов; зона смешанных фаун была относительно узкой. В барреме и апте такого резкого обособления бореальной фауны уже не было. В это время вплоть до Шпицбергена, Новой Земли и Восточной Гренландии расселялась довольно однообразная фауна дешейзитес, санмартиноцерас, анцилоцерас и др.

В западной части Тетиса огромный размах получило рифообразование; строителями рифов были известковые водоросли, кораллы, крупные фораминиферы, губки, неринеи и массивные пеллециподы. В альбе снова возникают различия бореальной и тропической фаун, но эти различия были главным образом качественные; эндемичные формы еще отсутствовали, преобладали космополитные роды. Ареал бореальной фауны в альбе расширился. Главная группа этой теплоумеренной фауны (ауцеллы) теперь достигала Турции. Условия для развития рифостроящих организмов в альбе были неблагоприятными.

Морские бассейны аридной области (Туркменский, Иранский, Месопотамский) в зоне мелководья населялись довольно однообразной фауной пеллеципод и гастропод; аммониты здесь в значительном количестве были распространены только в апте — альбе.

В позднем мелу план зоогеографической зональности, оставаясь прежним, стал более контрастным. В Арктическом бассейне и морях Северо-Восточной Азии обитала бореальная фауна с иноцерамами, бакулитами, белемнителлинами, песчаными фораминиферами, а в Тетисе и других южных морях — теплолюбивая фауна с рудистами, крупными устрицами, тригониями, крупными и мелкими фораминиферами, морскими ежами, кораллами, строматопорами, белемнитами, аммонитами и брахиоподами (ринхонеллиды и теребратулиды).

Там, где бореальная и тропическая зоогеографические области не разделились сушей, граница между ними по-прежнему представляла собой полосу развития смешанных фаун, но более узкую, чем в юре и раннем мелу. Западным звеном этой полосы смешанных фаун является Среднеевропейская провинция, которая по-прежнему охватывала Англо-Парижский и Польско-Германский бассейны, Восточно-Европейское море и южную часть Зауральского моря (южные районы Западно-Сибирской низменности, Тургайский пролив и Приаралье). В среднеевропейской фауне присутствовали как бореальные формы, например белемнителлы, так и южные, включая кораллы и крупные фораминиферы. Однако количество и видовое разнообразие теплолюбивых форм здесь быстро уменьшалось к северу. Типичными обитателями морей бореальной области были актинокамаксы и белемнителла мукроната. С приближением к тропической области белемниты становятся редкими и уменьшаются их размеры.

Южная граница Среднеевропейской провинции, которую не переступали бореальные белемнителлы, намечается по линии средняя часть Парижского бассейна — Предальпийский прогиб — Северная Болгария — Кавказ. Северную границу этой провинции намечают крайние пункты находок кораллов, рудистов, орбитолин и других теплолюбивых групп. Позднемеловые кораллы не распространялись на север дальше Южной Англии, Бельгии и Украины. Рудисты известны даже в Дании и Скании (Южная Швеция), где они, однако, были представлены особыми мелкокораквинными (менее теплолюбивыми) родами: дурация, соважезия, гироплевра; тропические же радиолиты и гиппуриты не выходили за пределы южной части Парижского бассейна, Южно-Русского моря (до широты Ульяновска) и кызылкумской части Закаспийского бассейна. Даже в северной части Германского бассейна, согласно А. Вегенеру, рудисты были видными обитателями туронского моря, хотя здесь они не имели породообразующего значения.

Согласно Э. Фойгту [1963], в позднемеловой фауне Дании теплолюбивые формы составляли значительную долю до позднего маастрихта включительно. Особенно широко были распространены средиземноморские фораминиферы *Pseudotextularia elegans* R z e h a k и *Globotruncana contusa* C u s h a m. В толще же настоящего мела орбитониды, кораллы и эхиниды отсутствуют. В отложениях датского яруса теплолюбивые формы исчезают, хотя мшанки еще представлены видами, удивительно сходными с казахстанскими и крымскими.

Позднемеловое море Западной Сибири населялось бакулитами с признаками угнетения и мелкими фораминиферами, среди которых отсутствовали теплолюбивые группы — глоботрунканы и псевдотекстулярии. Однако в южных районах Западно-Сибирской низменности и в Тургае фауна фораминифер становится более разнообразной и обильной, по общему комплексу приближающейся к среднеазиатской.

Моря Тихоокеанского побережья Азии в течение всей позднемеловой эпохи заселялись фауной, сходной с южноазиатской; влияние Арктического бассейна

сказывалось незначительно. В первую половину поздне меловой эпохи различия бореальной и тропической фаун было еще невелико. До коньяка включительно в морях бореальной области были распространены иноцерамы, да и среди аммонитов было много родов, общих с южноевропейскими, среднеазиатскими и африканскими. Даже в сантонском веке аммониты Арктического бассейна не были вполне эндемичными. Среди них были бакулиты, скафиты, акантоскафиты, имевшие широчайшее географическое распространение. В это время белемнителлы уже не проникали ни в Арктику, ни в моря Охотское и Берингово. Только в позднем сантоне и еще более отчетливо в кампане Арктический бассейн становится центром расселения бореальных фаун [Сакс, Месежников, Шульгина, 1964].

В поздне меловую эпоху в обширных эпиконтинентальных бассейнах аридной области (Аравийский полуостров, Средняя Азия, Иран, Афганистан, Кашгария) продолжала существовать своеобразная, в основном эндемичная фауна, богатая особями, но резко обедненная по родовому составу. В поздне меловой фауне аридизированных бассейнов преобладали двустворки, особенно устрицы и рудисты, представленные обычными для тропической зоогеографической области родами. Среди устриц наибольшим распространением пользовались остреи, лиостреи, грифеи, фатины, экзогирь; среди рудистов — радиолиты и гиппуриты. Иноцерамы и аммониты были относительно малочисленными и однообразными, обилия и разнообразия они достигали лишь в фазы максимального развития трансгрессий, когда бассейны аридной области приобретали свободные связи с Мировым океаном (ранний турон и маастрихт).

Белемнитиды во многих бассейнах аридной области, например Среднеазиатском, отсутствовали вообще, на восток они не проникали дальше Приаралья и Кызылкума (Н. П. Луппов и Н. Н. Бобкова, 1964). К числу весьма распространенных групп принадлежали также морские ежи, кораллы и фораминиферы. Однако обильно они были представлены только в открытом море, вдали от Тянь-Шаня, Гиндукуша и Трансгималаев. В морских заливах — Ферганском, Кашгарском, Таджикском и Восточно-Тибетском, опреснявшихся речным стоком с окружавшей их гористой суши и временами почти изолированных от Мирового океана, количество остатков кораллов и крупных фораминифер резко убывает, часто до полного исчезновения. Поскольку аридная область мелового периода лежала в пределах тропического пояса, эндемичная фауна, населявшая ее бассейны, была производной от тропической фауны. И только в морях северной окраины аридной области (Центральный и Северный Кызылкум, Приаралье) эндемичная фауна приобретала средне европейский облик, т. е. уже содержала выходцев из бореальной зоны.

## Кайнозой

**Палеоген.** План и характер зоогеографической зональности в палеогене оставались такими же, как в позднем мелу (рис. 13). Тропической области принадлежали Средиземноморская и Индо-Малайская провинции. Первая охватывала морские бассейны Южной Европы (от Аквитанского до Крымско-Кавказского) и Юго-Западной Азии (до Гималайского включительно). Южную Европу характеризует широкое распространение и разнообразие крупных фораминифер (гранулированных видов нуммулитов, альвеолин, ассилин, ортофрагмин, ор-

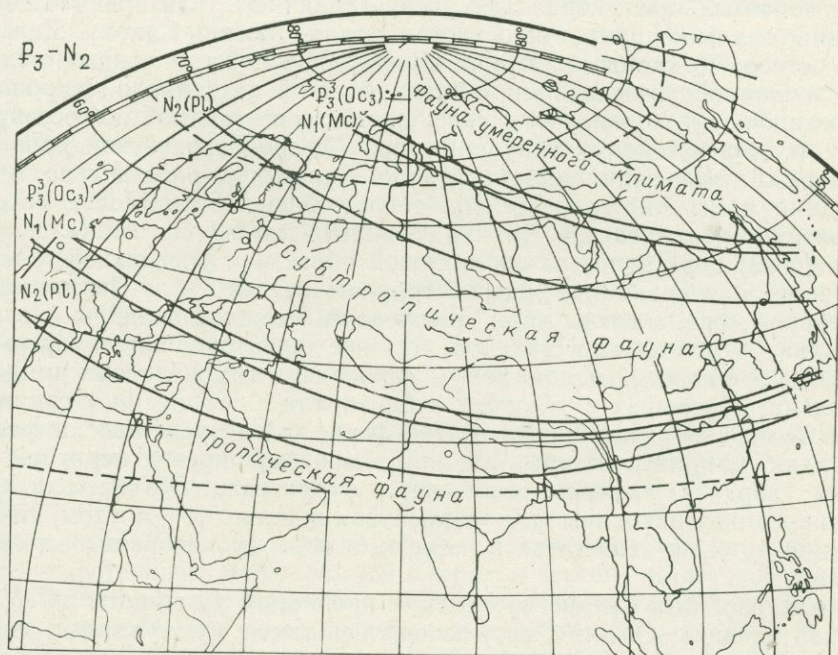
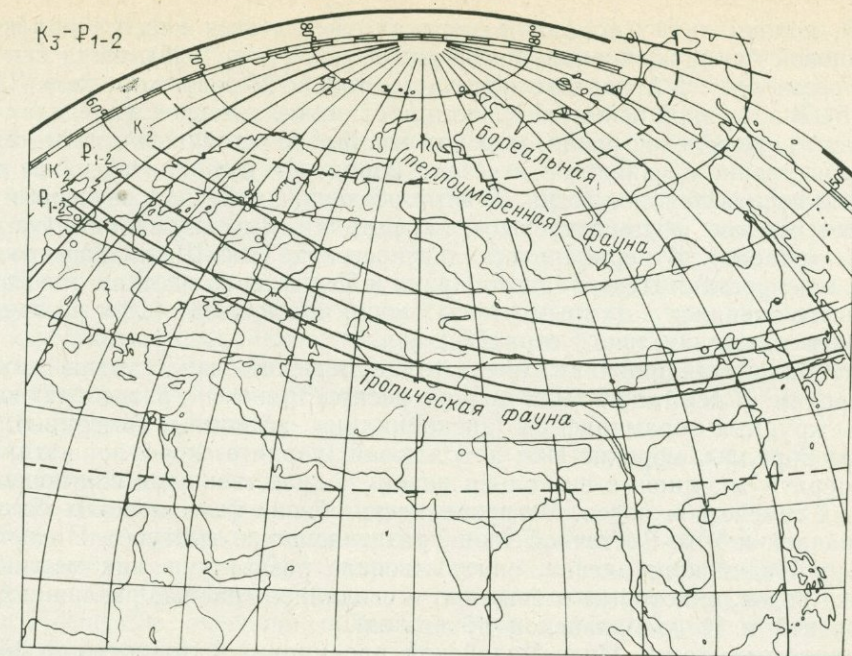


Рис. 13. Зоогеографическая зональность Евразии в позднем мелу — раннем и среднем палеогене и в олигоцене — плиоцене.  
 В скобках даны геохронологические обозначения, принятые в первом издании книги.

битолин), колониальных кораллов, морских ежей и всех классов моллюсков. В коралловой фауне насчитывается 65 родов, по Герту (1925), тогда как в настоящее время по всей Атлантике встречается только 26 родов кораллов (Шварцбах, 1955). В восточной (азиатской) части провинции, лежащей в пределах аридной области, где солевой режим морских вод был неустойчивым, палеогеновые фауны качественно обедняются: исчезают кораллы и нуммулиты, менее разнообразными становятся моллюски. В этих обедненных фаунах на первый план выступают мелкие фораминиферы (глобороталины) и двустворки (устрицы, корбула, модиола). В периферических депрессиях Тянь-Шаня, Памира, Гиндукуша, в депрессиях Центрального Ирана и Таримского массива, где морской режим часто сменялся лагунным (гипсы, пачки красноцветов), фауна представлена почти исключительно устрицами.

122 Индо-Малайская провинция имела фаунистический базис, сходный со средиземноморским. В ней также были широко распространены и разнообразно представлены крупные фораминиферы (дискоциклины, ассилины, камерины), колониальные кораллы, морские ежи и моллюски (кардита, корбула, натика, анцилла, церитиум), лишь с несколькими иными количественными соотношениями отдельных семейств и родов. Затрудненность обмена фаун морских бассейнов Юго-Западной и Юго-Восточной Азии, разделявшихся выступом Индостана и глубинами Индийского океана, способствовала развитию в них местных видов, реже родов, к которым собственно и сводились главные различия Средиземноморской и Индо-Малайской провинций.

Тропическая фауна Индо-Малайской провинции с крупными фораминиферами и колониальными кораллами распространялась, как правило, до Южной Японии; она фиксируется на островах Бонин, Кюсю и Сикоку. Дальше на север, до острова Хоккайдо и Южного Приморья, в морских отложениях палеоцена и эоцена обнаруживаются остатки богатой пелециподо-гастроподовой фауны с одиночными кораллами и иглокожими, сопоставимой по составу и зональному (климатическому) типу с фауной Северо-Европейской провинции. Однако в фазы активизации теплого течения Куро-Сиво (ранний и поздний эоцен, поздний олигоцен) относительно теплолюбивые *Strombidae*, *Valutidae*, *Aturia* распространялись до Хоккайдо включительно (Т. Shikama, 1961).

Положение, переходное от тропической области к бореальной, занимала Среднеевропейская провинция, распространявшаяся на Англо-Парижский бассейн, Северное море, а также моря Днепровско-Донецкой впадины, Поволжья и Приуралья, Мангышлака и Бадхыза. Для нее характерна богатая фауна двустворчатых и брюхоногих моллюсков — малоподвижных животных придонного образа жизни, обитавших в условиях сублиторали с песчаными и глинистыми осадками. Особенно разнообразно в этой фауне были представлены устрицы, венерикардии, циприны, астарте, люцины, корбисы, цирены, церитиум, леда, соленомия, кардита, пектены, спондилус, туррителла. Крупные и хорошо ornamentированные раковины этих моллюсков свидетельствуют о том, что в зоне их обитания не было недостатка в извести, а воды сублиторали были сильно прогретыми.

Морские бассейны Среднеевропейской провинции до широты 55° (Северо-Германская впадина, Общий Сырт) населялись также нуммулитами, которые, однако, здесь отличались однообразием видового состава, малорослостью и были представлены исключительно негранулированными видами [Бархатова,

Немков, 1963]. Такой угнетенный вид нуммулитовой фауны, очевидно, был связан отчасти с температурой воды, несколько пониженной по периферии тропической области, отчасти с влиянием опреснения за счет континентальных вод и избытка кремнезема, в больших количествах поступавших с палеогеновой суши (в песчано-глинистых отложениях, несущих остатки нуммулитов, присутствуют прослои опоковидных пород).

В восточных районах Среднеевропейской провинции (Днепровско-Донецкая впадина и Поволжье), где морские воды содержали много кремнезема, особенно в среднем эоцене, широкое распространение имели организмы с кремневым скелетом (радиолярии, губки, диатомовые). В позднем эоцене содержание кремнезема в водах моря сократилось и соответственно возросло значение в его фауне известковых организмов, главным образом фораминифер. Границей провинции на юге служила цепь герцинских массивов: Бретонского, Центрального массива Франции, Рейнского, Чешского и Украинского, а далее — горы Крыма, Большой Кавказ и Копетдаг.

Бореальной области принадлежали Северо-Тихоокеанская и Западно-Сибирская провинции.

Северо-Тихоокеанская провинция охватывала моря: Японское, Охотское, Берингово. Она характеризуется пелециподовой фауной, в которой присутствуют как теплолюбивые формы (устрицы, макрокаллисты, барбаты, питар), так и относительно холодноводные (йольдия, тиазира, анцилла, мия, нептуinea и букциnum). Последние, очевидно, обитали в более глубокой зоне моря при менее высокой температуре воды.

Западно-Сибирская провинция находилась в пределах одноименного морского бассейна, существовавшего до начала олигоцена. Начиная от Кустанайского вала, служившего южной границей провинции, относительно богатые фауны Приаралья (Среднеевропейская провинция) обедняются, моллюски становятся редкими, однообразными (*Limopsis*, Ахупаеа, *Meretrix* и др.), возрастает количество фораминифер с агглютинированной раковиной, временами полностью исчезают пелагические формы известковых фораминифер (начало палеоцена и начало эоцена), на смену им приходят планктонные организмы с кремневым скелетом (радиолярии, диатомеи, кремневые губки). Полагают, что подобные смены состава и характера фаун связаны с более суровыми условиями климата Западно-Сибирского бассейна в сравнении с Приаральем и Средней Европой, а также периодическими вторжениями бореальных вод. Но, очевидно, эти различия протекают не столько от сурового климата Западно-Сибирского бассейна, сколько от обилия в его водах кремнезема, в большом количестве поступавшего с окружающей суши.

**Неоген.** Зоогеографическая зональность в морях Евразии принципиальных изменений в неогене не претерпела, лишь несколько изменились положение границ зоогеографических областей и состав обитавших в них фаун (см. рис. 13).

Среднеевропейская провинция сильно сократила свою площадь. От обширного палеогенового моря Средней Европы к неогену остается Северное море с границами, близкими к современным. Провинциальная особенность этого моря в неогене выражалась в преимущественном распространении двустворчатых и брюхоногих моллюсков, среди которых наряду с субтропическими формами уже присутствовали формы умеренной зоны. Роль последних к концу периода быстро

возрастала. В осадках неогенового Северного моря распространены астарте, фузиды, пектункуллос, изокардиты, теребратулиды и др.

Фауна Средиземноморской провинции в неогене изменилась более заметно. Из нее постепенно исчезают формы, характерные для тропической области: колониальные кораллы, многие роды морских ежей и крупные фораминиферы. Из последних в миоцене сохранялись только миогипсины. Вместе с тем широко расселяются пектиниды, кардиты, устрицы, плевротомы, мшанки. В общем фауна неогенового Средиземноморья приобретает преимущественно пелециподо-гастроподовый состав, более теплоумеренный, в этом отношении близкий к фауне Среднеевропейской провинции палеогенового периода.

Наиболее благоприятными условиями для существования пелециподо-гастроподового комплекса, как можно заключить по исследованиям Массона [Craig, 1964], является морское мелководье зоны субтропиков. На примере *Pecten maximus* Массон показал, что рост раковин моллюсков, если его выразить графически, повторяет очертания кривой изменений температуры морской воды. Он интенсифицируется летом и ослабевает зимой, когда температура воды падает.

124

Во второй половине неогена нормальный режим солености существовал только в Западном Средиземноморье (собственно Средиземное море), сохранявшем связь с Атлантикой. Восточная часть древнего Средиземноморья (Паннонский, Дацийский, Черноморский и Каспийский бассейны) из-за энергичного поднятия Малой Азии и Балкан утрачивает связь с океаном и превращается во внутреннее море (поздний миоцен), а затем в сильно опресненное озеро-море (плиоцен). В верхнем миоцене (сармате) внутреннее море было еще достаточно соленым и сохраняло основу нормальной морской фауны, но уже значительно обедненной, состоявшей почти исключительно из двустворок, брюхоногих и мшанок. Эта специфическая фауна сарматского моря характеризовалась особыми видами церитей, мактр, эрвильей, тапесов и трохусов. В понте опреснение бассейна усиливается и его фауна обедняется еще больше. Основными элементами становятся крупные конгерии и разнообразные кардиумы. В обособляющихся и деградирующих тем временем Паннонском и Дацийском бассейнах расселяется пресноводная фауна с унио и дрейссензиями.

В области древнего Средиземноморья тропический характер сохраняли фауны миоценовых морей Ирана и Белуджистана. Общий облик фауны этих морей определялся пелециподами (устрицы, пектены, люцины, кардиумы, арки), гастроподами (туррителла, конус), кораллами, морскими ежами и лепидоциклинами. Северная граница распространения этих теплолюбивых фаун в миоцене проходила у 50° с. ш. (современная — у 32° с. ш.).

Фауна Индо-Малайской провинции в неогене сохраняла тропический характер. Господствующее положение в ней по-прежнему принадлежало фораминиферам: лепидоциклинам, миогипсинам, спироклипеусам (в миоцене), альвеолинеллам, гетеростегинам, циклоклипеусам (в плиоцене). Важными элементами этой фауны были также кораллы, морские ежи, пелециподы и гастроподы. Как и прежде, Индо-Малайская провинция распространялась до южных островов Японии. В среднем миоцене ее влияние (миогипсины) сказывалось на всем побережье острова Хонсю, что, по мнению японских геологов, было связано с действием теплых течений. В позднем миоцене субтропическая фауна отступает к югу (Т. Shikama, 1961).

К северу от Хоккайдо был распространен уже исключительно холодноводный йольдиевый комплекс с йольдией, тиазирой, анциллой, венерикардией, анадарой, макомой, нукуланой, характеризующий Северо-Тихоокеанскую зоогеографическую провинцию.

Похолодание, произошедшее в плейстоцене, отразилось на морской фауне в меньшей степени, чем на наземной, потому что в водной среде, обладающей повышенной теплоемкостью и интенсивным теплообменом, контрасты температур между высокими и низкими широтами не могли быть чрезмерными. Морская фауна в плейстоцене в биологическом отношении почти не изменилась, только зоогеографическая зональность стала сложнее, резче, и границы зон относительно их положения в неогене переместились в более низкие широты.

Периодические смены ледниковых эпох теплыми межледниковыми периодами были причиной постоянных перемещений зоогеографических зон, то приближавшихся к экватору, то снова отступавших в направлении полюсов. Эта динамика зоогеографической зональности выявляется по чередованию холодноводных и тепловодных комплексов планктонных фораминифер, остатки которых погребены в донных илах океана. Определения количественных соотношений изотопов кислорода в кальците раковин пелагических фораминифер из глубоководных илов экваториальной Атлантики, проведенные Ц. Эмилиани, показали, что даже здесь амплитуда колебаний температуры поверхностных вод, повторявшихся приблизительно через 40 тыс. лет, достигала  $6^{\circ}\text{C}$ . Вместе с тем исследования изотопного состава кислорода в раковинах бентонных фораминифер плейстоцена не выявили сколько-нибудь заметных колебаний температуры придонных вод в тропической части океана, за исключением лишь Восточной Атлантики, для которой отмечено понижение температуры на  $2,1^{\circ}\text{C}$ , связанное с вторжениями холодных течений.

Периодически существенно изменяясь, четвертичная фауна неуклонно лишалась теплолюбивых форм и обогащалась бореальными. Эта картина отчетливо прослеживается по развитию моллюсковых фаун Средиземного моря и по изменениям состава планктонных фораминифер и диатомей в донных осадках Атлантического и Тихого океанов.

История зоогеографической зональности, прослеженная на примере Евразии, наглядно отражает основные этапы в развитии климата планеты.

Тропический тип фауны раннего и среднего палеозоя при отсутствии каких-либо признаков широтной зональности, несомненно, свидетельствует в пользу того, что климат этого времени был жарким, изотермическим. Появление начиная со среднего карбона первых примет широтной зоогеографической зональности — разделение бореальной и тропической областей — является доказательством наступившего похолодания. Однако в позднем палеозое зоогеографическая зональность была выражена слабо; различия бореальной и тропической областей носили больше количественный, чем качественный характер. Следовательно, амплитуда температурных перепадов между высокими и низкими широтами в это время была еще небольшой.

В мезозое зоогеографическая зональность становится все более четко выраженной, особенно в его второй половине, когда к количественным различиям бореальных и тропических фаун прибавляются и качественные. Теперь многие роды и семейства моллюсков уже не выходят за пределы тропической области.

В этом можно видеть доказательства того, что температурные контрасты высоких и низких широт возросли.

В кайнозое структура зоогеографической зональности продолжает усложняться, различия зон становятся более контрастными. В приполярных областях появляются теплоумеренные фауны, связанные с нарастающим похолоданием, завершившимся четвертичным оледенением.

## ПОЗВОНОЧНЫЕ СУШИ

### ДРЕВНИЕ ПОЗВОНОЧНЫЕ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

На суше климаты контрастнее, разнообразнее и более изменчивы, чем в физически однородной водной среде. Поэтому фауна, обитающая на суше, испытывает влияние климата еще сильнее и дифференцированное, чем фауна моря.

Под влиянием климатических условий обитатели суши разделяются на экологические комплексы, ограниченные в своем распространении определенными типами зональных ландшафтов (таежный, степной, саванный, дождевых тропических лесов и т. д.). Каждый такой комплекс ярко отражает тип климата своего ареала, а все комплексы в совокупности рисуют географию климатов всего материка.

126 Вместе с тем значение позвоночных суши для палеоклиматических реконструкций меньше, чем растений и литологических объектов. Это объясняется способностью более высоко организованных позвоночных избегать неблагоприятных воздействий климата как путем перемещений для выбора мест обитания и соответствующим поведением (например, закапыванием в норы), так и путем выработки особых биологических функций, вершиной которых является создание в организме своей внутренней среды (теплокровность млекопитающих и птиц). В силу этих особенностей позвоночные суши зависят от климата меньше, чем беспозвоночные и растения, а следовательно, и отражают его влияние в меньшей степени.

Примитивные древние позвоночные были исключительно стенобионтными, т. е. могли существовать лишь при мало менявшихся условиях среды. С течением времени появлялись эврибионтные группы, существовавшие при возросшем диапазоне изменений физико-географической среды.

Таким образом, чем моложе та или иная фауна позвоночных и выше ее положение в ряду эволюционного развития и, следовательно, чем энергичнее и совершеннее обмен веществ у ее животных и выше уровень их индивидуальных приспособлений к условиям окружающей среды, тем труднее использование этой фауны для выяснения климатов прошлого. По этой причине наименее надежными индикаторами климатов прошлого являются млекопитающие — теплокровные животные, имеющие большой диапазон климатической выносливости. Самым известным примером приспособляемости к новым условиям климата являются плейстоценовые мамонт и шерстистый носорог — выходцы из тропической фауны, обитавшие в холодных степях перигляциальной зоны.

Но пренебрегать остатками позвоночных для интерпретации климатов прошлого нельзя, они тоже несут богатую информацию о климатах времени своего существования. Современное размещение позвоночных по земному шару в общем отражает распределение тепла и влаги на его поверхности, поэтому

зоогеографические области и провинции принципиально совпадают с климатическими. Подобное соответствие зоогеографических и климатических областей, несомненно, существовало и в прошлом.

Изучение современной фауны показывает, что приспособления позвоночных к различным вариациям климата обычно проявляются в региональных рамках, не нарушая зоогеографической зональности в целом. К тому же если для палеоклиматических реконструкций будут привлекаться не отдельные виды животных, а их комплексы, в которых индивидуальные приспособления усреднены, то соответствие зоогеографических и климатических областей окажется более полным.

На географическое распределение позвоночных кроме климата большое влияние оказывают и другие природные факторы (особенно высота рельефа), которые дают эффект, сходный с климатическим. Чтобы снять влияние рельефа, палеоклиматолог должен учитывать при реконструкциях только сообщества позвоночных, обитавшие на равнинах.

Привлечение позвоночных для конкретных характеристик климатов прошлого ограничивается их необычайной эволюционной изменчивостью. Сходство ископаемых фаун с современной в систематическом отношении не идет дальше плиоцена; уже миоценовая, не говоря о палеогеновой и более древних, фауна имеет мало общего с современной. В значительно большей степени можно использовать аналогии в экологических чертах, но и их с уверенностью можно распространять только на мезозойскую и отчасти позднепалеозойскую фауны позвоночных. При экологических аналогиях обязательно должна учитываться эволюция позвоночных, поскольку уровень их организации неуклонно возрастал, усиливалась дифференциация фаун и расширялось их экологическое разнообразие.

127

### ЭВОЛЮЦИЯ ПОЗВОНОЧНЫХ

В развитии позвоночных намечается ряд крупных этапов, сопровождавшихся существенным обновлением систематического состава и сменой господствующих экологических типов. Эти этапы в эволюции позвоночных по времени совпадают с основными фазами развития климата и, несомненно, являются их отражением.

#### Девон. Кистеперые рыбы и древнейшие амфибии

В отложениях девона, главным образом в красноцветных толщах, обнаружены многочисленные остатки рыб и первых земноводных. Среди девонских рыб господствующее положение занимали кистеперые и двоякодышащие (дипнои). Обе эти группы рыб обладали сильно развитыми грудными и брюшными плавниками, приспособленными для ползания по грунту. Дипнои к тому же имели примитивный легочный аппарат, позволявший им пользоваться воздушным кислородом. Плавательный пузырь кистеперых, пронизанный кровеносными сосудами, также был способен поглощать кислород из воздуха.

Все немногие ныне живущие дипнои обладают функционирующими легкими. Австралийский эпицератодус, африканские полиптерус и протоптерус, бразильский лепидосирен живут в мелких илистых водоемах тропических областей с периодически засушливым климатом. В сезон дождей, когда поверхностных вод много, эти рыбы дышат жабрами, а во время засух, при которых многие водоемы

пересыхают или распадаются на отдельные мелкие лужи, они переходят на легочное дыхание. При длительных засухах современные дипнои зарываются в ил, падая в спячку до наступления следующего влажного сезона [Romer, 1961].

Девонские кистеперые и дипнои, судя по фаціальным особенностям отложений, вмещающих их остатки, населяли небольшие пресные водоемы, подвергавшиеся периодическим высыханиям. Они плохо плавали, вели придонный образ жизни, питались мелкими организмами, которых всасывали вместе с илом. Во время засух, когда мелкие озера распались на отдельные лужи, многие рыбы оказывались на обнажившемся дне в непривычной для них воздушной среде. Естественно, что преобладающая часть рыб в таких случаях погибала. Только отдельные наиболее пластичные формы выработали новые биологические функции — ползание с помощью сильных плавников по высохшему дну в поисках воды, где они могли продолжить нормальное существование, а также дыхание атмосферным кислородом, позволявшее им подолгу находиться вне воды.

128

Таким образом, морфологические особенности остатков девонских рыб и фаціальные типы вмещающих отложений, как и экология современных дипнои, определенно указывают на существование этих рыб в условиях переменного засушливого климата. Однообразие фауны рыб девона на всех континентах и на всех широтах свидетельствует о том, что в этот период геологической истории засушливый климат имел всеветное распространение.

К началу второй половины девона от кистеперых рыб (рипидистий), у которых развитие конечностей и дыхание атмосферным кислородом продвинулось особенно далеко, возникли древнейшие земноводные — ихтиостеги, еще близко напоминавшие своих прародителей и по строению тела, и по движениям, и даже по образу жизни, поэтому их нередко называют «четвероногими рыбами». Земноводные окончательно перешли от жаберного дыхания к легочному: плавники полностью изменились в конечности, пригодные для хождения; в связи с появлением шейного отдела позвоночника голова приобрела подвижность; возникли черепные кости; новый способ дыхания способствовал изменению кровообращения.

А. Ромер [Romer, 1961] считает, что конечности и легкие первым земноводным нужны были не столько для жизни на суше, сколько для жизни в воде, так как с их помощью в условиях сильных и продолжительных засух, когда кистеперые рыбы и дипнои погибали, амфибии могли продолжать поиски воды, ползая по сухому дну, пока не доберались до остаточной лужи. Жизнь девонских амфибий не меньше, чем кистеперых рыб и дипнои, была связана с континентальными водоемами. Они держались берегов рек, озер и болот и не уходили далеко от воды. Пребывание их на воздухе ограничивалось очень коротким временем, пока еще сохранялись внутренние запасы воды, интенсивно расходовавшиеся на поддержание влажности кожи.

У амфибий секрет кожных желез, увлажняющий поверхность животного, создает вокруг него своеобразное водное окружение, в результате чего и на суше амфибии продолжают находиться как бы в водной среде [Татаринов, 1964]. Длительное пребывание на суше, и особенно в условиях сухого воздуха, приводит к потерям воды через покровы, к высыханию и гибели животного. Поэтому амфибии, совмещающие приспособления к наземной и водной жизни, нуждаются

во влажном воздухе, при котором испарение с их кожных покровов происходит медленнее. Это обстоятельство не без оснований рассматривается рядом палеонтологов как указание на то, что атмосфера в аридных областях девона была относительно влажной (не чрезмерно сухой). Испарение с покровов являлось благоприятным для амфибий фактором в условиях горячего (экстратропического) воздуха девона, поскольку оно сопровождается понижением температуры организма.

Размножались девонские амфибии, как рыбы, откладывая икру в воду. Их зародыши были лишены характерных для наземных позвоночных зародышевых оболочек. Этот «рыбий» способ размножения амфибий ставил их в зависимость от водной среды. Поэтому они вынуждены были держаться рек, озер, болот и заливов и не уходить далеко от воды. С водной средой девонских амфибий связывал и образ питания. Первые амфибии были исключительно рыбо- и моллюскоядными. Лишь к концу девонского периода стали появляться растительноядные формы. Примечательно, что растения и позвоночные (хордовые) приблизительно в одно время и в связи с общей побудительной причиной (регрессии моря, иссушение климата) приступили к освоению суши, возникавшей за счет сокращавшихся водоемов. У растений и хордовых параллельно развивались формы, которые сочетали приспособления к жизни в воде с первыми признаками наземной организации [Толмачев, 1954].

129

Видный американский зоолог Р. Ингер считает, что переход земноводных к наземной жизни осуществлялся в условиях влажного и теплого климата. Он обращает внимание на то обстоятельство, что среди современных рыб амфибионтные формы, периодически выползающие на сушу, обитают в условиях влажного климата (бассейн Амазонки, Юго-Восточная Азия). Пребывание амфибионтных рыб на суше облегчается насыщенностью воздуха влагой, что замедляет высыхание животного. По мнению Р. Ингера, земноводные позднего девона, осваивая «полуводные» ландшафты переходной зоны море — континент, совершенствовали свои приспособления к наземной жизни и дали начало первым наземным позвоночным.

Девонские стегоцефалы были обитателями обильно орошенных приморских низменностей аридной области. Их главные местонахождения приурочены к паралическому красноцветным толщам территории Восточной Гренландии, Шотландии, Франции, ФРГ и ГДР, Прибалтики и северо-западной части Русской платформы.

### **Ранний карбон.**

#### **Лучеперые рыбы и лепоспондилные амфибии**

В раннем карбоне, характеризовавшемся гумидным климатом, существовала особая фауна рыб, отличная от девонской. Среди рыб раннего карбона преобладали мелкие представители лучеперых, утратившие легкие и развившие взамен их плавательный пузырь. Отсутствие засух и устойчивый режим водоемов этого времени делали легочное дыхание у рыб излишним.

Эволюция амфибий в раннем карбоне также направлялась гумидизацией климата. Поскольку водоемы теперь не пересыхали, конечности и легкие работали мало и постепенно деградировали. Конечности становятся короткими и слабыми и, по мнению А. Ромера [Romer, 1961], служат животным не столько

для опоры при ползании по суше, сколько для подгребания при плавании, т. е. они снова возвращают себе часть ранее утраченных функций плавников.

Среди раннекарбоновых амфибий преобладали мелкие лепоспондильные, по виду напоминавшие ящериц, змей и крокодилов. Особенно широко были распространены микрозавры, походившие на современных саламандр. Любопытна другая распространенная группа лепоспондильных амфибий — некридии, развившие ненормально крупный череп, занимавший у некоторых форм до 1/3 тела; слабые ноги этих животных не могли нести такой череп на суше.

В общем у всех рыб и амфибий раннего карбона уровень приспособлений к наземной жизни резко падает, причиной чему была гумидизация климата.

### **Поздний карбон, ранняя пермь.**

#### **Лабиринтодонты и древнейшие рептилии**

130 Во второй половине карбона и в ранней перми амфибии широко распространились и снова произвели большое количество форм с признаками наземной организации. Лепоспондильные, в особенности микрозавры, хотя и оставались еще многочисленными, явно клонились к упадку и еще до начала позднепермской эпохи исчезли. Также вымирают в начале перми преимущественно водные роды эмболомер. Распространение получают крокодилоподобные лабиринтодонты (из группы рахитомных).

Основные местонахождения лабиринтодонтов пермо-карбонового возраста приурочены к пестроцветным толщам, лишенным углей или обладающим слабой угленосностью. По характеру отложений, вмещающих их остатки, несомненно, что эти животные жили в условиях переменного влажного климата с короткими засухами. Обитали лабиринтодонты в реках и озерах. Одна часть их по-прежнему обладала слабо развитыми конечностями, которые не могли поддерживать тело животного вне воды; другая имела уже сильные крупные конечности, позволявшие животным ползать по суше.

Особенностью амфибий является интенсивное испарение влаги с кожного покрова, сопровождающееся общим охлаждением тела, поэтому температура тела амфибий обычно ниже температуры окружающего воздуха. При высокой общеклиматической температуре палеозоя охлаждение тела посредством испарения с поверхности кожи являлось защитной функцией организма. Однако в условиях аридного климата охлаждение, вызываемое испарением с кожного покрова, оказывается избыточным, действующим во вред животному. Поэтому амфибии ранней перми, климат которой был уже в большой степени аридизированным, обнаруживают признаки приспособлений к сухому климату путем уменьшения испарения. Признаком подобного ксероморфизма. А. П. Быстров считал исчезновение у некоторых раннепермских амфибий желобков боковой линии и сети кровеносных сосудов в покровных костях.

К среднему карбону относится появление древнейших групп рептилий: котилозавров и пеликозавров. В течение второй половины карбона роль рептилий в наземной фауне быстро возрастала, а в перми они достигли первого расцвета. Быстрый прогресс рептилий связывают с рядом биологических преимуществ, которые они имели перед амфибиями. Такими преимуществами являлись более совершенное легочное дыхание и более интенсивное кровообращение,

плотный роговой покров, предохранявший тело от потери влаги, и развитие амниотического яйца, которое позволило рептилиям размножаться на суше, тогда как амфибии для обеспечения процесса размножения вынуждены были возвращаться в воду. Эти преимущества оказались ценными в очередной период иссушения климата, когда континентальные водоемы снова стали сокращаться и исчезать

Древнейшие котилозавры по строению тела еще были близки амфибиям (лабиринтодонтам), но уже являлись вполне наземными животными. Об этом свидетельствует полная утрата ими органов боковой линии, уменьшение хвоста и сильное развитие конечностей, способных носить тело животного на суше. Древние рептилии, как и амфибии, были пойкилотермными (холоднокровными) животными с непостоянной температурой тела; существование их было возможно только в условиях жаркого климата, типа тропического.

В отличие от амфибий, испарявших много влаги с кожных покровов, рептилии испаряли мало, и соответственно тело их охлаждалось меньше. Температура тела рептилий была близка к температуре воздуха, а во время движения могла подниматься выше нее. У терапсид южных материков, входивших в состав Большой Гондваны, обнаруживаются даже признаки ограниченной терморегуляции [Romer, 1961]. Ослабление испарения с поверхности кожи, достигнутое рептилиями пермо-карбона, по-видимому, было средством предотвращения охлаждения тела, что теперь уже являлось необходимою ввиду существенного понижения общей климатической температуры в это время.

В Северном полушарии наземные позвоночные были распространены до самых высоких широт, включая Гренландию, Шпицберген, бассейн Северной Двины.

История бурного развития древних рептилий по времени совпадает с расцветом первых голосеменных, успешно вытеснявших доминантов лесов раннего карбона — споровые растения. Прогресс тех и других, по-видимому, вызывался изменениями климата в направлении его похолодания и континентализации.

### **Поздняя пермь, ранний и средний триас. Стереоспондильные лабиринтодонты и дицинодонты**

Позвоночные пермо-триаса экологически разнообразнее своих предшественников. В начале этого этапа еще преобладали амфибии, но уже представленные в основном крупными стереоспондильными лабиринтодонтами, которые обитали на предгорных аллювиальных равнинах (таких как Приуральская), орошавшихся стоком горных рек. Устройство конечностей стереоспондильных лабиринтодонтов позволяет палеонтологам утверждать, что это были животные, вернувшиеся к жизни в воде. Очевидно, в аридном климате пермо-триаса испарение с поверхности тела лабиринтодонтов возросло настолько, что их существование вне водной среды стало невозможным.

Лабиринтодонтам постоянно сопутствуют рептилии (котилозавры) и звероподобные (пеликозавры, дицинодонты), также державшиеся водоемов, хотя часть времени они, как и кайнозойский гиппопотам, проводили на суше. Еще в ранней перми снова широко распространяются кистеперые рыбы и дипнои, однако по мере аридизации климата их количество и разнообразие уменьшаются и к триасу фауна рыб совершенно оскудевает. Кистеперые полностью исчезают

из континентальной фауны, а двоякодышащие представлены единичными родами, среди которых широко распространен лишь цератодус — рыба пустыни, способная переносить полное высыхание водоема и на длительное время впадать в спячку.

Вместе с остатками амфибий, рептилий и двоякодышащих рыб часто находят остатки пресноводных пелеципод, эстерий, остракод, а также отпечатки растений своеобразной, так называемой «тростниковой» флоры — эквизетитов и неокалитов. Характер этих остатков свидетельствует о том, что водоемы были мелкими, открытыми, с пустынными побережьями.

На первый взгляд кажется парадоксальным, что остатки пермо-триасовых позвоночных, почти исключительно водных по образу жизни, находятся в красноцветных толщах, сформировавшихся в условиях засушливого климата. При внимательном рассмотрении оказывается, что ничего удивительного в этом нет. Позвоночные, сохранившиеся от пермо-карбона, нуждались если не в постоянном пребывании в водной среде, то в очень влажном воздухе, поэтому они были экологически тесно связаны с водоемами и их побережьями. Теперь же при возрастающей аридизации меняется микроклимат вокруг водоемов. Они становятся открытыми, с пустынными побережьями, что вынудило позвоночных, в особенности лабиринтодонт, больше держаться в воде и вторично стать водными животными.

Крупные амфибии и рептилии перми и триаса были экзотермными животными, которые не могли существовать вне тропического климата.

Неблагоприятные условия жизни на суше, особенно ухудшившиеся в среднетриасовую эпоху, когда поверхностный сток в ряде областей полностью исчез, были причиной возвращения всех групп континентальных фаун: кистеперых рыб, амфибий и рептилий — к жизни в море. Именно в это время появляются нотазавры — полуводные ящерообразные животные, у которых приспособления к жизни в море выразились в сильном удлинении шеи, укорочении хвоста и в превращении конечностей в ласты. Со среднего триаса распространяются ихтиозавры, у которых, как у современных дельфинов, развились непарные плавники, способствующие быстрому продвижению животного в воде. К морскому образу жизни переходят и плоскозубые, изменившие свою ящерообразную форму тела на ламантино- и черепахообразную.

По мере аридизации климата и исчезновения континентальных водоемов ареал фауны кистеперых рыб, амфибий и рептилий сокращался, отступая к побережьям морей, где жизнь еще некоторое время была возможна в опресненных заливах. Но в ксеротермический максимум среднего триаса континентальный сток стал настолько слабым, что и в этих заливах соленость вод постепенно приблизилась к нормальной. Очевидно, некоторые обитатели пресных континентальных водоемов и опресненных заливов смогли приспособиться к жизни в море.

Триасовый кризис сильнее всего отразился на амфибиях, среди которых полностью вымерли многие группы, в частности рахитомные, имевшие очень широкое распространение в пермо-карбоне. Лучше всего к обитанию в море приспособились рептилии, обладавшие относительно более высокой организацией. После триасового кризиса, связанного с ксеротермическим максимумом, роль амфибий среди позвоночных резко падает и господствующей группой становятся рептилии.

## Поздний триас. Переходная фауна

Во второй половине поздне триасовой эпохи усиливается трансгрессия моря и смягчается климат. С этого времени по существу начинается талассократическо-гумидный этап среднего мезозоя. Ландшафты суши становятся менее пустынными; на аллювиальных равнинах, теперь лучше орошаемых, появляется влаголюбивая растительность.

Эти изменения в ландшафте не замедлили сказаться на фауне позвоночных. Вымирают последние котилозавры (проколофоны) и самая распространенная в первой половине периода группа дицинодонтов. Среди поздне триасовых позвоночных появляются архозавры (текодонты) и примитивные динозавры, которые и являются самой характерной группой фауны, существовавшей в период между ранним—средним триасом и юрой. Текодонты относятся к бипедальным формам, обитавшим на равнинах с низкой растительностью. Длина некоторых рептилий достигала 3—7 м, а масса тела нередко превышала 1 т. Основные захоронения текодонтов и примитивных динозавров размещаются в красноцветных отложениях бескарбонатного типа.

## Ранняя и средняя юра. Морские рептилии

В первой половине юрского периода условия существования позвоночных изменились еще больше в результате нарастающей морской трансгрессии и сильнейшей гумидизации климата. На аллювиальных равнинах, служивших местами обитания позвоночных, появляется море, а там, куда море не проникало, разрастается сплошной лес и распространяются обширные болота, наполненные гниющими растительными остатками. Такие болотистые леса не благоприятствовали существованию наземных позвоночных. В результате произошедших палеогеографических преобразований роль сухопутных форм в раннеюрскую эпоху продолжала оставаться незначительной. Основной средой обитания позвоночных по-прежнему было море, главным образом его мелководные заливы и бухты.

Типичными представителями ископаемой фауны ранней юры являются морские рептилии (ихтиозавры, плезиозавры, морские крокодилы — геозавры) и летающие ящеры, обитавшие по берегам морских заливов, а также гигантские растительноядные динозавры-зауроподы (бронтозавры, диплодоки, брахиозавры и др.), обладавшие максимальными среди всех известных существ континента размерами. Масса этих гигантов достигала 40—60 т, длина 25—35 м. Зауроподы населяли прибрежные зоны морских заливов и крупных внутриматериковых водоемов. Предполагают, что бронтозавры держались в зоне с глубинами 4—5 м, а диплодокам были доступны глубины до 7—8 м. Указанием на преимущественное пребывание в воде служит в первую очередь строение скелета зауропод. Их хвост и шея очень длинные, позвонки шеи и туловища тонкие и легкие, а хвостовые позвонки, таз и конечности массивные. На лапах были большие когти, позволявшие животному цепляться за дно. Возможно, что в костях были пустоты; допускается даже существование воздушных мешков, как у птиц [Терентьев, 1961].

Огромные размеры этих животных допустимы только при их обитании в воде, где вес тела уменьшается на вес вытесненной им воды. Высказываются

предположения, что большая масса тела гигантских зауропод помогала им противостоять опрокидывающим ударам приливных волн. Пребывание зауропод в воде спасало их от нападений крупных сухопутных хищников (карнозавров). Вместе с тем их огромные размеры служили защитой от мелких морских хищников: крокодилов, плезиозавров, ихтиозавров и акул.

Раннеюрские рептилии в основном перешли к растительному питанию. В частности, зауроподам пищей служили водная растительность, а также листва и молодые побеги кустов и деревьев, произраставших по берегам морских заливов и бухт.

Предками гигантских зауропод предполагаются двуногие поздне триасовые текодонты. Огромные размеры и способность (вторичную) к передвижению на четырех конечностях зауроподы приобрели к началу юрского периода. Даже в воде поддерживать грузное тело на двух ногах было тяжело, и зауроподы стали использовать для опоры и передние конечности.

Ареал раннеюрских зауропод был значительно меньше ареала триасовых лабиринтодонтов и дицинодонтов. В Евразии крайние северные местонахождения раннеюрских зауропод располагаются в пределах Южной Англии, Северной Франции и Бельгии, района Вюртемберга, южных областей Русской платформы, Туркмении и Южной Японии, а также на юго-западе Северной Америки.

134

### Поздняя юра, ранний мел. Наземные рептилии

В отложениях верхней юры и нижнего мела находки ископаемых остатков позвоночных учащаются, причем среди них резко возрастает относительное количество наземных форм. Наряду с зауроподами появляются группы рептилий, приспособленных к жизни в наземных условиях. В этой фауне видное место заняли растительноядные игуанодонты, обитавшие по берегам внутриматериковых водоемов, а также охотившиеся на них карнозавры — самые могучие из когда-либо существовавших хищников.

С этого времени начинают свою историю стегозавры, уже полностью сухопутные животные, выработавшие защитные средства от нападения карнозавров и других наземных хищников. Защитой служили громадные костные пластины или длинные шипы, расположенные двумя рядами вдоль хребта животного. Стегозавры переходят к четвероногому передвижению, что также помогало при спасении от хищников, нападавших только сверху. Резкая диспропорция в длине передних и задних конечностей указывает на то, что эти животные могли приподниматься на задние ноги, например при питании лиственной деревьев [Рождественский, 1964].

Между тем разнообразие морских рептилий, в частности ихтиозавров и плезиозавров, в поздней юре начало уменьшаться. В течение раннего мела экологическое и морфологическое разнообразие рептилий снова возросло. Меньше становится зауропод, (и на положение господствующей группы выдвигаются птицеобразные динозавры — игуанодонты. Причина преимущественной двуногости раннемеловых динозавров связывается с их обитанием среди высокой наземной растительности (все птицеобразные были растительноядными). Однако в жизни игуанодонтов водоемы продолжали сохранять большое значение. В болотистых лесах, окружавших водоемы, они находили пищу и, не имея даже пассивных средств защиты, укрывались в них от хищников (сухопутных по образу жизни).

Строение конечных фаланг игуанодонтов (полукопытного характера) и частые находки отпечатков задних лап на пластовых поверхностях песчаников свидетельствуют о том, что они ходили по влажным и даже топким грунтам.

Местонахождения птиценогих динозавров позднеюрского — раннемелового возраста известны на территории Англии, Франции, Бельгии, Шпицбергена, Украины, южной части Западной Сибири, Средней Азии, Монголии, Забайкалья, Амурского бассейна, Северо-Восточного Китая, Индии и Северной Америки. Особенно богаты костными остатками игуанодонтов вельдские слои Англии и Бельгии, формировавшиеся в условиях приморской низменности. В континентальных местонахождениях (Южная Сибирь, Монголия) представлены остатки преимущественно менее крупных орнитопод — пситтакозавров.

Исполинские размеры позднеюрских — раннемеловых рептилий и их температурная толерантность свидетельствуют о существовании в условиях равномерно теплого режима.

### Поздний мел. Вымирание динозавров

С течением времени связи динозавров с водоемами ослабевают. В поздне-меловую эпоху появляются все новые и новые группы четвероногих растительноядных рептилий (анкилозавры, цератопсы и др.) с пассивными средствами защиты от хищников: с панцирем, шипами, рогами, роговыми воротничками и пр. Эти животные уже не только обитали в приречных или приозерных лесных зарослях, но и могли значительно углубляться в пределы саванного редколесья.

Появляются группы рептилий, сходные по экологическому типу с кайнозойскими млекопитающими. Наиболее ярким примером такой конвергенции служат рогатые цератопсы, не только экологически, но и морфологически подобные третичным носорогам. Одновременно существуют утконосые динозавры (гадрозавры), имевшие в сравнении с их предшественниками — игуанодонтами — более резко выраженный двуногий облик. Строение головы этих динозавров (утиная морда, отодвинутые назад ноздри) и плавательные перепонки на лапах ярко отражают их приспособленность к водной среде. Устройство зубов гадрозавров говорит об их питании прибрежной болотной растительностью и клубнями некоторых растений. Это, очевидно, были жители речных русел и дельт, как и современные бегемоты.

В позднемеловую эпоху широкого распространения и разнообразия достигают крокодилы, обитавшие в реках и озерах.

В общем рептилии в позднем мелу еще больше отрываются от экологических обстановок приморских равнин и становятся в основном континентальными животными, связанными с внутриматериковыми водоемами: озерами, речными руслами, старицами и дельтами. Морские рептилии тем временем клонились к упадку. Среди позднемеловых ихтиозавров известен лишь один род.

Местонахождения остатков динозавровых фаун позднего мела отчетливо тяготеют к периферическим районам аридной области. Это можно видеть на примере Евразии, где наиболее многочисленные и богатые находки сделаны в Западной и Южной Европе, Казахстане (на север — до Кустанайской области, на юг — до Кызылкума), Средней Азии, Джунгарии, Монголии, южной половине Амурского бассейна, Северном, Центральном и Юго-Западном Китае, Лаосе, Бирме, Северной и Центральной Индии, в различных штатах США.

Очевидно, в это время экологические условия открытой саванны с многочисленными тихими водоемами, окруженными растительностью, были более благоприятными для существования рептилий, чем болотистые леса аллювиальных низменностей бореальной области, на территории которых формировались толщи угленосных осадков. Низменности бореальной области были непригодны для обитания рептилий из-за чрезвычайно высокой влажности, умеренности теплового режима и сплошного развития болотно-лесных ландшафтов. Известно, что и в современной лесной зоне фауна позвоночных бедна и однообразна вследствие недостатка кормов и обилия препятствий для передвижения, а также вследствие плохой видимости из-за сильной густоты древостоя. В саванне пищи больше и видимость лучше благодаря преобладанию открытых пространств. Население здесь богаче и разнообразнее; характерна также стадность животных.

В Таримском бассейне, Гашунской Гоби и Западном Алашане, относившимся к самым сухим районам аридной области (гипсоносные красноцветы), остатки меловых динозавров вообще не известны. Видимо, к центру аридной области уменьшались количество и размеры водоемов и иссякал поверхностный сток, вследствие чего динозавровое население в этом направлении сокращалось.

В меловом периоде пищей динозавров служила преимущественно наземная растительность, а не водная, как в юре.

Ареал динозавровой фауны в позднем мелу, по-видимому, несколько сократился. Возможно, этим объясняется отсутствие остатков поздне меловых динозавровых фаун в средней части Западно-Сибирской низменности. Динозавры вымерли перед концом маастрихтского века вместе с морскими рептилиями (ихтиозаврами и плезиозаврами), аммонитами, настоящими белемнитами и многими группами планктонных фораминифер. Причины вымирания еще не установлены. Но несомненно, что ими не могли быть перемены палеогеографической обстановки, вызванные орогеническими процессами. Рельеф Евразии, например, в период вымирания динозавров существенных изменений не претерпел, оставаясь преимущественно равнинным. Указанием на то, что палеогеографические обстановки в целом оставались неизменными, может, в частности, служить тот факт, что преемники динозавров — млекопитающие палеогена — были представлены теми же экологическими типами, что и поздне меловые динозавры. Палеогеографические преобразования лика Земли способствовали эволюции экологических типов фауны рептилий, но не могли явиться причиной внезапного вымирания ее основных групп.

Динозавры были примитивнее млекопитающих, они отличались менее энергичным обменом веществ и соответственно меньшей общей активностью и поэтому в ходе эволюции неизбежно должны были уступить место более совершенным млекопитающим. Но эволюционная смена динозавров млекопитающими, казалось бы, должна была совершаться постепенно, а не внезапно, как это имело место в действительности.

Внезапное вымирание динозавров, которые в позднем мелу были многочисленны и разнообразны (морфологически и экологически), могло быть следствием какого-то значительного и скоротечного изменения географической среды, если не рельефа, как отмечено выше, то климата. Рептилии не имели надежной внешней термоизоляции типа оперения птиц и волосяного покрова млекопитающих;

не имели они и постоянной температуры крови [Терентьев, 1961]. Поэтому им были опасны перегревы в жаркое время и переохлаждения при понижениях температуры. Нормальное существование рептилий было возможно только в тропической области при равномерно жарком климате, узком интервале колебаний суточных, сезонных и годовых температур. Резкие перепады температуры и понижение ее зимой до 6—8° С (при такой температуре пресмыкающиеся утрачивают активность и даже перестают двигаться) могли бы быть причинами упадка динозавров, тем более что их историческими преемниками явились теплокровные млекопитающие, способные переносить значительные колебания температуры окружающей среды \*.

Изучение фрагментов яиц динозавров из французских местонахождений, предпринятое сотрудниками Музея естественной истории в Эксе, показало, что в самых верхних слоях верхнего мела, выше которых остатки динозавров уже не встречаются, скорлупа яиц обладает многослойной структурой, отражающей перерывы в ее образовании. Слоистость была объяснена термическими колебаниями, которые временно прекращали активную жизнь динозавров. В периоды похолоданий динозавры погружались в спячку, на время которой продуцирование скорлупы прекращалось.

Нам представляется, что термический фактор едва ли оказал решающее влияние на судьбу динозавров, поскольку весь комплекс палеоклиматических данных свидетельствует о том, что заметных изменений температуры в конце мелового периода не произошло. Да если такие изменения и имели место в теплоумеренной зоне, то оставалась еще тропическая область с температурным режимом, допускавшим существование динозавров. В этом случае произошло бы не всеобщее вымирание динозавров, а только сокращение их ареала.

Наиболее вероятными причинами вымирания динозавров представляются изменения состава солнечной радиации и плотности космических лучей, на что указывают астрофизики. В частности, резкое увеличение интенсивности космических лучей, вызванное вспышкой новой звезды, могло быть губительным для форм жизни, связанных с обитанием на открытых пространствах и в верхней толще воды, которые подвергаются постоянному облучению. Примечательно, что вымерли только крупные представители пресмыкающихся — динозавры; мелкие же — змеи, ящерицы, черепахи — могли укрываться в расщелинах скал, под сенью густой, непроницаемой для лучей растительности. Известную роль при этом могла сыграть и возрастающая сухость воздуха, способствующая проникновению солнечной радиации к поверхности Земли.

### Палеоцен, ранний и средний эоцен. Диноцераты

Это была первая фауна млекопитающих, пришедшая на смену вымершим динозаврам. Остатки диноцератовой фауны известны пока по единичным местонахождениям, поэтому ее состав, экологические типы и ареалы еще недостаточно изучены. Несомненно, что главными ее элементами являлись древнейшие копыт-

\* Значение температурного фактора в жизни рептилий наглядно проявляется в распределении их современных представителей. Согласно Р. Хессе [Schwarzbach, 1961], в Европе известно 64 рода рептилий, в Восточной Индии и Таиланде — 221, в Западной Индии, Шри Ланке и Бирме — 536. Таким образом, общее количество и разнообразие рептилий возрастают к экватору.

ные — пантодонты и диноцераты, бронтотерии и тапирообразные — обитатели влажных лесов и обильно орошенных низин, которые были еще достаточно широко распространены в периферических районах аридных областей.

### Поздний эоцен, ранний олигоцен. Бронтотерии

Наиболее характерным представителем этой фауны были бронтотерии — непарнокопытные, размерами со слона, очень разнообразные, особенно в монгольских местонахождениях, где описано около 30 их видов. По заключению Н. М. Яновской [1955], коренные зубы бронтотериев, имеющие низкую коронку, были приспособлены к питанию сочной болотной растительностью, а низкие, относительно слабые резцы и сходные с ними клыки могли использоваться только для срывания мягких побегов. Положение ноздрей на вершине круто и высоко выступающего носа некоторых бронтотериев (протэмболотерии) свидетельствует о длительных погружениях головы этих животных в воду при добывании корма. Местами обитания бронтотериев Н. М. Яновская считает болотистые низменности, оторачивавшие озера и медленно текущие реки.

138 Другой распространенной группой бронтотериевой фауны являлись аминодонты. По описанию В. И. Громовой [1960], это были массивные, малоподвижные коротконогие животные величиной со средних и крупных носорогов. Взаимное расположение клыков, характер стирания коронок, редукция передних и массивность задних коренных зубов, ряд особенностей строения черепа, шеи и других частей скелета аминодонтов допускают предположение о их полуводном образе жизни. Аминодонты были обитателями регулярно затапливавшихся речных пойм и бессточных низин, покрытых густой и сочной водолюбивой растительностью. Питались они корневищами и клубнями растений (камышы, осоки), которые извлекали из топи с помощью клыков.

Видную роль в фауне бронтотерия играли еще крупные свинообразные энтелодонты, антракотерии, тапирообразные и халикотерии, которые также обитали во влажных лесах и болотистых низинах.

В общем млекопитающие бронтотериевого комплекса были жителями болотистых галерейных и оазисных лесов с топкими почвами и сочной растительностью. О подобной экологии комплекса свидетельствует нахождение его остатков в отложениях речных пойм, болот и озер совместно с остатками влаголюбивых растений. Болотистые галерейные и оазисные леса в аридной области палеогена были распространены широко, хотя и не представляли господствующий тип ландшафта. Зональным типом здесь были открытые саванные ландшафты, в то время еще малоосвоенные крупными млекопитающими. Пожалуй, единственной группой животных, приспособленной к обитанию в условиях саванного ландшафта плакоров, были палеогеновые тапиры, имевшие газелеобразный скелет и трехпалые ноги, приспособленные к быстрому бегу. Массовые захоронения тапиров свидетельствуют о том, что они образовывали стадные ассоциации, типичные для населения саванны.

Ареал бронтотериевой фауны в Евразии был очень широк и простирался от Японии, Корейского полуострова и Советского Приморья до Франции, Англии и Рейнской области. Все основные местонахождения этой фауны сосредоточены в периферических районах аридной области и в смежных с нею окраинах гумидных поясов. Экологически фауна бронтотерия была относительно однородной.

Ареал индрикотериевой фауны был менее широк, чем бронтотериевой, и охватывал в основном только периферические части аридной области Азии и Юго-Восточной Европы. Свое название олигоценовая фауна млекопитающих получила от одного из самых замечательных ее представителей — гигантского носорога-индрикотерия. В экологическом отношении фауна индрикотерия была неоднородной и, согласно К. К. Флерову, распадалась на два комплекса: обитателей долинных лесов и болот и обитателей саванн в междуречных пространствах.

Долинный комплекс составляли млекопитающие, приспособленные к передвижению по болотным почвам и лесным зарослям. Из бронтотериевой фауны в него перешли крупные свинообразные энтелодонты, достигшие в это время своего расцвета. Особенности строения скелета энтелодонтов свидетельствуют о приспособленности этих животных к жизни в приречных зарослях. В частности, массивная клиновидная голова (в некоторой мере напоминающая голову современного кабана) была удобна для раздвигания зарослей на бегу.

От предыдущей фауны сохранились и еще больше распространились другие свинообразные — антракотерии. Эти коротконогие, с длинной головой животные вели, подобно гиппопотамам, полуводный образ жизни. Больше стало и аминодонтов — болотных носорогов, обитавших, как и прежде, на затоплявшихся речных поймах и в топах бессточных котловин. Продолжали существовать также тапирообразные и халикотерии (схизотерии); среди хищников господствовали креодонты. Из новых типов своеобразен представитель трагулид — лофиомерикс, морфологически и экологически сходный с водным оленьком, ныне живущим в болотистых лесах Западной Африки. Короткие конечности и низкий рост лофиомерикса указывают на то, что это животное обитало в зарослях. Нижние дистальные отделы его конечностей, сходные в известной мере со свинными, были хорошо приспособлены к продвижению по мягким и даже топким грунтам [Флеров, 1961].

В состав долинного комплекса входили и гигантские носороги, представленные группой пристинотерия, которые от своих саванных сородичей, индрикотерия в частности, отличались короткой шеей, подвижной только в горизонтальной плоскости (вправо — влево), и подвижными пальцами ног, что обеспечивало им большую площадь опоры при ходьбе. В этих особенностях строения скелета гигантских носорогов типа пристинотерия проявились черты приспособления к жизни по берегам топких водоемов, поросших водной растительностью (В. В. Лавров, 1959).

Фаунистическому комплексу междуречных пространств свойственны совершенно иной систематический состав и другой тип приспособлений. Самыми замечательными животными междуречного комплекса были гигантские носороги типа индрикотерия. Эти гиганты, по представлениям А. А. Борисьяка и В. И. Громовой, могли передвигаться только по плотным грунтам. Обладая огромным ростом и длинной шеей, они могли доставать кроны деревьев на высоте 7—8 м. Гигантских носорогов отличала малая подвижность, о чем можно судить по строению их конечностей (слабое сгибание ног в суставах). Они медленно бродили по саванному редколесью, питаясь листьями и корой деревьев. К концу олигоцена облик гигантских носорогов изменился: их голова стала более ко-

роткой и они начали чаще употреблять в пищу кору деревьев. Последние представители этой группы, сохранившиеся до начала миоцена (род парацератерий), обнаруживают значительные изменения в зубах, связанные с переходом к более жесткому корму [Громова, 1959].

Трагулиды в междуречном фаунистическом комплексе были представлены продремотиумом, по внешнему виду несколько напоминавшим современных газелей. Строение конечностей этого ископаемого (сокращение подвижности как средних, так, главным образом, и боковых пальцев, уменьшение их способности широко раздвигаться) и указывает на приспособление к передвижению по сухим почвам [Флеров, 1961]. Типичными представителями фауны междуречных пространств были также роющие грызуны и наземные черепахи.

Относительное значение долинного и междуречного комплексов в позднеолигоценовой фауне меняется в зависимости от положения того или иного места к полюсу сухости. В более сухих районах Монголии и Западного Китая преимущественным распространением пользовался ксерофильный комплекс междуречных пространств; в более увлажненных районах Тургая и Казахстана оба комплекса были развиты одинаково; на территории еще более влажной Средней Европы, покрытой почти сплошными лесами, была представлена главным образом болотно-лесная фауна, имеющая мало общего с казахстано-монгольской. В Южной Азии (Северо-Западная Индия, Ассам, Верхняя Бирма, провинция Юньнань в Китае) олигоценовая фауна состояла исключительно из лесных форм: приматов, тапирообразных, трагулид, антракотериев, аминоконтов. Гигантские носороги типа индрикотерия (белуджитерий) отмечены только в Белуджистане, входившем в аридную область.

К северу индрикотериевая фауна не распространялась дальше Казахстана и Восточного Забайкалья, а к югу — за пределы саванно-лесной области Индии и Индокитая. Преградами для ее продвижения являлась, как полагает К. К. Флеров [1961], ландшафтно-климатическая зональность: на севере — леса субтропиков, на юге — тропические леса экваториального типа.

### Ранний и средний миоцен. Анхитерии

В миоцене наблюдается эволюция лошадиных (приспособление к быстрому бегу, питание жесткими травами) и сокращается число жвачных, обитавших во влажных лесах и на болотных пространствах: вымирают семейства энтелодонтов и аминоконтов [Дуброво, 1962]. В результате к позднему миоцену складывается новая, вполне самостоятельная гиппарионовая фауна, отличная от индрикотериевой по морфологическим и экологическим особенностям.

В раннем и среднем миоцене между периодами господства индрикотериевой и гиппарионовой фаун существовала переходная анхитериевая фауна, сочетавшая в себе элементы каждой из них: и древние, угасающие семейства млекопитающих, сохранившиеся от индрикотериевой фауны, и новые, прогрессирующие семейства, перешедшие в гиппарионовую фауну. Эта переходная фауна получила название от мелкой лесной лошади — анхитерия, очень для нее характерной. Местонахождения анхитериевой фауны известны в Средней и Южной Европе (Франция, Бельгия, Италия, Украина), в Казахстане, Монголии, Северном и Центральном Китае, Японии и Белуджистане. Они не отмечены на территории Северной Европы, Сибири, Верхоянско-Колымской области и Малайского архипелага.

В анхитериевую фауну кроме примитивных мелких лошадей входили также разнообразные носороги, мастодонты, трагулиды, олени-мунтжаки, свиньи, газели, крупные халикотериды, грызуны, черепахи (тестудо). В экологическом отношении фауна анхитерия, как и индрикотериевая, была неоднородна. В европейских и восточно-китайских местонахождениях она складывается исключительно лесными формами (анхитерий, носороги, трагулиды, свиньи), а в более сухих районах Центрального Казахстана, Монголии, Ордоса, Ганьсу и Цай-дама больше распространены олени-мунтжаки, мастодонты, газели и грызуны, что и дало основание В. С. Баженову [1955] выделить этот более ксерофильный вариант анхитериевой фауны в особый «мунтжаковый комплекс», обитавший в условиях лесостепного ландшафта. В Белуджистане, Верхней Бирме и Южном Китае анхитериевая фауна заключала реликты индрикотериевой.

### Поздний миоцен, плиоцен. Гиппарионы

История фауны гиппариона охватывает поздний миоцен — плиоцен. Ее появление и расселение связывают со сменой ландшафтов в пограничной зоне аридного и гумидного поясов, в которой располагались территории Юго-Восточной и отчасти Средней Европы, Казахстана с южными районами Западно-Сибирской низменности, Монголии и Восточного Забайкалья, преобладающей части Китая, Восточной Бирмы, Северной Индии, Малой Азии.

Во второй половине миоцена в связи с возросшей испаряемостью долинные и низинные леса в периферических районах аридной и семиаридной областей из болотных субтропических превращаются в широколиственные. Одновременно в междуречных пространствах редколесье сменяется саванно-степью, вначале луговой, типа прерий, а затем сухой. Ландшафты становятся все более открытыми, с травянистым покровом, что благоприятствовало существованию копытных. Таким образом, внешним импульсом, вызвавшим широкое распространение фауны гиппариона, явились климатические изменения (понижение температуры и иссушение). Их воздействие на развитие животного мира осуществлялось главным образом через преобразование ландшафтов.

Основными представителями фауны гиппариона были древние лошади, настоящие носороги, хоботные, антилопы, верблюды, олени, жирафы, быки, бегающие бескилевые птицы (страус и урмиорнис), хищники (саблезубый тигр и гиены), а также грызуны и наземные черепахи. В основном это были хорошо подвижные обитатели открытых и полуоткрытых пространств в период семиаридного климата.

Самым характерным представителем этой фауны был гиппарион — небольшая трехпалая лошадь (размером с осла), остатки которой обычно преобладают над другими ископаемыми. Луговой гиппарион пришел на смену жителю лесов — анхитерии. У него зубы впервые приспособлены для поедания трав. Поверхность зубов покрывается сложными эмалевыми петлями, препятствовавшими их истиранию при употреблении жесткой пищи. Однако зубы гиппариона все еще имели более низкую коронку, чем у лошади, и, следовательно, были пригодны для истирания не очень жесткого корма [Флеров, 1954]. Строение конечностей гиппариона говорит о том, что они были приспособлены для передвижения по мягким болотным почвам. Ноги гиппариона могли сгибаться под более острым углом, чем у лошади, северного оленя и лося, и, таким обра-

зом, при ходьбе и беге поднимались много выше, что позволяло ему легко передвигаться по высокотравью и кочковатым болотам.

В. И. Громова (1955) различает среди гиппарионов два экологических типа, один из которых был приспособлен к обитанию в обстановке более облесенного ландшафта с влажной почвой, мягкой и сочной растительностью (*Hipparion primigenium*, *H. theoboldi*, *H. crassum*), а другой существовал в более ксерофильных условиях (*Hipparion elegans*, *H. longipes*, *H. moldavanicum*, *H. postulum*, *H. proboscideum*, *H. matthew*). Л. К. Габуня [1959] полагает, что эта экологическая дифференциация гиппарионов существовала с момента их появления.

Гиппарионы обитали некоторое время вместе с настоящими лошадьми, приспособленными к быстрому бегу по твердому грунту сухой степи. Очевидно, по мере высыхания заболоченных низин и речных пойм сокращался ареал гиппариона, а затем произошло и его вымирание.

В гиппарионовой фауне весьма разнообразно были представлены антилопы и олени, главным образом газели, трагоцерасы, цервавитес. Среди носорогов выделялся хилотерий — толстое приземистое коротконогое животное с бочонкообразным, как у бегемота, туловищем [Орлов, 1961]. Хоботные — мастодонт и динотерий — были самыми крупными животными гиппарионовой фауны. Полагают, что редкость их остатков свидетельствует об относительной малочисленности этих животных в сравнении с другими представителями гиппарионовой фауны.

Жирафы — современники гиппариона — обладали умеренно вытянутой шеей и лишь слегка удлинненными ногами, что придавало им вид, сходный с ныне живущим окапи — обитателем лесов Центральной Африки [Орлов, 1961]. Остатки верблюдов найдены в отложениях не древнее среднего плиоцена. Поскольку верблюды переносят жару и холод и страдают от влажного климата, их появление свидетельствует о наступлении в это время засушливых саванно-степей и пустынь. Широкое распространение верблюдов в составе позднегиппарионовой фауны приблизительно совпало с появлением в Азии однопалой лошади *Stenon*, которую отличали дополнительные складки эмали на поверхности зубов и удлинненный протокон, что связано с питанием еще более жесткой ксерофильной растительностью.

Другими обычными представителями гиппарионовой фауны были свиньи, грызуны, хищники (из кошачьих — махайрод, из гиеновых — крокута и иктитерий), страусы и черепахи-триониксы.

В гиппарионовой фауне Евразии усматриваются провинциальные различия. Ее китайские и западно-европейские местонахождения, попадающие в области более обильного увлажнения, отличаются широким распространением носорогов, большим разнообразием самих гиппарионов, среди которых господствовали лесные формы, и частым присутствием реликта предшествовавшей фауны — анхитерия. В Китае спутниками гиппариона были тапир — житель тропических лесов, и крокодил, обитавший в реках вплоть до Ордоса. Местонахождения остатков гиппарионовой фауны Южной Европы, Закавказья, Индии, Бирмы, Южного Китая, лежащие в тропическом и субтропическом поясах того времени, отличаются присутствием приматов.

Состав гиппарионовой фауны изменялся также и с ходом истории. Во второй половине плиоцена в ней резко усиливается роль саванно-степных представителей: антилоп, верблюдов, жирафов, страусов, однопалой лошади, рою-

щих грызунов; лесные же формы приближаются к полному исчезновению. Одновременно расширяется географический ареал саванно-степных фаун, продвигающийся на север до низовьев Селенги (многочисленные ископаемые остатки яиц страусов) и на запад до Днестра (находки остатков верблюда и страуса в районе Одессы).

Гиппарионовую фауну считают предковой для современной фауны африканских саванн.

### **Основные направления эволюции наземных млекопитающих кайнозоя**

В развитии кайнозойской фауны наземных млекопитающих отчетливо выступает эволюция ее экологических типов, происходившая параллельно и в зависимости от изменений ландшафтов, а следовательно, и климата.

В палеогене периферические районы аридной области и семиаридные зоны гумидных поясов были еще относительно хорошо орошены. В их речных долинах и бессточных котловинах были распространены болота и топи, населявшиеся животными, ведшими полуводный образ жизни (бронтоотериевая фауна и ее предшественники). С начала второй половины олигоцена климат постепенно иссушается, поверхностный сток сокращается, в долинах и низинах меньше становится болот и соответственно млекопитающих, связанных с этим типом ландшафта. Теперь в долинно-низинном комплексе наряду с обитателями болот появляются животные, населяющие лесные заросли. С этого времени самостоятельное значение и широкое распространение приобретает ксерофильный комплекс междуречных пространств (собственно индрикотериевая фауна).

В раннем и среднем миоцене в долинно-низинных ландшафтах господствующей становится лесная фауна (анхитериевая). С позднего миоцена здесь распространяются луга, а леса распадаются на отдельные массивы, что создало условия для появления и расселения гиппарионовой фауны. Во второй половине плиоцена долинные и низинные луга большей частью преобразуются в степи, в связи с чем в составе гиппарионовой фауны усиливается значение степняков.

Таким образом, в ходе кайнозойской истории состав фаун млекопитающих в семиаридной области менялся от преобладания болотных форм к последующему господству лесных животных и далее к почти исключительному распространению обитателей степей. На более коротких исторических интервалах эволюция кайнозойских млекопитающих отчетливо прослеживается по изменениям приспособлений отдельных семейств и родов (носороги, лошади и др.). Например, по изменениям строения зубов у лошадиных устанавливается переход в питании от сочных трав к менее сочным и затем к жестким кормам. У них же совершался переход от относительно медленного передвижения по топкому грунту к быстрому бегу по твердой почве.

Палеогеновая фауна в термическом отношении была почти не дифференцирована. Зональные различия, связанные с температурным режимом, складываются только в неогене и становятся особенно заметными на составе фауны гиппариона, в которой уже можно видеть теплоумеренный и тропический типы — с приматами, тапирами и гиппопотамами.

Наиболее динамичным (и четко распадающимся на отдельные этапы) развитие наземных млекопитающих было в теплоумеренном поясе, включавшем

Восточную Европу, Казахстан, Монголию и Северный Китай, где наблюдались значительные изменения климата. В тропических областях Индии, Бирмы, Индокитая и Южного Китая, где климат был относительно стабильным, эволюция фаун млекопитающих протекала медленнее, без четкого разделения на этапы (фауны бронотериевая, индрикотериевая, анхитериевая, гиппарионовая). В южной фауне архаические формы сохранялись дольше. Например, безрогие носороги в Северо-Западной Индии были распространены еще в миоцене, а антракотерии и трагулиды сохранялись здесь даже в период господства гиппарионовой фауны.

### Четвертичный период. Млекопитающие

Ранний плейстоцен характеризовался еще относительно теплолюбивой фауной, мало отличавшейся от позднемиоценовой. Южные элементы по-прежнему проникали в области высоких широт. В отложениях раннего плейстоцена Северного Китая обнаруживаются обитатели субтропических лесов, на юге Сибири — выходцы из теплолюбивой центральноазиатской фауны, а в Европе — представители африканских сообществ. Вплоть до Англии были распространены гиппопотамы и слоны с прямыми бивнями.

В раннем плейстоцене фауна млекопитающих Северной Евразии была представлена лесными сообществами [Вангенгейм, Равский, 1965]. Обитатели открытых пространств (степей) приобретали доминирующее значение начиная с Северного Казахстана, Прииртышья, Монголии и Северного Китая. В Гоби был распространен теплолюбивый ксерофильный комплекс с газелями, сайгой, лошадьми, верблюдами, страусами, носорогами и жирафами.

Плейстоценовый этап характеризовался быстрым развитием и широким распространением в фауне млекопитающих новых холодовыносливых элементов, осваивающих перигляциальную зону с ее открытыми тундровыми и степными ландшафтами. В связи с этим лесные комплексы фауны уступают господствующее положение тундрово-степным. Приспособление к холодному климату у плейстоценовых млекопитающих выразилось в увеличении размеров животных, развитии у них волосяного покрова (слоны, носороги), создании жирового покрова, служившего им и тепловой изоляцией и источником энергии на зиму, и, наконец, в использовании пещер (медведь, лев). Это делало млекопитающих плейстоцена маловосприимчивыми к колебаниям температуры.

Э. А. Вангенгейм и Э. М. Равский [1965] различают в перигляциальной зоне Евразии две подзоны: северную, наиболее суровую, с арктическими формами, и южную, в которой преобладали умеренные виды: лошади, газели, быки, шерстистые носороги, а среди грызунов — тушканчики и даурские пищухи. В южной подзоне мамонт был редок, а овцебык и песец вообще отсутствовали. Влияние холодного климата в плейстоцене распространялось на всю северную половину Евразии, судя по тому, что бореальные животные, в частности мамонт, встречаются вплоть до Монголии и Северного Китая. Со временем ареал холодовыносливой фауны увеличивался и достиг максимальных размеров в позднем плейстоцене, когда тундровые формы (полярный заяц, песец, полярная куропатка) доходили до Крыма. Самая холодостойкая фауна на севере Евразии существовала в вюрмскую стадию оледенения, в которую уже не было пещерного льва, страуса и жирафа. Голоценовое потепление вызвало распад

ареалов млекопитающих перигляциальной зоны и новое распространение в континентальной фауне лесных форм

В тропическом поясе природные условия в плейстоцене существенно не изменялись. На территории Индии и Индонезии вместе с питекантропом находят остатки типичных представителей тропической фауны: слонов, стегодонов, носорогов, бегемотов, тапиров.

В истории развития позвоночных суши, начавшейся в девоне, сменился ряд эволюционных типов фаун, различавшихся по систематическому составу, морфологии и экологическим особенностям. Основные этапы эволюции позвоночных согласуются с периодизацией в развитии общего климата. Если эволюция зоогеографической зональности моря направлялась главным образом историческими изменениями термического режима при подчиненной роли атмосферного увлажнения, то на развитие позвоночных суши решающее влияние оказали последствия прогрессивной континентализации климата. В общем история позвоночных суши — это многократные чередования ксерофильных и гидрофильных фаун, по времени совпадающие с чередованиями аридных и гумидных климатов.

Изменения общего климата, несомненно, являлись основной побудительной причиной прогрессивного развития позвоночных суши. Главными очагами видообразования были области похолодания и иссушения климата. В них впервые появились более совершенные в биологическом отношении формы, освоившиеся с новыми условиями существования, которые затем распространялись повсюду, вытесняя архаические элементы предшествовавшей фауны. Однако по мере биологического совершенствования позвоночных уменьшалась их зависимость от окружающей среды, и в частности от климата. С развитием гомойотермности (теплокровности) некоторые позвоночные (млекопитающие и птицы) получили возможность селиться в областях, где раньше их существование было невозможным.

### БЕСПОЗВОНОЧНЫЕ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ

Фауна беспозвоночных внутриконтинентальных водоемов существует в условиях контрастного климата, делающего среду обитания менее устойчивой, чем морская. Поэтому она приспособлена к значительным колебаниям температуры, менее стенотермна и в большей мере переносит изменения газового режима, чем морская.

Распространение континентальных фаун беспозвоночных в геологическом прошлом указывает на их преимущественную приуроченность к областям умеренно аридного климата, при котором водоемы свободны от гниющих растительных остатков, лучше прогреваются. Их воды прозрачны и насыщены известью, а в результате сезонных колебаний стока и температуры происходит систематическое перемешивание вод и обогащение кислородом вплоть до придонного слоя. Благодаря этим экологическим особенностям внутриконтинентальных водоемов аридной области населяющие их беспозвоночные отличаются видовым разнообразием при обилии особей каждого вида, а также крупными размерами и массивностью раковин в сравнении с теми же организмами, живущими в водоемах внеаридной зоны.

**Лудлов — ранний девон.** Освоение внутриконтинентальных водоемов беспозвоночными (как и рыбами) в массовом масштабе началось в геократическую и вместе с тем аридную фазу лудлова — раннего девона, когда регрессирующие эпиконтинентальные моря оставляли многочисленные мелкие обособленные деградирующие бассейны с условиями обитания, отличными от морских. В заселении опресненных водоемов, возникавших у берегов отступавших морей, участвовали остракоды, филлоподы и пелециподы (древнейшие представители отряда Shizodonta).

**Поздний палеозой.** В это время континентальная фауна беспозвоночных достигает своего первого расцвета. В развитии позднепалеозойской пресноводной фауны беспозвоночных намечаются два этапа, отражающих эволюцию климата того времени: раннекаменноугольный и позднекаменноугольно-раннепермский.

В раннем карбоне пресноводная фауна беспозвоночных все еще была связана с приморскими водоемами, существовавшими в условиях тропического климата. Водоемы были сильно заболочены, воды их насыщены гумусовыми продуктами разложения растительных остатков и бедны известью и кислородом, что в общем не благоприятствовало существованию в них беспозвоночных. Поэтому раннекаменноугольные комплексы бедны ископаемыми остатками, однообразны в видовом отношении, представлены преимущественно формами, обладающими мелкими тонкостенными раковинами. Довольно однообразный жарко-влажный климат раннего карбона не способствовал дифференциации континентальной фауны на зональные типы.

В позднем карбоне — ранней перми в результате аридизации климата и распространения открытых водоемов с хорошо прогреваемыми и освещаемыми водами, богатыми известью и кислородом, фауна беспозвоночных становится богаче, разнообразнее в видовом отношении и крупнее. Среди пелеципод широкое распространение получила группа антракозид, обладающих относительно крупной и массивной раковиной. Начинают складываться зональные различия континентальной фауны беспозвоночных, оставшейся по-прежнему бедной, мелкой и однообразной в зоне угленакопления и ставшей богатой, крупной и разнообразной в областях, подвергшихся аридизации (Европа, Казахстан, юг Сибири, Средняя и Центральная Азия).

**Поздняя пермь — средний триас.** В этот ксеротермический период пресноводная фауна беспозвоночных становится в полном смысле континентальной, не связанной с приморскими низменностями. Раковины антракозид, учамиелид, а также остракод этого возраста особенно крупные, массивные и толстостенные; количество ископаемого материала обычно значительное. Мелкорослая и однообразная фауна зараставших водоемов, характерная для раннего карбона и еще сохранявшаяся в заболочивавшихся водоемах позднего карбона — ранней перми, теперь полностью исчезает. Создается впечатление, что внутриматериковые водоемы конца перми, раннего и среднего триаса повсеместно были открытыми, свободными от растительности; воды их были хорошо прогретыми, насыщенными известью, что благоприятствовало существованию беспозвоночных.

Малакофауна этого этапа в пределах Евразии удивительно однообразна. Все же Ч. М. Колесников считает возможным выделять на ее советской территории две провинции: Европейско-Тянь-Шаньскую и Тунгусскую. В первой,

отличавшейся повышенной аридностью, преобладают более толстостенные раковины с менее развитым периостракумом.

**Поздний триас.** Потомки палеозойских антракозид вымирают, и одновременно появляются и широко распространяются униониды, связанные с более подвижными водами.

**Рэт — средняя юра.** Озера континентальных низменностей Евразии зарасти водной и прибрежной растительностью, а участки превращались в болота, накапливавшие огромные массы органических остатков, что дало начало ископаемому углю. Воды озер этого времени содержали много продуктов гниения растительных остатков и были бедны кислородом и известью. Фауна беспозвоночных, их населявшая, состояла из мелких тонкостенных пелеципод, филлопод с существенно хитиновым скелетом и единичных остракод. Из пелеципод для рэта и раннего лейаса характерны учамиеллы и тутуеллы, а для позднего лейаса и средней юры — сибиреконхи, ферганоконхи, аркителлы и униониды.

Континентальная фауна беспозвоночных среднего мезозоя, характеризовавшегося гумидным климатом, почти на всем пространстве Евразии была бедной и однообразной. В Средней и Центральной Азии (вплоть до Сычуаня), где аридизация климата наступила раньше, уже в средней юре распространяются псевдокардинии, корбикулиды и двустворки, существовавшие в менее заросших водоемах.

147

**Поздняя юра.** В результате сильного иссушения климата внутренних районов Евразии озера аридной области из зарастающих превращаются в открытые. Их воды все больше и больше освобождаются от гумуса, при этом содержание кислорода и извести повышается. Фауна беспозвоночных в озерах становится более богатой и разнообразной. Господствующее положение в ней занимают виды, связанные с экологическими условиями открытого побережья и чистых вод: это лимноцирены, аргуниеллы, корбикулы, битинии, вальваты, пробайкалии, лиоплаксы и др. В фациях русел и дельт широкое распространение получили униониды. Снова, как и в ксеротермическую фазу раннего и среднего триаса, раковины моллюсков делают более крупными и массивными. Одновременно более разнообразной и обильной становится фауна остракод и филлопод; большое значение в водоемах аридной области приобретают рыбы (главным образом ликоптеры).

**Ранний мел.** Разнообразие фауны внутриматериковых водоемов продолжает возрастать, хотя ее родовой состав остается в общем таким же, как в поздней юре. По-прежнему господствуют лимноцирены, аргуниеллы, пликатунио, микромелания, вивипарус, вальвата, битиния, гидробия, гираулюс. Во второй половине раннего мела появляются тригиониониды.

На территории Вилюйской впадины, во впадинах Витимского плато и Амурского бассейна, Японии и Корейского полуострова, находившихся за пределами аридной области, еще продолжали, однако, существовать озера, зараставшие водной и болотной растительностью. В них моллюски и эстерины были представлены менее обильно и разнообразно и только малорослыми формами, обладавшими менее массивными раковинами с высоким значением отношения конхиолина к карбонату кальция.

**Поздний мел.** Зона угленакопления и озер, зарастающих водной растительностью, смещается дальше к северу и востоку, в связи с чем комплексы

пресноводных моллюсков, обитающих в открытых водоемах и обладающих относительно более крупными, массивными и скульптурированными раковинами, распространяются в этих направлениях дальше, чем в предшествовавшую эпоху.

В позднем мелу крупные внутриматериковые водоемы продолжают существовать, но становятся более мелководными и свободными от растительности. Прогрев вод усиливается, содержание кислорода и извести возрастает. Пелециподы и гастроподы представлены еще более крупными формами с толстостенными раковинами, богато скульптурированными, с мощным мускульным аппаратом, чем они близко напоминают морских моллюсков. Все эти черты особенно резко выражены у тригионидесов — одного из наиболее характерных родов позднемелового комплекса аридной области Южной Азии. Увеличение размеров и массивности раковин отмечается также у остракод и эстеров [Kobayashi, Shikama, 1961].

Озера аридной области позднего мела наряду с разнообразными позвоночными (псевдохириис, пликатортригионидес, сейшандиес, гунеопсис, ланцеолария, сфериум, даирина, мускулиум, пизидиум и многие другие) в изобилии населялись рыбами, черепахами, крокодилами, водными динозаврами (гадрозаврами).

Во второй половине позднемеловой эпохи количество и размеры внутриматериковых водоемов сокращаются, в связи с чем уменьшается число находок озерных моллюсков и соответственно учащаются находки остатков позвоночных обитателей суши.

Дифференциация пресноводных фаун внутриматериковых бассейнов по термическим признакам выражена менее отчетливо, чем по экологическим условиям, связанным с объемом и режимом увлажнения. Различия такого рода определенно устанавливаются только для мела. В Хатангской впадине, Ленском бассейне, во впадинах Верхоянско-Колымской области, Амурского бассейна и Северного Приаралья континентальная фауна пресноводных моллюсков существовала в условиях квазитропического климата, что доказывается чередованием в разрезе отложений, заключающих эту фауну, с морскими пачками, содержащими бореальные бухии. В аналогичных паралических разрезах Средней Азии, Индии и Бирмы наблюдается чередование слоев, несущих морскую фауну тропического облика (устрицы, рудисты, кораллы), и слоев с континентальной пресноводной фауной в общем того же родового состава, что и в северных местонахождениях, но отличающейся более крупными и массивными раковинами.

**Палеоген—неоген.** Число и размеры внутриконтинентальных водоемов в палеогене продолжают сокращаться, в связи с чем уменьшается частота находок пресноводных фаун и возрастает распространение наземных моллюсков (Pulmonata). Во второй половине олигоцена и в неогене отчетливо проявилась термическая дифференциация пресноводных фаун. Крупные униониды и вивипариды, характерные для областей жаркого климата, исчезают с территории Северной Евразии.

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ

Показателями древнего климата, главным образом закономерностей распределения атмосферных осадков, служат различные геоморфологические признаки. Большое палеоклиматическое значение имеют следы обильного обводнения в современных пустынях, изменение степени развития речной сети, зональность дефляционных и эоловых форм, связанная с длительно существующими антициклональными системами, уровни древней снеговой линии и спускания древних ледников, террасы, отмечающие эвстатические колебания уровней Мирового океана, и др.

Все эти геоморфологические признаки, отражающие климатические условия времени своего образования, формируются в областях положительного рельефа, в процессе развития которого они быстро уничтожаются денудацией. Это ограничивает возможность использования геоморфологических признаков для палеоклиматологических целей лишь последним отрезком геологической истории — главным образом четвертичным периодом.

### ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

Эвстатические колебания уровня Мирового океана вызываются двумя основными причинами: изменениями объема воды в результате колебаний климата и изменениями емкости океанических впадин в результате тектонических движений и седиментационных процессов.

Расчеты показывают [Fairbridge, 1964], что колебания уровня Мирового океана, связанные с изменениями климата, на три порядка больше порождаемых тектоническими и седиментационными процессами. Все крупные из-

менения климата планеты сопровождалась эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, происходившими в результате нарушения соотношений количества воды, испаряемой с его поверхности, и количества воды, снова возвращающейся в океан с дождями и континентальным стоком.

В периоды теплого гумидного климата росли влагосодержание атмосферы и количество атмосферных осадков, выпадающих над сушей, что в свою очередь приводило к увеличению количества влаги, задерживающейся в атмосфере и в континентальных бассейнах седиментации. В результате этого уровень Мирового океана понижался. При жарком аридном климате количество вод, задерживающихся в атмосфере и на суше, наоборот, уменьшалось и уровень Мирового океана соответственно повышался.

Наибольшие колебания уровня Мирового океана приходятся на ледниковые периоды, когда значительные массы воды, выпадающей на поверхность материков, связывались в материковых льдах и в мерзлых грунтах. В таких случаях количество воды, возвращающейся в Мировой океан, резко уменьшалось и уровень его падал. В теплые же межледниковья ледники интенсивно таяли и огромные массы скованной в них воды снова поступали в океан, поднимая его уровень.

150

Эвстатические колебания уровня моря точно отражают появление и развитие ледниковых покровов, с чем синхронны морские регрессии, и их таяние, коррелирующееся с трансгрессиями моря. В главные ледниковые эпохи береговая линия Евразии и Северной Америки в Полярном бассейне проходила по краю материкового склона на 140 м ниже ее современного положения.

Повышение уровня моря в голоцене носило прерывистый характер. В нем отмечено 7 главных подъемов и 6 понижений. Максимальное повышение относится к климатическому оптимуму голоцена (5500—5000 лет), а максимальное понижение совпало с бореальным временем (3500 лет). Голоценовые осцилляции уровня моря коррелированы с колебаниями изотопных отношений  $^{18}\text{O} : ^{16}\text{O}$ , измеренных во льдах Гренландского и Антарктического щитов, с разрезами донных осадков северных частей Атлантического и Тихого океанов, с поведением горных ледников, изменениями состава растительности и другими палеоклиматическими показателями.

Свидетельствами эвстатических колебаний уровня Мирового океана являются геоморфологические комплексы, наблюдаемые на разных отметках (выше и ниже современного уровня моря): ныне затопленные береговые уступы и речные долины с континентальными осадками; террасы, абразионные и аккумулятивные равнины с морскими осадками, ныне расположенные выше уровня моря. Однако древние эвстатические уровни нигде не сохранили своего первоначального положения, всюду они в той или иной мере перемещены в процессе блоковых неотектонических движений.

В областях активных неотектонических движений (Средиземноморье, Тихоокеанское побережье Северной Америки) древние береговые линии сильно нарушены блоковыми движениями, амплитуды перемещения отдельных участков измеряются многими десятками и даже сотнями метров. Восстановление первичных эвстатических уровней здесь чрезвычайно затруднено. В областях пассивного тектонического режима, таких как Северная Европа и Атлантическое побережье Северной Америки, древние эвстатические уровни сохраняют положение, наиболее близкое первоначальному, хотя и тут они смещены в ре-

зультате изостатических поднятий Балтийского и Канадского щитов, на которых ледниковый покров достигал предельной мощности.

Более или менее реальная оценка амплитуды эвстатических колебаний уровня Мирового океана может быть дана только для последнего (вюрмского — валдайского) оледенения, береговые комплексы которого не очень размывты и мало смещены при неотектонических движениях. Сопоставление данных по различным морским бассейнам Европы, Азии и Северной Америки позволяет считать, что амплитуда колебаний уровня Мирового океана за это время составила 120 м. Самые высокие террасы послевюрмского комплекса, связанные с послеледниковым термическим оптимумом, располагаются на 30 м выше современного уровня моря, а самые низкие, отвечающие максимуму оледенения, фиксируются на глубинах до 90 м. Эвстатические уровни более ранних ледниковых эпох сохранились хуже — они сильнее размывты и дислоцированы, а дочетвертичные эвстатические уровни (малоамплитудные), связанные с чередованием гумидных и аридных климатов, вообще не распознаются.

### ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ СНЕГОВОЙ ЛИНИИ

Важным указанием на распределение тепла и влаги в прошлом может служить уровень древней снеговой линии, приблизительно фиксируемый по нижней границе спуска ледников соответствующего времени. Линия, выше которой возможно существование вечных снегов, не занимает определенного гипсометрического положения, высота ее меняется от одной области к другой в зависимости от годовых показателей температуры и атмосферных осадков.

Влияние температуры сказывается в общем понижении уровня снеговой линии в направлении полярных областей, где она сходит до нулевых отметок, и в повышении к экватору, на котором высота ее приближается к 5000 м. Низкому положению снеговой линии особенно благоприятствуют малые температуры лета, умеряющие таяние снегов и тем самым способствующие их ежегодному накоплению.

Влияние атмосферных осадков на гипсометрическое положение снеговой линии также велико; оно проявляется в понижении уровня снеговой линии в направлении областей влажного морского климата и в повышении его в направлении областей сухого континентального климата. Поэтому наинизшего уровня снеговая линия (или наибольшей мощности ледяные щиты) достигает в областях высоких широт, где низкая температура сочетается с относительно большой влажностью, и наивысшего уровня — не во влажной экваториальной зоне, а в средних («конских») широтах, в которых сосредоточены крупнейшие пустыни.

Если сопоставить карты плейстоценового оледенения с картами современного распределения атмосферных осадков, можно увидеть соответствие масштабов и характера оледенения отдельных областей и степени их увлажнения в настоящее время. Материковое оледенение максимального развития достигало в Северной Европе и на территории Канады, отличавшихся, как и ныне, умеренно холодным, но влажным климатом, и совсем слабо проявилось в холодной сухой Сибири. Горное оледенение было мощным в Альпах, на Кавказе, в Западном Тянь-Шане, Каракоруме и Гималаях, но исключительно слабым в высоком и очень сухом Тибете.

Соответствие картины плейстоценового оледенения и закономерностей современного распределения атмосферных осадков проявляется даже в региональном масштабе. Например, Балтийский ледниковый щит достигал наибольшей мощности и дольше всего сохранялся в Скандинавии, получающей большое количество атмосферных осадков. Южный край этого щита распространялся далеко на юг, в более теплую, но обильно увлажняемую Западную Европу, и резко отступал на север в Восточной Европе, более холодной, но получающей меньше атмосферных осадков.

В горных областях Евразии масштабы плейстоценового оледенения и уровень спуска его ледников также изменяются в согласии с распределением атмосферных осадков настоящего времени. По мере удаления от Атлантики и приближения к Гобийскому полюсу сухости масштаб плейстоценового оледенения уменьшается и нижняя граница спуска древних ледников смещается на несколько километров вверх. В пределах Высокой Азии автором выявлена картина куполообразного поднятия современной снеговой линии и нижней границы плейстоценового оледенения на одном из полюсов сухости (рис. 14).

152

В Тибете и на противоположащих ему отрезках Куэнь-Луня и Трансгималаев современная снеговая линия проходит на высоте 6000 м, а нижняя граница спуска древних ледников лежит на высоте 4000 м. В Западном и Восточном Куэнь-Луэ, на Памире, в Каракоруме, Больших Гималаях и Каме современная снеговая линия спускается до 5000 м, а граница древних ледников — до 3000 м. В Тянь-Шане и южных хребтах Гималайской системы снеговая линия достигает уже 4000 м, а граница плейстоценового оледенения 2000 м.

Нижняя граница горного оледенения устанавливается по концам трогов и конечным моренам рядовых ледников. При этом не учитываются крупные долинские ледники, достигавшие в плейстоцене длины 300—400 км и спускавшиеся значительно ниже общей границы оледенения.

Приведенные примеры соответствия в распределении плейстоценового оледенения и современного атмосферного увлажнения свидетельствуют о том, что природная зональность и обуславливающая ее общая система воздушной циркуляции в четвертичном периоде планов своих не меняли; иными в плейстоцене были лишь количественные значения элементов климата — температуры и атмосферных осадков.

В течение четвертичного периода высота снеговой линии многократно и значительно изменялась, понижаясь в ледниковые эпохи и снова повышаясь в теплые межледниковья. В этих изменениях также прослеживается основная зависимость гипсометрического уровня снеговой линии от количества атмосферных осадков. Установлено, что наиболее низкого уровня снеговая линия достигала не в самую холодную вюрмскую эпоху, а во влажные эпохи минделя и рисса.

В связи с потеплением, наступившим после вюрма, снеговая линия поднималась и в течение климатического оптимума голоцена находилась на максимальной высоте. С 600—500 гг. до н. э. начались очередное похолодание и понижение снеговой линии, которая дошла до минимальных отметок в 1600—1850 гг. (малая ледниковая эпоха). Затем последовали новейшие потепление и подъем снеговой линии до ее современного уровня.

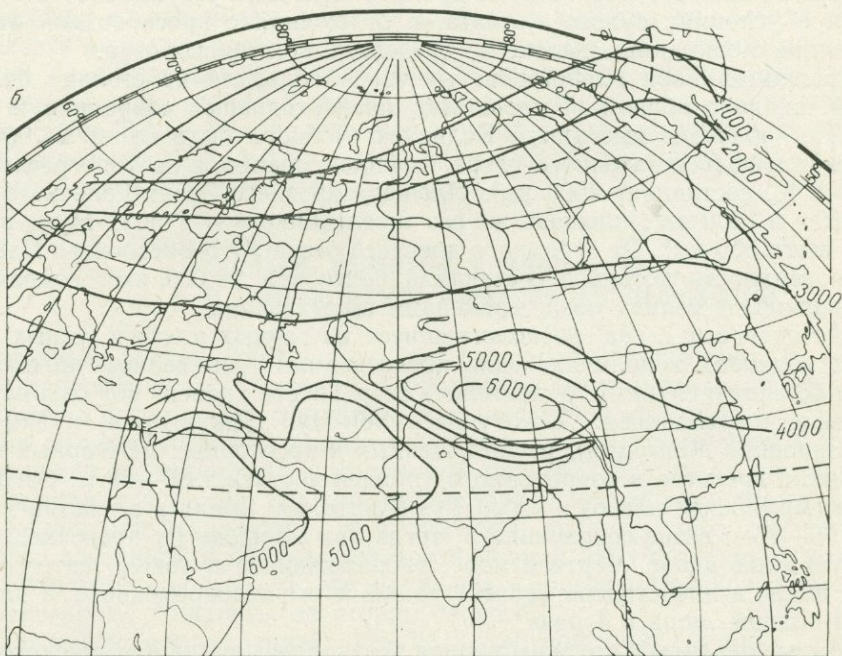
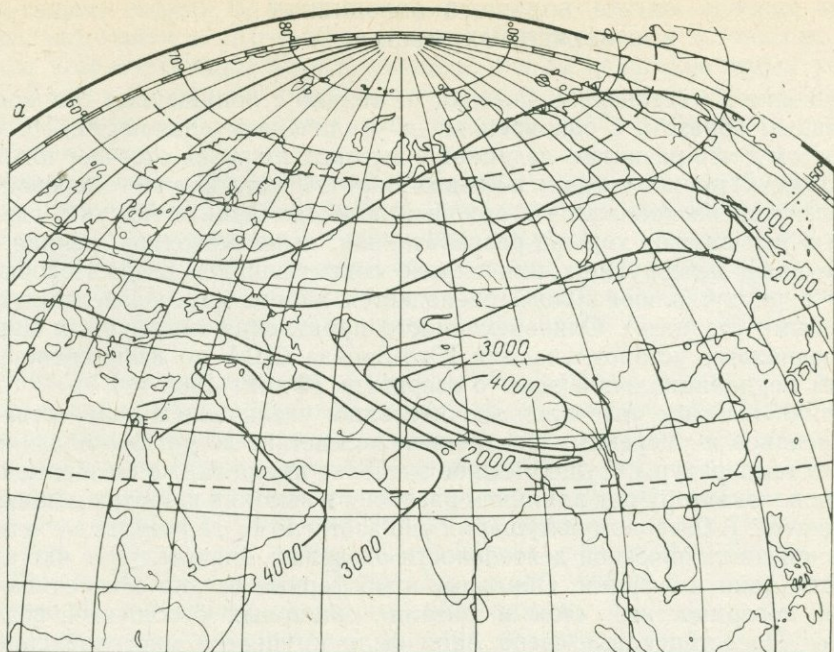


Рис. 14. Нижняя граница спуска ледников в плейстоцене (а) и современное положение снеговой линии (б).  
Высоты даны в метрах.

## СЛЕДЫ БОЛЬШОГО ОБВОДНЕНИЯ В СОВРЕМЕННЫХ ПУСТЫНЯХ

Оледенение плейстоцена связывают не только с понижением температуры, но и, главным образом, с одновременным увеличением влажности. Не удивительно поэтому, что развитию ледников в высоких широтах отвечает плювиальный (дождливый) период средних и низких широт. Отчетливее всего плювиальный климат плейстоцена проявился в аридных областях Азии и Африки, где напоминанием о нем служат хорошо разработанная, ныне безводная, речная сеть и обширные ложа исчезнувших или сильно сократившихся озер. Подобно ледниковому периоду, плювиальный распадается на ряд фаз, разделенных межплювиальными стадиями. Одновременность проявления ледниковых максимумов с плювиалами установлена для Юго-Запада США по взаимоотношениям отложений перигляциальной зоны с озерными [Флинт 1963 г.].

154

Плювиальный век отличался значительным увеличением количества атмосферных осадков и умеренным испарением вследствие возросшей облачности и понижения температуры. Существенное значение имело также смещение полярных фронтов к экватору под влиянием развития в высоких широтах мощных ледниковых щитов. В Северном полушарии оно достигло  $15^\circ$ , в результате чего в поясе активной циклонической деятельности оказалась значительная часть аридной области Азии и Африки. Обильные атмосферные осадки обеспечивали интенсивный поверхностный сток и питание обширных бессточных водоемов.

**Озера.** Плейстоценовые озера Азии были крупнее и многочисленнее современных. Об этом свидетельствуют древние береговые уступы, отлично сохранившиеся в условиях сухого климата, и отложения с пресноводной фауной, выстилающие сухие днища далеко за пределами остаточных озер.

На равнинах Гоби плейстоценовые озера обладали не столько большой глубиной, сколько обширной площадью, превосходившей современную в 6—10 раз. Так, площадь высохшего Большого Лобнора была около 28 000 км<sup>2</sup>, тогда как площадь остаточного озера, зафиксированного на топографической карте 1942 г., составляет 2500 км<sup>2</sup>. Площадь древнего Эдзин-Гольского озера оценивается в 1400 км<sup>2</sup>, площадь же его «наследников» — Гашун-Нура и Сого-Нура — всего 350 км<sup>2</sup>. От огромного древнего озера Юго-Восточного Цайдама, водная поверхность которого составляла более чем 20 000 км<sup>2</sup>, сохранилось только несколько мелких озер, временами высыхающих.

Плейстоценовые озера, располагавшиеся на горных плато в тесных тектонических впадинах и долинах, мало превосходили современные по площади, но имели большую глубину. У долинных озер Тибета уровень вод был на 120—200 м выше современного. Даже у озер Эби-Нур (Джунгария) и Убсу-Нур (Северо-Западная Монголия), расположенных в просторных межгорных впадинах, разница древнего и современного уровней достигает 50—60 м. Озера Ван и Урмия (Армянское плато) и озеро Туз (Анатолия) имели в плейстоцене уровень на 60—75 м выше современного, тогда как площадь их превосходила современную лишь вдвое. Мертвое море, расположенное в узком тектоническом грабене, имело в плейстоцене уровень на 433 м выше современного, а площадь его была больше лишь в 4 раза.

Огромные разливы и подъемы уровня установлены и для Каспийского моря. Однако трансгрессивные и регрессивные фазы этого гигантского озера, питав-

шегося тальми водами Балтийского ледникового щита, по времени несколько не совпадают с ритмом развития озер аридной области, для которых роль талых вод была второстепенной. Уже в голоцене и в историческое время колебания уровня Каспия совпадали с периодическими изменениями увлажнения. Фазы высокого стояния его вод отвечали периодам дождливого климата и повышенного речного стока.

**Речные долины.** Поверхности Гобийских, Туранских, Иранских и Анатолийских равнин и плато изборожжены протяженными, хорошо разработанными долинами, группирующимися в обширные системы с площадью водосбора до 5000—10 000 км<sup>2</sup>. Морфологический облик долин — типичный эрозионный, что подтверждает также присутствие в них накоплений аллювия. По степени разветвления и глубине вреза эти долины близки аналогичным образованиям гумидных областей.

Все исследователи аридной области Азии обращали внимание на несоответствие столь хорошо разработанной гидрографической сети и тем ничтожным, во многих случаях нулевым поверхностным стоком, который в настоящее время имеется на данной территории. Слабые водотоки в этих долинах появляются лишь после редких и кратковременных ливней, случающихся здесь далеко не каждый год, причем бывают они только на участках долин, расположенных вблизи гор. Огрезки же долин, находящиеся в пустынях Бадан-Чжаренг, Такла-Макан, Деште-Кевир и Деште-Лут, давно уже сухи, судя по тому, что они перегорожены огромными песчаными грядами.

Ни у кого из исследователей аридной области Азии не возникало сомнения в том, что эта сложная, хорошо разработанная сеть речных долин была сформирована при плювиальном климате плейстоцена, когда на поверхность аридной области выпадало много атмосферных осадков и поверхностный сток был довольно значительным. В плейстоцене атмосферных осадков выпадало так много, что даже на таких незначительных возвышенностях, как кряж Мазар-Таг в пустыне Такла-Макан, имеющем относительные превышения над равниной 300 м и поперечник 1,5 км, могли образоваться глубокие и разветвленные лога, ныне засыпанные золотыми песками.

#### **СТЕПЕНЬ РАЗВИТИЯ РЕЧНОЙ СЕТИ И ФАЦИАЛЬНЫЙ ХАРАКТЕР ЕЕ ОТЛОЖЕНИЙ**

Сравнивая части горных систем или различные горные системы (одинаковые по топографическим условиям) в отношении степени развития гидрографической сети и фациального характера ее выносов, мы можем получить важные сведения, указывающие на распределение здесь атмосферных осадков в течение всего периода формирования современного рельефа. Если в одном случае речная сеть окажется густой, сложно разветвленной и глубоко врезанной, вынесшей большие массы аллювия, а в другом — редкой, слабо разветвленной, неглубоко врезанной и обладавшей ограниченной аккумулятивной деятельностью, то это будет означать, что мы имеем дело с областями разного увлажнения: в первом случае обильного, во втором слабого.

Наилучшей иллюстрацией подобных соотношений служит Тянь-Шань, обладающий разным климатом в западной и восточной частях.

Западного Тянь-Шаня достигает атлантическое воздушное течение, приносящее сюда значительные запасы влаги. Большая часть этой влаги выпадает в высоком поясе хребтов, обеспечивая в них мощных поверхностный сток (в поясе 1500—3000 м выпадает 1000 мм/год и более). К востоку, по мере удаления от сферы влияния атлантического переноса и вхождения в аридную область Гоби, климат Тянь-Шаня становится все более континентальным. Количество атмосферных осадков в его хребтах уменьшается до 500—400 мм/год, а в восточных отрогах системы и до 100—50 мм/год.

Различия в степени увлажнения Западного и Восточного Тянь-Шаня существуют издавна, во всяком случае в течение всего кайнозоя, и нашли отражение как в морфологии его хребтов, так и в фациальных особенностях отложений, формировавшихся у их подножий.

Западный Тянь-Шань, и в прошлом увлажнявшийся лучше, оказался расчлененным глубже и дробнее. Общий объем его речных долин больше, а водоразделы соответственно уже. Останцы древнего пенеplена, на основе которого сформировался Тянь-Шань, здесь сохраняются редко и незначительны по площади. Рельеф этой части горной системы приближается к альпийскому.

В Восточном Тянь-Шане, более континентальном и в прошлом, речная сеть редкая, слабо разветвленная и менее глубоко врезанная, водоразделы соответственно шире и массивнее. Древний пенеplен сохранился повсеместно, и не только на главных и боковых водоразделах. Столь же мало затронуты эрозийным расчленением и тектонические уступы, разделяющие отдельные ступени рельефа. В результате глыбовая морфология хребтов Тянь-Шаня в его восточной части оказалась совсем мало измененной.

Обломочные отложения неогена-плейстоцена, материал которых вынесен из Тянь-Шаня и отложен в его периферических впадинах, изменяют свой объем и характер с запада на восток в полном соответствии с отмеченными изменениями морфологического облика хребтов.

Во впадинах Западного Тянь-Шаня обломочные толщи неогена и плейстоцена обладают большими мощностями и площадями распространения; сложены они исключительно или преимущественно аллювиальными фациями. Во впадинах Центрального Тянь-Шаня масштабы накопления осадков уменьшаются, а во впадинах Восточного Тянь-Шаня они становятся совсем незначительными, в связи с чем здесь появляются своеобразные, очень редкие в условиях материка недокомпенсированные прогибы типа Турфанского и Хамийского. Фациальный тип осадков тем временем изменяется от аллювиального к пролювиальному.

Сходная картина изменений строения речной сети, морфологии хребтов и фациального типа предгорных отложений выявляется при сопоставлении лучше увлажнявшегося в кайнозое Западного Памира и сухого Восточного Памира; умеренно аридных отрезков Западного и Восточного Куэнь-Луня и экстрааридного Среднего Куэнь-Луня; с меньшей отчетливостью подобная ситуация обнаруживается при сопоставлении гумидного Западного Кавказа и семиаридного Восточного Кавказа.

В общем рельефообразующая роль речной эрозии (при сходных условиях рельефа и геологического строения) изменяется по климатическим зонам, достигая максимального значения в областях влажного климата и минималь-

ного — в условиях сухого климата. Поэтому характер строения речной сети, степень ее организации, объемы речных выносов и их фациальные типы являются превосходными показателями региональных типов древнего климата.

### ЗОЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ДЕФЛЯЦИОННЫЕ ФОРМЫ

В периоды бурной циркуляционной деятельности, каким, в частности, был четвертичный период, в областях сухого климата огромного размаха достигали процессы эолового рельефообразования и осадконакопления. Толщи рыхлых и слабо сцементированных осадков, не защищенные растительностью и мало увлажняемые, подвергались развеванию, в результате чего формировался останцовый дефляционный рельеф и выдувалась масса мелкообломочного материала, образующего подвижные пески и покровы лёсса. Пески и лёссовая пыль переносятся в направлении господствующих ветров и накапливаются в соответствии со структурой данной циркуляционной системы. Это и позволяет использовать закономерности географического распределения эоловых отложений для реконструкции основных направлений воздушной циркуляции прошлого.

В Северной Евразии в течение четвертичного периода по зимам происходило сильное выхолаживание земной поверхности и нижних слоев атмосферы, вследствие чего здесь ежегодно возникала и длительно существовала обширная область высокого давления, ныне сохраняющаяся в виде Сибирского антициклона. В ледниковые эпохи плейстоцена, когда на севере Евразии большие площади занимали ледниковые щиты и циркуляционная зона была значительно смещена к югу, размеры и энергия антициклона были намного больше, чем современного. Максимального развития Северо-Евразийский антициклон, по-видимому, достигал в вюрмскую эпоху, которая, как предполагают, была самой холодной и ветреной за всю историю четвертичного оледенения.

Формирующиеся в зимнем антициклоне массы плотного сухого воздуха двигались в южных румбах, достигая предельной силы на задровых равнинах Восточной Европы и в аридных районах Средней и Центральной Азии. Широкое распространение на этих равнинах флювиогляциальных, аллювиальных и пролювиальных отложений, не защищенных растительностью, благоприятствовало мощному развитию процессов развевания. Наибольшего размаха эоловые процессы достигали в Центральной и отчасти Средней Азии, через которые проносились самые мощные воздушные течения, порождавшиеся Северо-Евразийским антициклоном. Здесь эоловые отложения плейстоцена получили максимальное распространение и отличаются наиболее совершенной дифференциацией, превосходно отражающей структуру этой древней циркуляционной системы.

В Центральной Азии антициклональное течение, как и ныне, достигало высоких хребтов Куэнь-Луня и Наньшаня и разделялось на два различно направленных потока, один из которых двигался на восток — в Алашань и Ордос, другой на запад — в Таримский бассейн. Ветры, порождаемые антициклоном в Центральной Азии, имели исключительную силу и были способны совершать большую геологическую работу: корродировать скалы, развевать слабо сцементированные отложения, нести песок и поднимать на высоту до 4 км тучи лёссовой пыли.

Под воздействием Северо-Евразийского антициклона в плейстоцене образовались котловины и траншеи выдувания, курчавые скалы и останцовые холмы, гаммады с перевейным элювиальным плащом (от которого на месте сохранились лишь крупные обломки), обширные массивы песков и покровы лёсса. Эти эоловые ландшафты и фации в своем географическом размещении обнаруживают зональность, отражающую последовательное развитие и распад циркуляционной системы, связанной с антициклоном.

На окраине антициклона, приходящейся на северные районы Гоби, где сила ветров была невелика, пустынный элювий остался недифференцированным, еще не подвергшимся перевеванию. В северном поясе песчаных пустынь, объединяющем мелкие массивы эоловых песков Западной и Южной Монголии, антициклональный поток приобрел значительную скорость, позволяющую ему активно воздействовать на рыхлые отложения, из которых удалялись тонкие фракции, а песчаные частицы сметались в гряды.

На территориях Восточной Джунгарии, Гашунской Гоби и Бэйшаня, над которыми антициклон достигал ураганной силы, от элювия сохраняются только крупные обломки, составляющие каменистый панцирь гаммад. Здесь воздействие ветра испытывают даже коренные породы, на выходах которых возникают своеобразные формы курчавых и дырявых скал, разбросанных среди котловин выдувания. Больше всего развеванию подвергаются отложения кайнозоя, от которых обычно остаются лишь единичные столовые возвышенности. За областью развевания, где сила ветров начинала ослабевать, следует зона песчаных пустынь: Такла-Макан, Дзосотын-Элисун и Бадан-Чжаренг.

Еще дальше энергия ветров, связанных с антициклоном, убывала настолько, что здесь они могли нести только лёссовую пыль. Поэтому южнее песчаных пустынь, а также к западу и востоку от них располагаются обширные области лёссонакопления, в пределах которых осаждались самые тонкие продукты развевания.

В направлении к окраинам континента зональность эоловых отложений плейстоцена упрощается: быстро выклинивается зона гаммад, в Прикаспии в Ордосе сходит на нет зона песчаных пустынь, а на территории Европы и Восточного Китая постепенно деградирует и зона лёссонакопления.

Евразийский лёсс формировался при различных климатических условиях и представлен поэтому двумя географическими типами: центральноазиатским и европейским. Центральноазиатский образован пылью, вынесенной из песчаных пустынь и отложенной в условиях сухой степи. Источником же европейского лёсса послужили флювиогляциальные отложения зандровых равнин; этот лёсс неаридный, накопление его происходило в условиях степи и лесостепи. Основными районами распространения центральноазиатского лёсса являются Северный Китай и Западный Куэнь-Лунь; первый из них связан с восточным (алашаньским) потоком антициклона, второй — с западным (таримским).

Эоловая дифференциация проявляется и внутри отдельных зон, особенно в лёссовой толще. Она выражается в последовательном изменении механического состава лёсса по мере удаления от песчаных пустынь. В лёссовой провинции Северного Китая, где эоловый лёсс залегает на обширном плато, непосредственно за песками Ордоса следует зона песчаных лёссов, сменяемая далее зонной супесчаных лёссов, которая в свою очередь уступает место суглинистым лёссам, распространяющимся до склона хребта Циньлин, где проходит южная.

граница провинции. Аналогичные изменения механического состава лёсса установлены и в Западно-Куэнь-Луньском ареале, с той лишь разницей, что здесь в связи с залеганием лёсса на крутом горном склоне зональность приобретает не столько горизонтальное, сколько вертикальное развитие.

Закономерным по отношению к антициклональной циркуляции оказывается также расположение отдельных эоловых и дефляционных форм. В пустыне Такла-Макан, над которой антициклональный поток движется с восток-северо-востока на запад-юго-запад, барханы однообразно повернуты крутыми (осыпными) скатами на запад-юго-запад, а в Алашане и Ордосе, на территории которых антициклональный поток направлен с северо-запада на юго-восток, барханы крутыми скатами обращены соответственно к юго-востоку. Траншееобразные ложбины и останцовые гребни, развивающиеся на древних озерных отложениях (ярданговый рельеф) и располагающиеся по отношению к господствующим ветрам продольно, в Таримском бассейне имеют северо-восточное направление, а в Алашане — северо-западное.

Покровы эоловых осадков развиваются в основном на положительных формах рельефа, поэтому в системах древнее четвертичной от них сохраняются лишь отдельные участки, по которым реконструкция древних циркуляционных систем весьма затруднена. По фрагментарным остаткам эоловой зональности, а также по элементам ориентировки ископаемых эоловых форм (особому эоловому типу косо́й слоистости), обнаруживаемым в красноцветных толщах мезозоя и палеозоя, удается реконструировать направления лишь региональных воздушных течений.

### АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ

Археологические данные могут использоваться при реконструкциях климатов плейстоцена и голоцена.

Известно, что на пустынных равнинах Гоби, Ирана, Аравийского полуострова и Сахары обнаружены многочисленные стоянки доисторического человека. Нередко они оказываются в таких местах, которые в настоящее время непригодны для постоянного обитания и хозяйственной деятельности человека. Большое число стоянок и множество найденных в них каменных орудий свидетельствуют о значительной населенности пустынь Азии и Африки в прошлом, что было возможно только в условиях лучшего, чем современное, увлажнения.

О более влажном климате пустынь в плейстоцене свидетельствует и сам характер орудий, среди которых преобладают крупные ядрища, ручные рубила, скребла, наконечники, резцы и другие предметы, служившие для метания в диких животных или для снятия шкур и раскалывания костей [Капо-Рей, 1958]. На некоторых стоянках найдены орудия, предназначенные для рыбной ловли (крючки, гарпуны), что доказывает наличие рек и озер в районах, теперь совершенно лишенных воды.

Таким образом, древнее население пустынь Азии и Африки, во-первых, было достаточно многочисленным и, во-вторых, существовало за счет охоты на диких животных и рыбной ловли. То и другое возможно только в условиях более мягкого, чем современный, климата.

На стоянках палеолита находят много костей животных, ныне не встречающихся в этих областях. В сахарских стоянках обнаруживаются кости слонов, гиппопотамов, носорогов, в гобийских — кости разнообразных быков,

слонов, носорогов. В пещере Чжоукоудянь (в окрестностях Пекина) встречены даже кости тапира — обитателя влажного тропического леса.

Животные, связанные с мягким климатом, в пустынях Азии и Африки были распространены, по-видимому, до конца плейстоцена — начала голоцена, о чем свидетельствуют датированные этим временем наскальные изображения, выполненные древними художниками.

Постепенное омоложение стоянок в направлении высоких широт и продвижение ареала людей позднего палеолита на территорию Северной Евразии определенно говорят об отступлении ледников и потеплении климата.

В Центральной Европе выявлены и изучены многочисленные остатки свайных построек эпохи неолита, возведенных племенами, в хозяйственной деятельности которых видное место занимало рыболовство. Остатки свайных построек обнаруживаются как глубоко под водой, так и на суше, вдали от современного берега. Их положение позволяет судить о колебаниях уровня озер, т. е. устанавливать периодические изменения влажности климата. В Центральной Европе выявляются значительные понижения уровня озер и соответственно сухие максимумы около 2200—2000 и 1000 г. до н. э.

160

Существенными показателями колебаний климата служат исторические памятники.

Находки на ныне заболоченных низменностях остатков германских поселений IV—V в. говорят о том, что климат того времени был сухим и поверхность низменностей находилась в состоянии, доступном для обитания и земледелия. Показательна также история первых норвежских поселений в Гренландии, созданных в теплом X в., когда значительные площади на этом гигантском острове были свободны ото льда. В XIII в. начинается возвратное движение льдов и норвежские поселения приходят в упадок, а в холодном и влажном XV в. они оказываются под ледяным покровом. Дальше последовало потепление и сокращение ледника, обнажившего к XVII столетию остатки разрушенных норвежских поселений средних веков. Одновременно надвигание ледников происходило в Альпах. В XIII и XIV в. ледники появились в зоне верхних селений, уничтожив многие из них.

### ■ ТОРФЯНИКИ

Распространение и развитие торфяников зависит в основном от климата. Главная масса современных и голоценовых торфяников сосредоточена в зоне умеренно прохладного климата с преобладанием атмосферных осадков над испарением.

В тундре, тайге и зоне смешанного леса, где переувлажнение местности связано не столько с большим количеством осадков (300—500 мм/год), сколько с малым испарением в условиях пониженной температуры, торфяники развиваются очень широко и в различных геоморфологических обстановках. Их можно встретить и в речных долинах (низинный тип), и на водоразделах (верховой тип). Если водный режим низинных торфяников в значительной мере поддерживается поверхностным стоком, то режим верховых торфяников определяется исключительно атмосферным увлажнением. Эта особенность верховых торфяников делает их особенно ценными для реконструкции климатов прошлого.

Все изменения в количестве атмосферных осадков непосредственно сказываются на водном режиме торфяников и через него на составе их растительности и на процессах превращения растительных тканей. В периоды обильного увлажнения торфяники хорошо развивались и достигали широкого распространения. Среди их растительности возрастала роль гигрофильных форм. В периоды некоторого иссушения климата рост торфяников замедлялся и прекращался; на месте торфяных болот появлялась лесная растительность.

Степень разложения растительных остатков торфяных залежей также зависит от климата. При относительно теплом и сухом климате возникали пласты с повышенной степенью разложения, а при прохладном и влажном — пласты слабо разложенного торфа.

Исследования голоценовых торфяников Европы доставили огромный материал для выводов о колебаниях климата в это время. Так, в голоцене устанавливается пять сухих фаз, когда развитие торфяников приостанавливалось. Периодами расцвета и широкого распространения торфяников в Европе (и соответственно влажного климата) были конец атлантической фазы и железный век.

161

### ПРИЗНАКИ СЕЗОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

Самый низкий порядок периодических изменений климата, который удается различать в геологических объектах, выражается в сезонной слоистости, наиболее ярко проявленной в толщах ледниковых ленточных глин и тонкополосчатых галогенных осадков.

Сезонные различия климата, обусловленные наклоном земной оси, существовали и в прошлом. Об этом свидетельствует тончайшая горизонтальная слоистость некоторых быстро накапливающихся осадков, связанная с периодическими изменениями седиментационного процесса, которые вызваны ежегодными изменениями либо термического режима, либо режима увлажнения. Сезонный характер в большинстве случаев имеет также концентрическая картина роста различных организмов—годовые кольца древесины растений и структуры наслоения в скелетных остатках беспозвоночных.

Все наиболее известные примеры сезонной слоистости как осадков, так и органических образований относятся к четвертичному периоду, климат которого отличался особенно большой контрастностью, в том числе контрастностью времен года. Признаки сезонных изменений климата устанавливаются и для других периодов геологической истории, вплоть до протерозоя, однако выражены они вследствие малой контрастности их климатов менее четко, чем четвертичные.

**Ленточные глины (варвиты).** Эти осадки служат классическим примером проявления сезонной слоистости. Они широко распространены в Евразии в пределах перигляциальной зоны плейстоцена, характеризовавшейся арктическим климатом с его максимальными сезонными контрастами температур. Летом ледники таяли и речки, возникавшие у их краев, выносили в ближайший седиментационный бассейн больше обломочного материала, относительно грубого, образуя толстый песчаный «летний слой». Зимой таяние ледников приостанавливалось и осадконакопление едва не замирало. В это время года отлагался глинистый материал — очень тонкий «зимний слой».

В результате сезонных колебаний интенсивности седиментационного процесса осадок приобретает ритмичную слоистость с чередованием относительно толстых (2—3 см) светлоокрашенных песчаных прослоек и совсем тонких (2—4 мм) темных глинистых прослоек. Светлый и темный прослойки вместе отвечают по времени одному году, а общее количество таких пар соответствует числу лет, на протяжении которых накапливался осадок.

**Полосчатость песчано-глинистых отложений.** Это свойство, связанное с неравномерным (сезонным) распределением органического вещества, наиболее распространено в природе, особенно в областях умеренного и субтропического влажного климатов, но распознается с большим трудом из-за отсутствия литологических различий цветных прослоек. Прослойки, образование которых происходило в теплый вегетационный период, содержат растительный детрит, диатомовые, споры и пыльцу в большем количестве, чем прослойки того же осадка, формировавшиеся в период зимнего покоя.

**Полосчатость соленосных отложений.** Наряду с варвитами этот признак служит ярким примером отражения сезонных изменений климата в седиментационном процессе. Соленосные толщи формируются в условиях теплого аридного климата, сезонные изменения которого связаны не столько с колебаниями температуры, сколько с режимами увлажнения. Полосчатость в них обычно выражается в чередовании чистых прослоек гипса или каменной соли и прослоек того же состава, но загрязненных глинистыми частицами. Прослойки чистого гипса или соли отвечают периодам сильного испарения, доводящего рассол до состояния пересыщения, а прослойки с примесью глинистых частиц связываются с периодами дождей, когда в солеродную лагуну поступает много пресных вод, разбавляющих ее рассолы и приносящих глинистый материал. Толщина прослоек солей, чистых и загрязненных глинистыми частицами, измеряется, как и в ленточных глинах, миллиметрами и первыми сантиметрами.

Сезонная слоистость широко распространена в соленосных толщах цехштейна, в пермской формации Кастилии, в силурийской формации Салина (США), в миоценовых отложениях Сицилии и многих других районов. В цехштейне-2 Г. Рихтер-Бернбург [Richter-Bernburg, 1964] выявил около 1200 слоев ангидрита, прослеживаемых по всей площади солеродного бассейна (около 100 000 км<sup>2</sup>). Такое удивительное постоянство мельчайших слоев на огромной площади можно объяснить только их климатическим происхождением.

Мощности слоев соленосной толщи обнаруживают периодические изменения. Увеличенные мощности связывают с периодами более интенсивного испарения, а пониженные относят к периодам слабого выпаривания. По этим аномалиям удалось выделить циклы галогенной седиментации продолжительностью 11; 23; 33—35; 85—105; 170—200 и 400 лет, соответствующие циклам солнечной активности.

**Сезонная слоистость органических объектов.** Самым известным проявлением сезонной слоистости у органических объектов являются годовые кольца роста деревьев, видимые на поперечных срезах стволов. Каждое кольцо в этой многослойной концентрической структуре представляет прирост древесины за один вегетационный период, а граница смежных колец — перерыв роста в течение периода покоя. Ширина колец неодинакова, что связано с непостоянством условий существования растения, и в первую очередь климатических. В умеренном климате с его резко выраженными термическими сезонами

годовые кольца роста связаны с изменениями температуры. В тропическом же климате, который отличает ровный в течение всего года ход температуры, кольцевая структура проявляется у растений лишь в тех областях, где влажные сезоны чередуются с сухими. Здесь хорошо развитые кольца роста приходится на периоды дождей, а перерывы — на последующие засухи.

Лучшими объектами для палеоклиматического исследования являются долгоживущие хвойные, и среди них секвойи и таксодиум, отдельные экземпляры которых имеют возраст до 3000 лет. На срезах древних калифорнийских секвой по периодической повторяемости колец со специфическими отклонениями, устанавливаются внутривековые и вековые колебания влажности, температуры и солнечной радиации.

Структуры ритмичного роста скелетных частей беспозвоночных чаще всего наблюдаются у кораллов, некоторых водорослей, брахиопод, белемнитов, пелеципод (особенно пектинид и кардит), обитавших или на границе с бореальной областью, или в ее пределах. Здесь сезонные колебания температуры воды были достаточно велики и уже влияли на интенсивность роста организмов, который интенсифицировался летом и несколько ослабевал зимой.

Китайский палеонтолог Ма [1934] различает среди кораллов (табуляты и гелиолитиды) две климатические группы: собственно тропическую, обладающую массивным скелетом, и субтропическую, с ритмичным строением, вызванным сезонными колебаниями температуры. Однако новейшие исследования [Fischer, 1964] показали, что наблюдаемая ритмичность в строении скелетных остатков кораллов иногда не связана с климатом, поскольку в одном и том же районе, например Южном Китае, встречаются формы с обоими типами строения: у гелиолитид ритмичное чередование слоев наблюдается, а у фавозитид его нет. Поэтому многие исследователи полагают, что ритмичная слоистость скелетных остатков беспозвоночных не всегда является сезонной и часто бывает связана с катастрофическими явлениями, в частности с резкими колебаниями климата, случающимися раз в несколько лет.

Структуры неравномерного роста, связываемые с сезонными (и периодическими) изменениями климата, нередко обнаруживаются также в чешуе рыб и костях позвоночных, обитавших в условиях либо бореального, либо переменного влажного тропического климата.

## ПРИРОДНЫЕ ЗОНЫ И ИХ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

### КАРТЫ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ДРЕВНЕГО КЛИМАТА

164

В проявлениях процессов выветривания и осадконакопления, в географическом распространении типов растительности и фаун, что было рассмотрено в предыдущих главах, обнаруживается зональность, оказывающаяся для каждой геологической эпохи удивительно сходной, свидетельствующей о существовании и в прошлом общей природной зональности, обусловленной климатом.

В современных ландшафтах соответствие природных зон (геоботанические, почвенные и др.) климатическим очевидно настолько, что допускается их отождествление [Алисов, Полатараус, 1962]. Такое же соответствие существовало и в прошлом, на что указывают совершенное подобие литогенетических, геоботанических и зоогеографических зон и их согласные (однаправленные, параллельные и соразмерные) изменения в ходе геологической истории.

Поскольку отражением основных закономерностей древних климатов является природная зональность соответствующего времени, палеоклиматические реконструкции климатов прошлого для больших территорий, разнородных в климатическом отношении, на первом этапе сводятся по существу к восстановлению этой зональности. Природная зональность может быть выражена как в обобщенном виде — по совокупности всех компонент бывшего ландшафта, так и в виде частных карт, учитывающих лишь отдельные компоненты этого ландшафта. В последнем случае составляются: карты литогенетические, на которых выделяются ареалы различных климатических типов выветривания и осадконакопления (по своему содержанию они подобны картам современного почвенного покрова); карты палеогеоботанические, показывающие ареалы

климатических типов древней растительности; карты палеозоогеографические с границами областей распространения различных термических классов морских беспозвоночных и ареалами различных экологических комплексов обитателей древней суши. Чем больше привлекается таких независимых групп показателей древнего климата, тем надежнее палеоклиматические реконструкции.

Так как все частные карты природной зональности (литогенетические, палеогеоботанические и палеозоогеографические) составляются для одной и той же территории и для одного и того же отрезка геологической истории, но лишь по разным компонентам древнего ландшафта, то естественно, что все они оказываются удивительно сходными по общему рисунку, передающему структуру природной зональности. Это подобие вполне закономерно, так как все положенные в основу карт компоненты древнего ландшафта отражают один и тот же климат.

Когда карты природной зональности составлены, начинается второй этап исследования — трансформация их в карты палеоклиматические. Этот переход осуществляется в соответствии с фундаментальным принципом географии — адекватностью ландшафтным зонам климатическим. Выше отмечалось, что геологические объекты являются косвенными показателями древних климатов, допускающими лишь качественную их характеристику. Для построения же палеоклиматических карт требуются количественные оценки элементов климата: температуры, осадков, радиационного баланса (хотя бы по зонам и регионам).

Такие количественные оценки (естественно, грубые) получают путем сопоставления древних типов выветривания, ископаемых фаун и флор с их современными аналогами, климатические характеристики которых хорошо известны. Эти зависимости переносятся на древние объекты и используются как исходный материал для построения палеоклиматических карт. Для аналогий используются такие группы ископаемых органических остатков и минеральных образований, которые, с одной стороны, геологически широко распространены, а с другой — имеют четкие климатические пределы существования или, по крайней мере, массового распространения. Естественно, что достоверность суждений о климатах прошлого возрастает от древних эпох к молодым, по мере приближения физико-географической среды к ее современному состоянию.

Полнее и надежнее выявляются климаты кайнозоя; отложения этого времени залегают у поверхности, менее размыты и слабее литифицированы, содержат много хорошо сохранившихся органических остатков, в результате чего дают максимум показателей древних климатов. Кроме того, существовавшие в кайнозое типы выветривания и растительности, а отчасти и фауны имеют много современных аналогов, что позволяет проводить между ними климатические параллели.

### КАЙНОЗОЙ

Для кайнозоя по коррелятивным рядам литогенетических, растительных и животных формаций выделяются климатические пояса: тропический, субтропический, умеренный, а также аazonальные климатические области: аридная, муссонная и средиземноморская.

**Тропический пояс.** Этот пояс четко вырисовывается по ареалам морской высококарбонатной и лагунной карбонатно-сульфатной формаций, континен-

тальным красноцветам, а также по ареалам колониальных кораллов, крупных фораминифер, растительности мангров, тапирообразных и других групп организмов.

Входящие в состав высококарбонатной формации рифогенные и оолитовые известняки ныне формируются только в условиях тропиков. Настоящие латериты также являются образованиями тропического пояса. Для современных кораллов оптимальная температура 25—30° С, минимальная 18° С. Поскольку колониальные кораллы палеогена и неогена морфологически и экологически близки к современным, вероятно, можно принять температурный режим среды обитания и тех и других одинаковым. Тогда внешние границы тропического пояса кайнозоя следует приурочивать к крайним пунктам находок рифообразующих кораллов.

Индикатором тропических условий является и растительность мангров с ее характерным представителем — бесстебельной пальмой нипа, ныне широко распространенной на побережьях Юго-Восточной Азии и Экваториальной Африки. Температура воздуха и поверхности моря в областях ее произрастания не падает ниже 20—18° С.

166

Во влажных и умеренно континентальных тропиках кайнозойской Евразии выявляются две климатические области, разные по режиму выпадения атмосферных осадков: средиземноморская, характеризующаяся жарким сухим летом и мягкой зимой, и муссонная, которую отличают влажное лето и сухая зима. В средиземноморской области морские осадки содержат особенно много органических известняков; континентальные красноцветы ее бокситоносны; остатки тропической растительности несут признаки ксерофилизации под влиянием летних засух. В муссонной области Восточной Азии морские отложения менее карбонатны; континентальные красноцветы угленосны; растительность разнообразная, мезофильная.

Аридную область характеризует следующий коррелятивный ряд: экстракарбонатная и карбонатно-сульфатная морские формации, карбонатные красноцветы, редкие остатки сильно ксерофилизованной растительности и столь же редкие находки позвоночных — обитателей саванны. Наиболее близким аналогом кайнозойской аридной области Евразии являются современные саванны Африки, получающие атмосферные осадки в количестве 500—800 мм/год в сухих районах и 800—1200 мм/год — в более влажных периферических; продолжительность сухого сезона соответственно 6—5 и 4—3 месяца.

Накопление гипса в континентальных красноцветах могло происходить при годовой сумме атмосферных осадков 300—400 мм, как об этом свидетельствуют условия образования гипса в современной коре выветривания Юго-Восточного Ордоса. Карбонатность красноцветов может развиваться и при еще большем увлажнении. Исследования Рютте (1960) показали, что карбонатные конкреции в красноцветах образуются при атмосферных осадках 700 мм/год. В Мексике известковистые коры (каliche) и ксероморфная растительность существуют при осадках 500—650 мм/год и среднегодовой температуре 25°С.

Диноцератовая и бронтотериевая фауны, обитавшие в периферических районах палеогеновой аридной области Евразии, по экологическому типу эквивалентны долинному комплексу африканской саванны зоны Хартум—Чад—Тимбукту, в которой количество атмосферных осадков достигает 800—1000 мм/год.

**Квазитропический, позже субтропический пояс.** Этот пояс намечается по коррелятивному ряду: морская умеренно карбонатная формация, континентальная мезомиктовая формация (в Средиземноморской области представленная своеобразными полулатеритами), преимущественно каолиновые коры выветривания и богатая лесная растительность с вечнозелеными и теплолюбивыми широколиственными растениями, не теряющими морозов. О количественном выражении элементов этого климата дают представление остатки растений и аутигенные минералы.

М. А. Ратеев (1960) указывает, что в современных донных осадках окраинных морей отчетливо выявляется зональность в распределении глинистых минералов, особенно каолинита, максимальные накопления которого тяготеют к экватору. Уже в субтропиках ассоциация глинистых минералов характеризуется совместным нахождением каолинита и монтмориллонита, а в умеренной зоне — гидрослюды, монтмориллонита и хлорита.

Другим индикатором климата служит глауконит, широко распространенный в отложениях палеогена Северной Евразии. Установлено, что глауконит накапливается в морях гумидной зоны, расположенных среди суши с мощным проявлением каолинового выветривания, не посылающей в акватории значительных масс обломочного материала. Географический ареал накопления глауконита в современных осадках лежит между  $55^{\circ}$  ю. ш. и  $45^{\circ}$  с. ш., охватывая разные по климатическим условиям части океана: от области коралловых рифов и едва не до области накопления диатомовых осадков. Но даже и на внешних границах зоны распространения глауконита (Атлантическое побережье северо-западных штатов США, остров Хонсю и др.) морские воды имеют температуру не ниже  $10^{\circ}$  С. Климат суши, расположенной в соседстве с внешними районами ареала глауконитизации, характеризуется температурой самого теплого месяца  $22-26^{\circ}$  С и самого холодного  $0^{\circ}$  С, т. е. является типичным субтропическим.

В составе растительности рассматриваемой природной зоны широко распространены лавровые, магнолиевые, миртовые, ликвидамбары и таксодиевые, ныне произрастающие в областях с температурой января  $+5-0^{\circ}$  С, июля  $28-25^{\circ}$  С, среднегодовой  $16-14^{\circ}$  С, атмосферными осадками 1200 мм/год.

Квазитропический (или ослабленный тропический) климат проявлялся в высоких широтах в эру господства изотермических условий. Современным аналогом его служит климат невысоких гор тропического пояса, где термический режим ослаблен повышенной гипсометрией рельефа, но еще лишен сезонных различий. Этот климат также близок субтропическому, от которого отличается отсутствием прохладного зимнего сезона, связанного с вторжением холодных масс воздуха из умеренного и арктического поясов, которых до позднего кайнозоя не было.

**Умеренный пояс.** Этот пояс, охватывающий в неогене обширные пространства Северной Евразии, устанавливается по ареалам полимиктовой терригенной формации, бескарбонатной в морских разрезах и угленосной в континентальных, а также по совпадающим с ними ареалам распространения смешанных хвойно-широколиственных лесов.

В полимиктовой терригенной формации почти нет каолинита и отсутствует глауконит, а из смешанных хвойно-широколиственных лесов полностью выпадают вечнозеленые растения. По условиям осадконакопления, выветривания

и составу растительности умеренный пояс неогеновой Евразии ближе всего соответствует части территории США в пределах Лаврентийского леса (январь 0—5° С, июль 20—19° С, атмосферные осадки 800—1000 мм/год) и Гудзонского леса (январь от —5 до —10° С, июль 18—15° С, атмосферные осадки 600—800 мм/год).

В связи с похолоданием климата, охватившим высокие широты и в течение кайнозоя постепенно прогрессирующим, все природные зоны: литогенетические, геоботанические, зоогеографические — согласно смещались к югу. Например, область вечнозеленой растительности отступила сопряженно с областью красноземного выветривания, а зона широколиственных лесов следовала за ними одновременно с зоной глинистого выветривания. По смещениям природных зон и появлению новых, ранее не существовавших, выявляются последовательность и основные этапы развития кайнозойского климата.

Данные по кайнозойскому климату допускают построение мелкомасштабных карт-схем, показывающих распределение палеотемператур в течение самого холодного и самого жаркого месяцев года, а также общую картину распределения атмосферных осадков.

168

При оценке значения отдельных изотерм самого холодного месяца (января?) используются группы организмов, с одной стороны, географически широко распространенные и часто обнаруживаемые в кайнозойских осадках, а с другой — имеющие определенно установленную минимальную («критическую») температуру, являющуюся пределом их массового распространения и даже существования вообще.

За среднемесячную морскую изотерму января 20° С (около 10° С — континентальную) принимаются взаимосовпадающие и взаимопродолжающие друг друга границы максимального продвижения к северу рифообразующих кораллов, тапириобразных, растительности мангров и настоящих латеритов (рис. 15, а). Это значение изотермы следует из сопоставления их современных ареалов с климатическими картами. Среднеянварская изотерма 18° С (морская) совмещается с северной границей распространения крупных фораминифер, несколько переступающих «коралловый рубеж».

В настоящее время граница веерных пальм в Евразии приблизительно совпадает со среднеянварской изотермой 5° С (континентальной). За среднеянварскую изотерму с таким же значением принимаются и границы распространения веерных пальм в различные эпохи кайнозоя (рис. 15, б).

Сопоставление современного ареала лавровых и миртовых с климатическими картами показывает совпадение их северной границы со среднеянварской изотермой 4° С. Аналогичное климатическое толкование дается и границам географического ареала этих семейств различных эпох кайнозоя.

За континентальную изотерму января 3° С может быть принята северная граница секвойи и ликвидамбара (рис. 15, в). Секвойя была очень широко распространена в Евразии до плиоцена включительно. Ее остатки в спорово-пыльцевых комплексах отмечаются повсеместно. Особенно часто обнаруживается *Sequoia langsdorfi* — вид, близкий к современному, произрастающему в Калифорнии. Ликвидамбар (стираксовое дерево) входит в состав современной флоры Южного Китая, Малой Азии и приатлантических штатов Северной Америки, где он растет во влажных тенистых лесах вблизи рек и озер. Критическая среднемесячная температура января для секвойи и ликвидамбара равна 3—4° С.

Изотерма января  $0^{\circ}\text{C}$  (континентальная), принимаемая за внешнюю границу субтропического пояса, хорошо совпадает с северной границей распространения глауконита в морских осадках и таксодиума среди остатков континентальной флоры. Температурные условия зоны присутствия глауконита вытекают из сопоставления климатических карт с картой донных осадков Мирового океана. Оказывается, что все области накопления глауконита в морских осадках располагаются в контуре нулевой изотермы самого холодного месяца и нигде не выходят за его пределы. Таксодиум, донные сохранившийся в болотистых лесах юго-восточных штатов Северной Америки, также ограничен в своем распространении среднеянварской изотермой  $0^{\circ}\text{C}$  (рис. 15, з).

Изотермы среднеянварских температур  $-2$ ,  $-5$  и  $-15^{\circ}\text{C}$  устанавливаются по положению северных границ ареала отдельных родов и семейств широколиственных, постоянно обнаруживаемых по составу спорово-пыльцевых комплексов. Изотерма  $-2^{\circ}\text{C}$  является современным климатическим рубежом произрастания бука, изотерма  $-5^{\circ}\text{C}$  очерчивает современный ареал граба, а изотерма  $-15^{\circ}\text{C}$  приблизительно совпадает с линией, до которой продвигаются к северу дуб, липа, ясеня, клен.

Изотермы самого жаркого месяца устанавливаются с большим трудом, поскольку высокие положительные температуры в реальных пределах ( $35-45^{\circ}\text{C}$ ) не ограничивают развитие процессов выветривания и жизни. Изотермы самого жаркого месяца не фиксируются, во всяком случае достаточно четко, ни литогенетическими, ни биогеографическими формациями.

При оценке средней температуры самого жаркого месяца минувших эпох можно принимать соответствующий показатель современного климата аналогичной природной зоны с поправкой на континентальность, меньшую в прошлом. Поскольку климат палеогена и неогена был влажнее современного, широтные температурные контрасты в то время были меньше, а следовательно, максимальные летние температуры были ниже современных.

По аналогии с современным климатом высшая средняя температура самого жаркого месяца ( $30^{\circ}\text{C}$ ) приписывается южной половине аридной области Евразии, где и в прошлом влажность и облачность были минимальными, и поэтому достигался сильный прогрев приземного слоя воздуха.

Теперь изотерма  $25^{\circ}\text{C}$  совпадает с северной границей распространения рифообразующих кораллов, крупных фораминифер, мангровых зарослей, тапирообразных и крокодилов, настоящих латеритов. Такое совпадение, однако, имеет место в областях влажного климата, а в континентальном климате эта изотерма значительно отклоняется от биогеографических и литогенетических границ к северу.

Изотерма  $20^{\circ}\text{C}$  на европейском и восточно-азиатском флангах материка и в Северной Америке, отличающихся влажным климатом, прослеживает южную границу массового распространения широколиственных лесов богатого состава (буковые, орехово-гикоревые, грабово-дубовые). Соответственно и на палеоклиматических картах кайнозой эта изотерма совмещается с указанной геоботанической границей.

Изотерма  $15^{\circ}\text{C}$  ныне проходит в областях морского климата в северной части зоны широколиственных лесов, а в областях континентального климата—глубоко внутри таежной зоны. Эта изотерма уверенно намечается только для плиоцена; в палеогене и миоцене она находилась за пределами Евразийского материка.

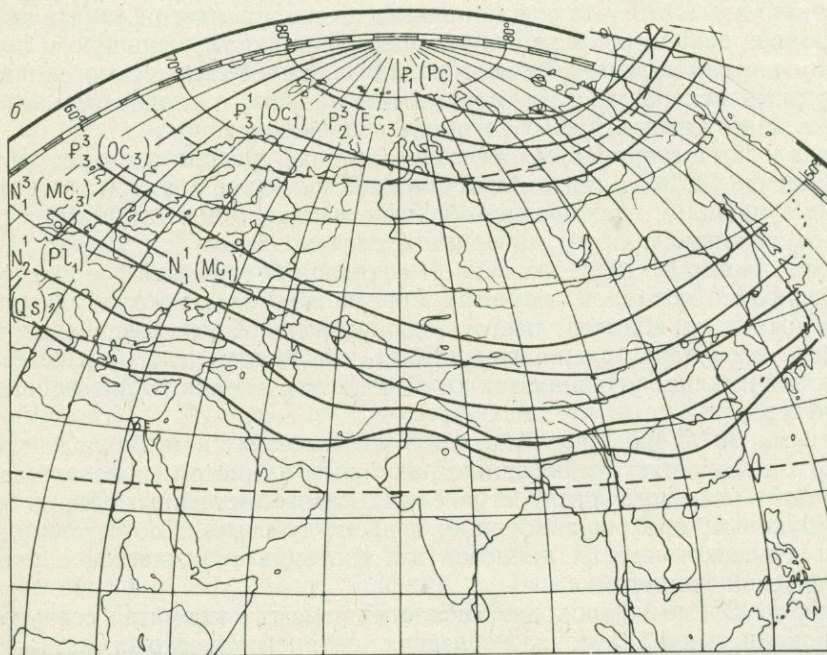
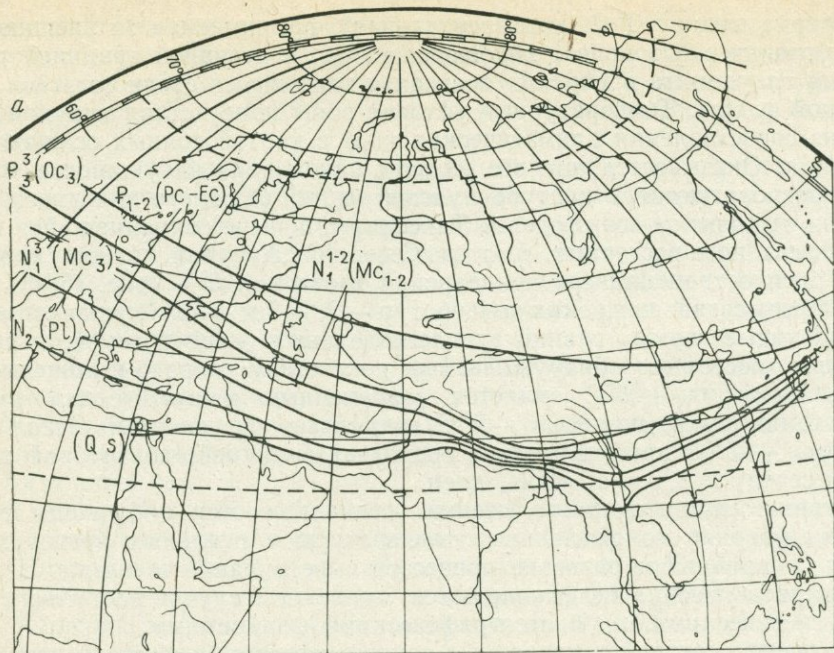
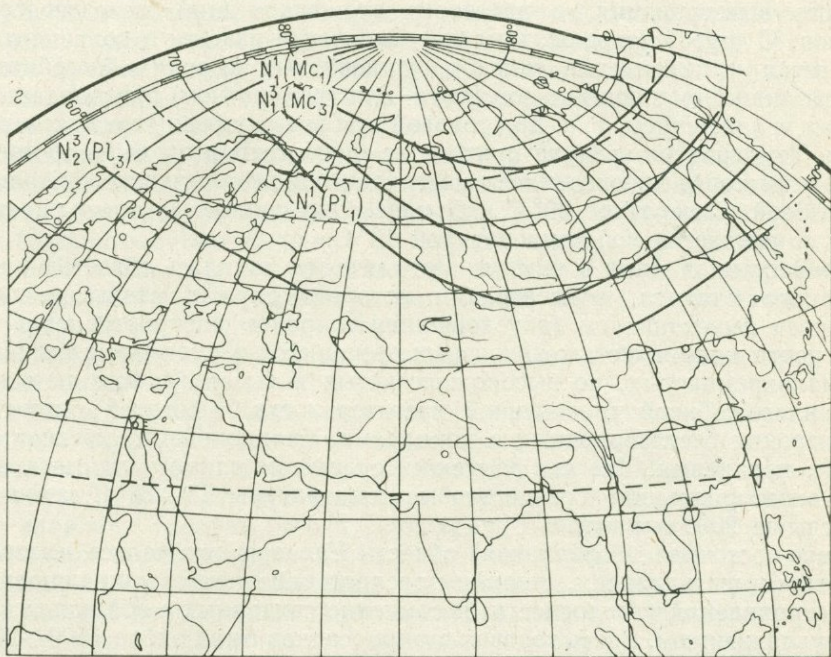
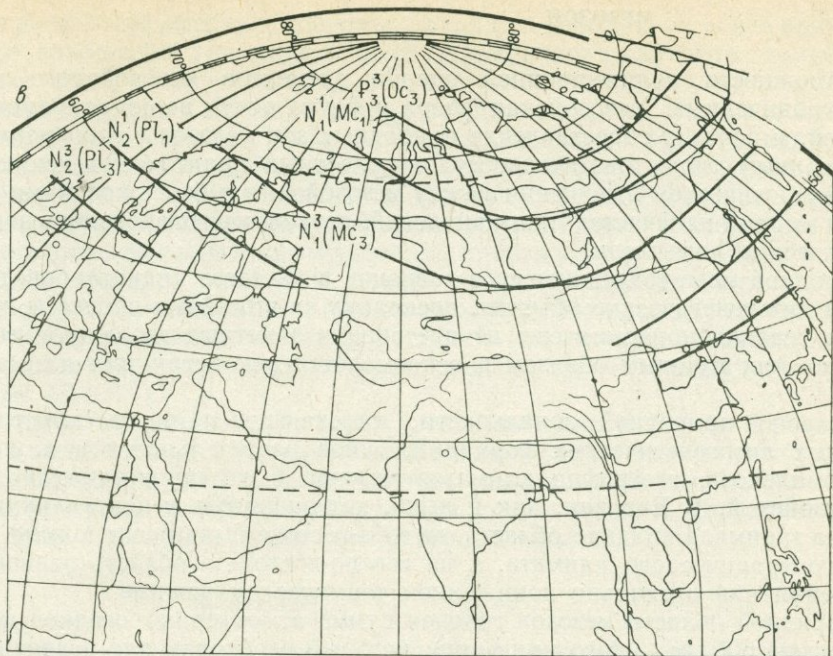


Рис. 15. Смещение северной границы биогео  
 а — рифообразующие кораллы, тапирообразные, растительность мангров, настоящие латериты;



графических литогенетических ареалов.

б — веерные пальмы; в — секвойя и ликвидамбар; г — глауконит и таксодиевые.

Возможности количественной оценки элементов мезозойского климата более ограниченные. Мезозойская флора и фауна почти не сохранились до наших дней, и поэтому сопоставление природных зон мезозоя с современными по формационным типам растительности и животных практически исключается, хотя в экологическом отношении между мезозойским и более поздними органическими мирами намечается много аналогий, позволяющих проводить некоторые климатические параллели.

В полной мере сохраняют свое значение в качестве индикаторов древнего климата литогенетические объекты, поскольку за это время процессы выветривания и осадконакопления еще не претерпели заметных эволюционных изменений; на них главным образом и основывается реконструкция климатов мезозоя.

172

Согласно природной зональности, намечающейся по распространению различных литогенетических формаций, типов растительности и фаунистических комплексов, география климатов мезозоя была принципиально близка к кайнозойской. В Евразии, как и ныне, юго-западную и центральную части материка занимала аридная область, на юго-востоке была расположена область влажного тропического климата, а на северо-востоке — область равномерного увлажнения при несколько пониженном термическом режиме.

В аридной области мезозоя годовая сумма атмосферных осадков не могла быть меньше 500 мм — того минимума, который необходим для развития красноцветного выветривания, в частности для гидратации железосодержащих минералов. С другой стороны, массовое выделение извести в континентальных красноцветках и накопление гипса в мелководных морских бассейнах были возможны лишь при значительном (двух- или трехкратном) преобладании испарения над увлажнением, т. е. при годовой сумме атмосферных осадков не более 1000 мм. Температура воздуха приземных слоев атмосферы была тропической, поскольку массовое красноземное выветривание может развиваться только при среднегодовой температуре  $20^{\circ}\text{C}$  и больше. Оно полностью прекращается при климате со среднегодовой температурой  $16^{\circ}\text{C}$ .

Юго-Восточная Азия в течение всего мезозоя являлась областью влажного тропического климата, показателями которого служат наивысшая степень химического выветривания (обусловившая широкое распространение в этой области почти мономиктовых кварцевых песчаников и пуддингов; бескарбонатных и малокремнистых, но высокожелезистых и высокоглиноземистых глин), остатки влаголюбивой тропической растительности и богатой теплолюбивой фауны морских беспозвоночных с кораллами, брахиоподами, массивными дигерасами, неринейми. Все это допускает сравнение данного климата с современным экваториальным (среднегодовые температуры  $25\text{—}28^{\circ}\text{C}$ , атмосферные осадки свыше 2000 мм/год).

Северо-восточная (бореальная) область Евразии отличалась интенсивным каолиновым выветриванием, широким распространением озерно-аллювиальных фаций и проявлений угленосности, несомненно связанных с обильным и равномерным увлажнением. Здесь годовая сумма осадков была около 1500—2000 мм, как и в современном влажном тропическом лесу, под пологом которого протекает каолиновое выветривание. Термический режим Северо-Восточной Евразии

зии был достаточно высоким, поскольку наряду с каолинитом могло происходить массовое накопление глауконита, не образующегося в климатах с температурой вод ниже 15° С.

Северо-Восточная Евразия в мезозое была покрыта лесами, состоявшими в основном из гинкговых. Сохранившийся до нашего времени единственный представитель гинкговых *Ginkgo biloba* Z. произрастает в культурном состоянии в Среднем Китае, Японии, Западной Европе, Западной Украине, Крыму, на Кавказе, перенося холод несуровой зимы (среднегодовые температуры 0—5° С). Таким образом, по современным условиям произрастания этого самого выносливого представителя гинкговых можно предполагать, что климату Северо-Восточной Азии в мезозое были свойственны мягкие зимы, затруднявшие и даже полностью прерывавшие вегетацию растений. Соответственно климату областей распространения современного гинкго среднегодовые температуры в ней составляли 17—12° С.

О малом различии термических режимов тропической и бореальной областей в мезозое свидетельствует также близкий состав их морских беспозвоночных, включавших одни и те же группы: аммониты, белемниты, пелециподы, которые в общем являются организмами стенотермными, способными к развитию лишь в довольно узких температурных пределах.

173

### ПАЛЕОЗОЙ

По мере перехода к древним периодам геологической истории характер всех природных процессов изменяется, их аналогии с современными факторами становятся более отдаленными, поэтому и возможности для реконструкции климатов прошлого делаются более ограниченными. Фауны и флоры палеозоя настолько отличны от современных, что сопоставления их по климатическим условиям существования почти невозможны.

Существенно другими, вероятно, были и физико-географические условия палеозойской эры. Атмосфера могла содержать больше паров воды и углекислого газа, температура воздуха могла быть выше, а увлажнение сильнее, поэтому воздействие выветривания на породы земной поверхности могло быть более энергичным, чем теперь. Естественно, что и условия миграции химических элементов были несколько иными. Таким образом, климатические аналогии современности и палеозоя ограничены даже по процессам выветривания и осадконакопления, эволюционировавшим во много раз медленнее, чем органический мир.

Климаты палеозоя были почти изотермичными, поэтому природная зональность того времени в основном диктовалась особенностями географического распределения и режима выпадения атмосферных осадков. Главными природными областями в палеозое являлись: аридная, переменного влажного, равномерно влажного тропического и равномерно влажного бореального климатов.

Аридная область совмещается с ареалом континентальных красноцветов и морских соленосных отложений. Палеозойские аридные красноцветы представлены слабокарбонатным олигомиктовым типом, в фациальном отношении аллювиальным, отличающимся довольно высоким содержанием каолинита и высокогидратированных полуторных окислов. По этим особенностям можно догадываться о достаточно большой обводненности ландшафтов; по аналогии

с современными красноцветами такого литогенетического типа годовая сумма осадков в областях накопления палеозойских красноцветов была, вероятно, около 700—1000 мм.

Области переменного влажного климата выявляются по распространению бескарбонатных высокоглинистых (местами бокситоносных) пестроцветов, всегда в той или иной степени угленосных, содержащих остатки флоры с признаками слабой ксерофиллизации.

Перечисленные признаки литогенетических типов отложений определенно указывают на то, что климат области их формирования был гумидным, с кратковременными засухами. По аналогии со Средиземноморской областью мезозойского и палеогенового бокситообразования годовая сумма атмосферных осадков в этом климате могла составлять 1000—1500 мм.

Северо-Восточная и Восточная Евразия лежали в области равномерно влажного климата. Было широко распространено угленакопление, которое может развиваться лишь в условиях переувлажненного ландшафта.

174

Начиная со среднего карбона термический режим в пределах евразийского пространства дифференцируется: выделяется бореальная область с несколько обедненной растительностью и фауной. Судя по тому, что степень различия органического мира бореальной и тропической областей палеозойского времени была меньше, чем в мезозое, соответственно и различия в их термическом режиме тогда были не столь существенными.

#### АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ

Распределение атмосферных осадков в прошлом реконструируется по ареалам типов выветривания и растительности, небезразличных к увлажнению.

Аридная область Евразии выявляется по региональному распространению гипсоносных, отчасти соленосных карбонатных красноцветов и сероцветов (в плиоцене), а также по редкости и однообразию растительных остатков, представленных ксерофильными формами.

По степени засушливости аридная область отчетливо разделяется на две зоны: внутреннюю — наиболее засушливую, и внешнюю — умеренно сухую. Несомненно, что в палеогене аридная область была увлажнена лучше, чем в неогене и теперь. На это указывают: красноземное (ферриаллитовое) выветривание, требующее известного минимума атмосферных осадков, который, судя по современной Африке, был не менее 500 мм/год; достаточно высокое содержание в разрезах палеогена аллювиальных фаций в сравнении с пролювиальными; широкое распространение во внешней зоне аридной области заболочивавшихся речных пойм и озер, населявшихся болотными носорогами, что говорит о сравнительно большом поверхностном стоке и умеренном испарении того времени, допускавшем широкое региональное распространение болотных ландшафтов.

Ландшафты внешней зоны аридной области палеогена близки современным ландшафтам опустыненных африканских саванн, испытывающих влияние Сахары. Саванны также характеризуются развитием слабо ферриаллитизированных, заметно карбонатных почв, редким сильно ксерофиллизованным растительным покровом (на плакорах) и долинным комплексом животных, ведущих полуводный образ жизни (оз. Чад). Годовая сумма атмосферных осадков соста-

влет здесь 800—1000 мм. Это количество может быть принято для внешней зоны аридной области Евразии палеогена.

Годовые суммы атмосферных осадков 1000—1200 мм для палеогена устанавливаются по аналогии с современными саванно-лесными ландшафтами Африки. Они приписываются зоне интенсивного ферриаллитового выветривания (уже близкого латеритовому) и распространения жестколистной растительности средиземноморского типа.

Для неогена, ландшафты которого уже значительно приблизились к современным, оценка годовых сумм атмосферных осадков может производиться по аналогии с современными природными зонами самой Евразии.

Ныне годовая сумма атмосферных осадков 800—1200 мм совмещается с зоной развития хвойно-широколиственных лесов богатого состава, где представлены в основном влаголюбивые породы (таксодиевые, буковые, ореховые и др.). Эти леса несколько напоминают южный вариант Лаврентийского леса Северной Америки.

Годовая сумма атмосферных осадков 800—500 мм характеризует хвойно-широколиственные леса, лишенные влаголюбивых пород (например, буков); 500—300 мм — лесостепную, отчасти степную зону; 300—200 мм — сухие степи и полупустыни.

Годовые суммы 2000 мм и больше, несомненно, принадлежат областям влажных тропических и муссонных лесов, как палеогеновых, так и неогеновых. Переходная к ним зона, как и на климатических картах нашего времени, обозначается годовой суммой 1200—2000 мм.

Таковы в общих чертах современная палеоклиматическая интерпретация литолого-геохимических и биогеографических данных и современные возможности количественной оценки климатов различных геологических эпох.

Несомненно, что при дальнейших исследованиях будут выявлены многие новые показатели климатических условий прошлого и уточнено значение ныне известных индикаторов. В результате количественная оценка элементов климата (температура, влажность и др.) минувших эпох, сейчас весьма грубая, будет все больше и больше приближаться к истинной.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ  
В ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИИ

176

До недавнего времени о климатах прошлого можно было судить только по их отражению на процессах литогенеза и условиях существования органического мира. В начале 50-х годов было установлено, что некоторые геологические документы могут быть изучены количественно химическими и физическими методами. Примерами являются измерение палеотемператур по соотношению изотопов кислорода в органогенном кальците (изотопная палеотермия) и исследование остаточной намагниченности горных пород (палеомагнетизм).

**ИЗОТОПНАЯ ПАЛЕОТЕРМИЯ**

Один из основных элементов климата — температура вод — количественно может быть определена для морских бассейнов прошлого по соотношению изотопов кислорода  $^{18}\text{O}$  и  $^{16}\text{O}$  в кальците раковин ископаемых беспозвоночных.

В основе палеотермического метода лежит идея Г. Юри о равновесном изотопном обмене  $^{18}\text{O}$  и  $^{16}\text{O}$  между водой и осаждающимся из нее карбонатом кальция. Скорость этого обмена зависит от температуры морской воды, из которой происходит осаждение. Если температура воды относительно низкая, содержание  $^{18}\text{O}$  в кальците соответственно высокое и изотопные различия их выражены резко. Повышение температуры осаждения способствует уравниванию изотопного состава воды и образующегося кальцита. Таким образом, если будет измерено соотношение изотопов кислорода  $^{18}\text{O} : ^{16}\text{O}$  в кальците ископаемых остатков, окажется возможным рассчитать температуру морской воды, в которой эти животные обитали.

Разработка и первые попытки практического применения метода изотопной палеотермии принадлежат американским геохимикам Г. Юри, Г. Лоуенштаму, С. Эпштейну, Ц. Эмилиани и Ч. Мак-Кинни. В Советском Союзе этот метод применили и усовершенствовали Д. П. Найдин, Р. В. Тейс, М. С. Чупахин.

Пока метод изотопной палеотермии дает лишь приближенные результаты с погрешностью  $2^{\circ}\text{C}$ , а может быть, и больше. Главные трудности метода заключаются в следующем.

Во-первых, установлено, что после осаждения первоначальный изотопный состав кальцита может измениться под влиянием различных воздействий: диффузии через твердое вещество, процессов выщелачивания и перекристаллизации, что существенно отразится на результате палеотермических определений. Опыты показали, что из всех испытанных органических остатков первичный изотопный состав лучше всего сохраняют ростры белемнитов, раковины пелеципод и гастропод и фораминиферы, обладающие компактной кристаллической структурой. Скелетные остатки других групп, в особенности кораллов и иглокожих, имеющие неплотное мелкокристаллическое сложение, к тому же часто пронизанные каналами и порами, первичных соотношений изотопов  $^{18}\text{O}$  и  $^{16}\text{O}$  не сохраняют и для палеотермических исследований не годятся. Итак, первым источником ошибок метода является возможность того, что первичные соотношения изотопов кислорода в испытуемом материале окажутся нарушенными.

177

Во-вторых, установлено, что изотопный состав органогенного кальцита зависит не только от температуры осаждения, но и от изотопного состава воды, из которой он образовался. Исследования американских геохимиков, в особенности Ц. Эмилиани, показали, что изотопный состав современных природных вод подвержен значительным колебаниям. Оказалось, что относительное содержание  $^{18}\text{O}$  в морской воде возрастает по мере повышения солености в связи с тем, что давление пара  $\text{H}_2^{16}\text{O}$  выше, чем  $\text{H}_2^{18}\text{O}$ , и поэтому  $\text{H}_2^{16}\text{O}$  больше испаряется. В аридной области, где испарение особенно велико, поверхностный слой морских вод обогащен  $\text{H}_2^{18}\text{O}$ , соответственно и скелеты обитающих в нем организмов содержат  $^{18}\text{O}$  в повышенном количестве. Морские воды, систематически разбавляемые континентальным стоком или таянием ледников, оказываются относительно бедными  $\text{H}_2^{18}\text{O}$ . Этих колебаний содержания  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  в морской воде метод изотопной палеотермии не учитывает, что также является источником сомнений в достаточной точности получаемых результатов.

Известно, что в истории Земли интенсивность испарения и соответственно количество влаги, задерживавшейся в атмосфере в виде пара, на континентах — в водах озер, рек и грунтов и в ледяных щитах, периодически изменялось (чередование фаз аридных и гумидных климатов). Поэтому среднее содержание  $^{18}\text{O}$  в Мировом океане не сохранялось постоянным. По расчетам Ц. Эмилиани, только в результате растопления современных льдов содержание  $^{18}\text{O}$  в океанической воде понизилось бы на  $0,3\%$ , что выразилось бы в уменьшении изотопных температур в среднем на  $1,3^{\circ}\text{C}$ .

К трудностям физико-химического порядка прибавляются еще биологические, связанные с неясностью сроков наращивания кальцита раковин у разных групп и с обитанием животных на глубинах с различным термическим режимом. У белемнитов наращивание ростра происходит в течение всего года,

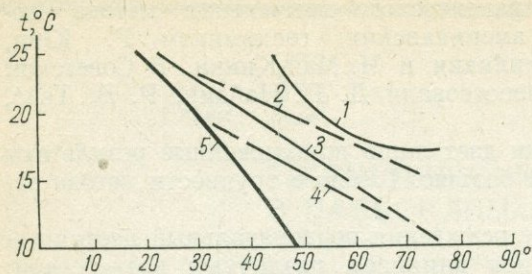


Рис. 16. Широтное распределение температуры морских вод мелового периода и современное по соотношению  $^{18}\text{O} : ^{16}\text{O}$  (Лоуенштам, 1964).  
1 — сантон; 2 — альб; 3 — сеноман; 4 — маастрихт; 5 — современное.

178

несколько больше летом и меньше зимой, что допускает определение по ним как сезонных (отдельные кольца), так и среднегодовых (вся масса ростра) температур. Палеотемпературы, полученные по белемнитам ( $13,3\text{—}18,6^\circ\text{C}$ ), как правило, ниже тех, которые дают совместно встречающиеся с ними брахиоподы и пелециподы ( $20\text{—}28^\circ\text{C}$ ). Например, белемниты Крыма, изученные Д. П. Найдным, Р. В. Тейс и М. С. Чупахиным [1957], показали температуру на  $4\text{—}7^\circ\text{C}$  ниже результатов, полученных по брахиоподам и пелециподам, заключенным в одном с ними слое. Подобные различия палеотемператур объясняют тем, что пелециподы населяют литораль, воды которой хорошо прогреваются солнцем, а белемниты являются обитателями пелагиали, главным образом в интервале глубин  $100\text{—}200$  м, на которых температура морской воды ниже и амплитуда ее сезонных колебаний меньше (последнее, вероятно, было одной из причин круглогодичного развития ростров белемнитов). Пелециподы (устрицы, пектиниды) наращивают раковину преимущественно в теплую половину года, поэтому получаемые по ним данные соответствуют не среднегодовым, а летним температурам литорали.

Трактовка палеотермических результатов еще больше затруднится, если оправдаться предположения о том, что слоистая структура раковин и соответственно чередование максимумов и минимумов на палеотермической кривой не являются ни сезонными, ни годовыми, а отвечают интервалам неизвестного происхождения [Nairn, Thorley, 1961]. Перерывы в накоплении кальцита, обуславливающие слоистое строение раковины, могут быть вызваны катастрофическими событиями в жизни животного и внезапными изменениями в среде обитания, происходящими через неопределенные промежутки времени.

Накопилось уже значительное количество палеотермических определений, причем подавляющая их часть приходится на меловый период, для которого, таким образом, оказалось возможным наметить некоторые как геохронологические, так и географические закономерности изменения температуры морских вод.

Г. Лоуенштам и С. Эпштейн для Западной Европы и Северной Америки установили такую последовательность изменения температуры в меловых бассейнах. В готериве, барреме и апте температура была  $13,3^\circ\text{C}$  и устойчиво сохранялась в течение всего этого времени. В альбе наступил климатический оптимум, в течение которого температура морских вод даже в полярной области достигала  $15^\circ\text{C}$  (рис. 16). В сеномане температура понижается, и тем больше, чем выше широта пункта наблюдения. В полярной области среднегодовые температуры сеномана составляли уже  $12\text{—}10^\circ\text{C}$ . В коньяке—сантоне дости-

гается максимум за весь меловой период с температурами 24—18° С на широтах 50—60°. В кампане температура на этих широтах понижается до 17—15° С; в раннем маастрихте следует ее дальнейшее падение до 14—13° С, а в позднем маастрихте она снова увеличивается до 14,5—15,5° С.

Подобный ход изменения палеотемператур в течение мелового периода подтвердили также исследования советских геохимиков на материале по Русской платформе и смежным с ней территориям, с той лишь разницей, что температурный максимум по этим данным закончился в коньяке, а в сантоне температура морских вод уже упала до 14,9—14,4° С.

На наличие географической закономерности в распределении меловых палеотемператур, выраженной в понижении их с запада на восток, указал Д. П. Найдин [1958]. В частности, для раннего маастрихта устанавливается такая последовательность температур: Англия 16,8, Южная Швеция 16, Дания 16,5—15,4, Украина 15—13, Эмбинский район 12,4—10,1° С.

Определения палеотемператур, выполненные на объектах юрского возраста (ростры белемнитов), еще единичны, и достоверность их невелика. По ним, однако, прослеживается такой ход температур: в ранней юре отмечаются наиболее высокие температуры, в середине периода происходит их понижение, в позднюрскую эпоху наступает возрастание с максимумом в оксфорде.

179

#### ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Еще в 30-х годах было установлено, что многие вулканические и осадочные породы сохраняют остаточную намагниченность, приобретенную ими во время своего образования под влиянием магнитного поля Земли. Далее было выявлено, что ориентировка вектора естественной остаточной намагниченности горных пород отражает направление силовых линий геомагнитного поля в то время. Эти открытия позволили приступить к изучению «фоссилизированного» магнитного поля Земли и его истории.

Магнитные свойства горных пород связаны с присутствием в них ферромагнитных минералов: магнетита, гематита и титаномагнетита. В лавах, когда охлаждение достигает температур, близких к точке Кюри (630—450° С), ферромагнитные минералы намагничиваются в направлении действующего геомагнитного поля и далее прочно сохраняют приобретенную в этот момент ориентировку вектора намагниченности. Если ферромагнитные минералы, получившие первичную термоостаточную намагниченность в лавах, попадают в осадок, их терригенные частицы ведут себя как природные магнетики, занимая в породе положение, согласное с действующим в данное время геомагнитным полем.

В тонких осадках, накапливающихся медленно в обстановках сильного обводнения, магнитные зерна приобретают довольно однообразную ориентировку, а в грубозернистых осадках, образующихся быстро, в условиях турбулентных течений, направления магнитных осей отдельных зерен оказываются не столь однообразными. Многолетний опыт показал, что наиболее подходящими объектами для палеомагнитных исследований являются базальтовые лавы и красноцветные песчаники, бокситы и железные руды, содержащие наибольшее количество ферромагнитного материала, обладающего высокой магнитной стабильностью.

Направление геомагнитного поля определяют два угла: склонение — угол между вертикальной плоскостью, проходящей через магнитный меридиан, и современным географическим меридианом, и наклонение — угол, который образуется магнитным вектором с горизонтальной плоскостью. Склонение и наклонение вектора намагниченности породы могут быть измерены и по полученным результатам вычислено положение древней широты в месте взятия пробы. Из серии частных определений находят среднюю ориентировку вектора остаточной намагниченности, по которой затем определяют положение геомагнитных полюсов.

В основу расчетов элементов древнего магнитного поля и его соотношений с осью вращения Земли положены следующие допущения.

Во-первых, принимается, что магнитное поле Земли — это магнитное поле диполя, помещенного в центре земного шара и пересекающего его поверхность в геомагнитных полюсах.

Во-вторых, считается, что во все времена ось магнитного диполя совпадала с осью вращения Земли и, таким образом, магнитный полюс совпадал с географическим. Совпадение магнитной оси и оси вращения Земли, по представлениям С. Ранкорна [1962], связано с влиянием кориолисовых сил на движения в ее жидком ядре. В течение последних столетий магнитная ось земного шара действительно была близка к его оси вращения; в настоящее время угол между ними равен приблизительно  $11^\circ$ .

Степень изученности древнего магнитного поля Земли еще невелика, определения в основном выполнены на территории Европы и Северной Америки. Но и эти данные выявили многое. Прежде всего, обнаружилось несоответствие вектора естественной остаточной намагниченности горных пород с направлением современного магнитного поля Земли. Оказалось, что вычисленные положения магнитных полюсов прошлого значительно отклоняются от современного, и тем дальше, чем древнее их эпоха. Линии, соединяющие древние полюсы в порядке их возраста, имеют вид кривых, отражающих путь миграции полюсов в течение геологической истории (рис. 17). Далее, выяснилась несогласованность результатов, полученных по разным континентам, и вместо одной кривой движения полюса появилось множество кривых: европейская, северо-американская, индийская, японо-китайская, африканская и другие, по конфигурации более или менее подобные друг другу, но занимающие разное долготное положение. Различия в положении кривых смещения полюса, по мнению большинства геофизиков, означают, что континенты вели себя как отдельные структурные единицы, которые смещались друг относительно друга. Так данные палеомагнитных исследований заставили вновь вернуться к гипотезе перемещения континентов.

Если допущения, положенные в основу палеомагнитного метода, правильны и палеомагнитные исследования дают достоверные результаты, то в этом случае мы должны ожидать полного соответствия между палеомагнитными, географическими и палеоклиматическими данными и иметь свидетельства того, что в течение всей геологической истории палеоклиматические показатели изменялись соответственно магнитным широтам. Утверждения о полном согласии палеомагнитных и палеоклиматических показателей содержатся в работах многих геологов и геофизиков: С. Ранкорна [1962], М. Шварцбаха, П. Н. Кропоткина [1961], А. Н. Храмова [1964] и др.

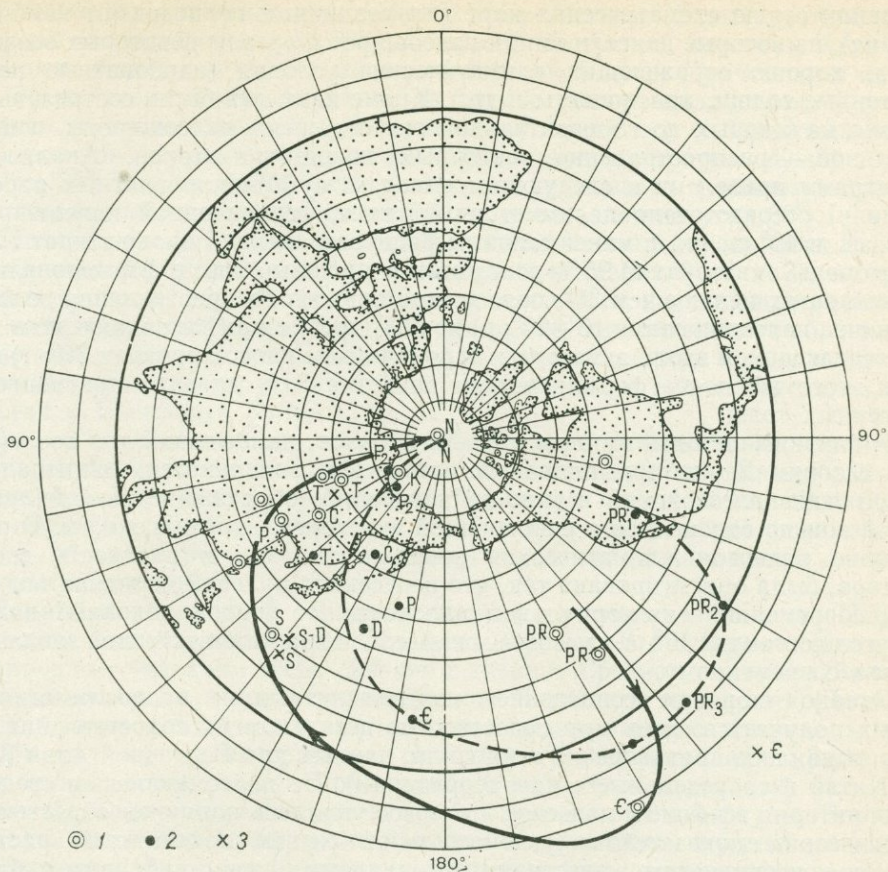


Рис. 17. Перемещение магнитного полюса в течение геологической истории [Schwarzbach, 1961]. Определения: 1 — в США, 2 — в Северо-Западной Европе, 3 — в СССР.

Н. Н. Форш и А. Н. Храмов, предпринявшие сравнительное изучение палеомагнитных и палеоклиматических данных по карбону и перми Русской платформы, пришли к заключению, что отложения, характерные для приэкваториальной гумидной зоны, располагаются между экватором и параллелью  $15^{\circ}$  с. ш., хорошо согласуясь с современным положением этой зоны. Осадки — индикаторы аридной зоны (гипс, соль, доломиты) — везде располагаются между  $15^{\circ}$  и  $35^{\circ}$  с. ш., что совпадает с положением современной зоны пустынь. Угленосные отложения умеренной зоны в основном располагаются выше  $40^{\circ}$  с. ш. В общем, авторы пришли к выводу о том, что смещения климатических зон в карбоне и перми происходили в полном соответствии со смещениями палеомагнитных параллелей.

Другие авторы также отмечают согласные с миграциями магнитных полюсов смещения поясов галогенеза, угленакопления и рифообразования. В частности, это утверждают И. Брайден и Е. Ирвинг [Briden, Irving, 1964]. Они

составили серию схематических карт для различных периодов (от кембрия до неогена), на которые нанесли линии палеоширот и ареалы некоторых осадочных пород, хорошо отражающих климатические условия (карбонатные породы, галогенные толщи, красноцветы и др.). Кроме карт ими были составлены диаграммы, на которых по горизонтальной оси отложены палеошироты, а по вертикальной — распространение осадочных пород-индикаторов. Анализ карт и диаграмм привел их к следующим выводам: а) 90% карбонатных пород (по площади) сосредоточено в симметричной зоне, ограниченной палеоширотами  $40^{\circ}$  с. ш. и  $40^{\circ}$  ю. ш., с максимальным распространением около широты  $30^{\circ}$  по обе стороны экватора; б) 95% доломитов в прошлые эпохи формировались на палеоширотах меньше чем  $30^{\circ}$ , пояс максимального распространения доломитов ограничен палеоширотами  $10-20^{\circ}$ ; в) до 95% древних рифов заключено в поясе, протягивающемся вдоль экватора и ограниченном палеоширотами  $30^{\circ}$ ; г) в пределах этого же пояса формировалось не менее 88% древних красноцветов и галогенных толщ.

182 К близким выводам пришел и Н. М. Страхов, наметивший для послерифейской истории Земли три плана климатической зональности: раннепалеозойский, позднепалеозойский и мезо-кайнозойский, обладавшие разной ориентировкой зон по отношению к современной экваториальной плоскости. В первой половине палеозоя климатическая зональность, как и плоскость древнего экватора, была ориентирована так, что пересекала нулевой меридиан под углом  $75^{\circ}$  к современной экваториальной плоскости. Во второй половине палеозоя этот угол составлял  $45^{\circ}$ , а в мезозое и кайнозое план климатической зональности отвечал современному.

Однако «хорошее совпадение» палеомагнитных и палеоклиматических данных получается лишь при недостаточно детальном их сопоставлении. Уже давно выявилось противоречие этих групп данных для Восточной Азии (Северный Китай и сопредельные с ним территории). По палеомагнитным сведениям эта территория в позднем палеозое и мезозое являлась полярной областью, а по геологическим показателям (угленосные отложения с остатками растений, близких к тропическим, известняки с кораллами, фораминиферами и брахиоподами, бокситоносные отложения, остатки крупных амфибий и рептилий) обладала климатом типа экваториального.

Если бы перемещались только сопряженные друг с другом магнитный и географический полюсы, то климатическая (природная) зональность испытывала бы лишь поворот, согласный и соразмерный с их движением, оставаясь при этом целостной и общепланетарной. Но поскольку геофизики допускают независимые перемещения материков, разнонаправленные и значительные по расстоянию, то, следовательно, при реконструкциях климатов и природных условий прошлого мы получили бы картину не единой общепланетарной зональности, а лишь разрозненные ее фрагменты в пределах отдельных материков, резко не соответствующие друг другу на стыках как по ориентировке зон, так и по их характеру.

Степень беспорядочности такой реконструируемой картины природной зональности прошлого становится еще больше после того, как палеомагнитологи вынуждены были признать, что независимыми движениями обладали не только материки, но и отдельные входящие в них глыбы. В составе Евразии автономное поведение приписывается Русской платформе с ее палеозойским

геосинклинальным обрамлением, Иберийскому массиву, Индостану, Сибирской платформе (в протерозое и раннем палеозое), восточным массивам Китайской платформы, отдельным частям Японской островной дуги. Причем одни из этих глыб (Индостанская) переместились на многие тысячи километров, а другие, оставаясь на месте, совершали поворот вокруг своей оси (Иберийский массив в кайнозое повернулся по отношению к Французскому против часовой стрелки почти на  $30^\circ$ ; юго-западная часть Японского архипелага в кайнозое повернулась относительно его северо-восточной части на запад на угол  $60^\circ$ ).

Попытка реконструкции природной и климатической зональности Евразии, предпринятая нами (результаты ее изложены в главах 2—4 и 7), показала, что такие сложные, граничащие с хаосом соотношения, вытекающие из допускаемых палеомагнитологами автономных движений материковых глыб, на самом деле не имели места. В действительности выявляется единая природная зональность материка, в которую нормально «вписываются» все его части, включая Индостан и Восточный Китай.

Во все эпохи мезозоя и кайнозоя, к времени которых палеомагнитологи относят крупнейшие перемещения материковых глыб, существовала одна и та же география климатов: северо-восток материка представлял собой область океанического климата с несколько пониженным термическим режимом, юго-запад — область тропического аридного климата, а юго-восток — область тропических муссонов.

Данные по природной зональности свидетельствуют о том, что Индостан в это время являлся неотъемлемой частью Евразии. Его северо-западная часть по природным условиям тесно связана с древним Средиземноморьем (Западный Тетис), а восточная и южная принадлежат Малайской провинции (Восточный Тетис). Северо-западную часть, постоянно испытывавшую влияние аридного климата, отличает характерное для Западного Тетиса повышенное распространение органогенных известняков и красноцветов, слабое развитие угленосных отложений, присутствие специфической средиземноморской фауны. Восточную и южную части Индостана, находившиеся под влиянием муссонного климата Юго-Восточной Азии, характеризует преимущественное распространение отложений гумидного типа и фаун Малайской провинции.

Обобщение палеоклиматических данных в масштабе всего земного шара, предпринятое Н. М. Страховым, также показало существование единой планетарной природной (климатической) зональности, не искаженной беспорядочным дрейфом континентов.

Самым трудным в палеоклиматологии остается вопрос позднепалеозойского оледенения Индии. По представлениям мобилистов, Индия в палеозое являлась частью огромного континента — Гондваны, объединявшей все южные материки. В пермо-карбоне Гондвана, находившаяся вблизи Южного полюса, подвергалась мощному оледенению, свидетельствами которого являются широко распространенные тиллиты, ледниково-континентальные отложения с остатками холодостойкой глоссоптерисовой флоры и ледниково-морские отложения с холододобивым моллюском эвридезма, а также поверхности ледниковой полировки, бараньи лбы, шрамы и пр. По приблизительным подсчетам льды на территории Индостана покрывали площадь около 3 млн. км<sup>2</sup>. Местами они спускались до прибрежных низменностей, о чем свидетельствует переслаивание ледниковых отложений с морскими (Шварцбах, 1955).

Разрез нижнепермских отложений Индии, отражающий потепление климата (тиллиты и песчаники, несущие остатки глоссоптерисовой флоры, сменяются угленосными отложениями с более богатой флорой, которые в свою очередь покрываются пестроцветной толщей с остатками амфибий и рептилий, местами заключающей прослойки продуктусовых известняков), трактуется мобилистами как результат выхода Гондваны из южной полярной области.

Целостность Гондваны сохранялась до конца мезозоя. Лишь 70 млн. лет назад последовали ее распад и расползание материковых глыб. Особенно энергично двигалась индийская часть, которая к концу миоцена (12 млн. лет) достигла Азии.

Однако оледенение Индии на границе карбона и перми может быть объяснено и с других позиций, без привлечения больших горизонтальных перемещений материковых глыб. Расчеты климатолога М. И. Будыко [1964] показали, что в палеозое в условиях слабо выраженной термической зональности ледниковые покровы могли возникать и в тропической зоне, если в ней местами складывались благоприятные для оледенения соотношения атмосферных осадков и рельефа. При обильном увлажнении ледниковые щиты могли образоваться в тропической зоне уже на высоте 2,5—3 км. На вероятность такого подъема, как впервые отметил К. Брукс [1952], указывает большая мощность отложений пермо-карбона в гондванских грабенах Индии.

В условиях обширного континента, каким представляется мобилистам палеозойская Гондвана (объединявшая все южные материки и Индию), оледенение не могло получить широкого развития, так как большие площади суши неизбежно повышают континентальность климата, которая препятствует оледенению.

Палеомагнитный метод, несомненно, интересен, но и возможности ошибок значительны. Пока сложилась такая ситуация, что по мере накопления данных по палеомагнетизму горных пород трудности их палеоклиматического истолкования только возрастают. Для более определенного выяснения степени соответствия палеомагнитных и палеоклиматических показателей и для изучения причин их расхождений необходимо создание карт с совмещением этих групп данных.

## ИСТОРИЯ ДРЕВНИХ КЛИМАТОВ ЕВРАЗИИ

Историю развития древних климатов попытаемся проследить на примере Евразии — самого крупного и разнообразно построенного материка планеты, в пределах которого как в настоящее время, так и в прошлом были представлены все основные типы климатов (приложение к главе 7). Поэтому палеоклиматические выводы на примере Евразии имеют и общепланетарное значение. К тому же Евразия и самый северный материк планеты; климат ее был наиболее динамичным вследствие похолодания, распространявшегося от полюса.

185

### ДОКЕМБРИЙ

Геологические данные для заключений о климате докембрия весьма ограничены. Породы этого возраста сильно метаморфизованы и инъецированы гранитным материалом; органические остатки в них отсутствуют. Суждения о климатах докембрия основываются исключительно на литогенетических типах отложений и особенностях их эволюции.

Осадочные образования глубокого докембрия (архея) отличает преимущественное распространение отложений мономиктового типа: чистых кварцитов, высокоглиноземистых и кремнисто-железистых осадков, представляющих собой конечные продукты глубокого химического выветривания и совершенной химической дифференциации, достигавшейся в процессе переноса и седиментации. Эти осадки накапливались в море, воды которого были очень теплыми и кислыми.

Атмосфера архея состояла большей частью из паров воды. Она была плотной и тяжелой, а облачный покров

сплошным и мощным, непроницаемым для солнечных лучей. На поверхности Земли царил мрак. Большое содержание в атмосфере кислых дымов и высокая температура (около 100° С) делали ее химически агрессивной, способной производить полное разложение пород древнейшей суши. Недоокисленность соединений железа в отложениях архея и отсутствие в них сульфатов показывают, что кислорода в атмосфере этого времени не было.

Эволюция фациальных типов глиноземистых и железистых осадков, которые к началу протерозоя переходят из зоны открытого моря в зону прибрежного мелководья, свидетельствует, что воды Мирового океана в архее постепенно нейтрализуются, их восстановительный потенциал и температура падают. К началу протерозоя основная масса паров воды, находившейся в атмосфере, конденсируется; мрак постепенно рассеивается, сменяясь густой тенью. Содержание кислых дымов, аммиака и метана в атмосфере резко падает, соответственно поднимается значение в ней углекислого газа. Появляются также азот и кислород, но еще в количествах, не оказывающих влияния на геохимические процессы.

186

В протерозое огромного размаха достигло накопление доломитов и известняков, в которых оказались связанными большие массы атмосферного углекислого газа. Широко распространяются и приобретают породообразующее значение первые организмы — бактерии и сине-зеленые водоросли. В результате их фотосинтетической деятельности атмосфера насыщается биогенным кислородом и становится в основном азотно-кислородной.

Массовое появление кислорода существенно изменило течение многих геохимических процессов. Происходит дальнейшее ограничение подвижности железа, марганца и алюминия, которые теперь стали создавать полностью окисленные труднорастворимые соединения, накапливающиеся частью в континентальной, частью в прибрежно-морской обстановках. Широкое распространение получают гематитовые руды; формируются первые красноцветные толщи. Сера, до того существовавшая в виде самородного элемента и сероводорода, начинает окисляться, образуя сульфаты.

В связи с дальнейшим понижением температуры, окончательным выпадением кислых дымов, продолжающейся конденсацией паров воды и утратой части углекислого газа (захороненного в карбонатных толщах) агрессивность атмосферы падает еще больше, вследствие чего химическое разложение пород суши сменяется выветриванием, уже близким к современному тропическому. Облачный покров утоняется, местами в нем появляются разрывы, где локально устанавливается солнечный климат.

В отложениях позднего протерозоя, датируемых 1 млрд. лет (гурон) и 600 млн. лет (синий), во многих областях обнаружены тиллитоподобные породы, трактуемые обычно как следы мощных оледенений. Однако ледниковая природа этих пород однозначно не доказана. Они могут оказаться отложениями селевых потоков, возникавших при грандиозных ливнях протерозойской эры.

## ПАЛЕОЗОИ

**Кембрий.** Среди отложений раннего кембрия преобладают типы, связанные с жарким засушливым климатом: гипсы, каменные соли, доломиты, рифогенные известняки, красноцветные песчаники, сланцы. Соленосные отложения

распространены в южной части Сибирской платформы, на месопотамском склоне Аравийского щита, в заливе Малых Гималаев (Соляной кряж). Доломиты и красноцветы имеют еще более широкий ареал. Они, так же как и рифогенные водорослево-археоциатные известняки, накапливались во всех эпиконтинентальных бассейнах Евразии.

В распределении красноцветов и галогенных отложений не обнаруживается определенной географической локализации, связанной с климатической поясностью. Создается впечатление, что они накапливались всюду, где были благоприятные палеогеографические и тектонические условия; климатом же их образование нигде не ограничивалось. Таким образом, литологический состав отложений свидетельствует о том, что климат в первой половине кембрия на всем евразийском пространстве был жарким и засушливым. Термические контрасты высоких и низких широт отсутствовали.

В позднем кембрии накопление галогенных осадков почти прекратилось, уменьшилась роль в седиментационном процессе доломитов, резко сократилось рифообразование, вместе с тем возросло поступление в седиментационные бассейны терригенного материала. Все это говорит о том, что климат в конце кембрия стал менее засушливым, возросло количество атмосферных осадков, а вместе с ними увеличился поверхностный сток и усилилась денудация материков.

С изменением климатических условий в направлении общей гумидизации совпал важный сдвиг в составе фауны морского мелководья: началось вымирание организмов, строящих рифы (археоциаты), и наступил расцвет групп, обитавших в зоне накопления терригенных илов (трилобиты). Широтной зональности органического мира в кембрии не было, что также доказывает отсутствие термических контрастов между полярными и экваториальными областями. Различия же между Атлантической и Тихоокеанской зоогеографическими областями, выделяемыми для кембрия, связаны не с климатом, а с палеогеографическими барьерами, затруднявшими обмен фаунами между западной и восточной группами морских бассейнов.

**Ордовик.** Климат в ордовике продолжал оставаться жарким, что следует из повсеместного распространения известняков — осадков теплого моря. Известняки, если не целыми толщами, то пачками среди терригенных осадков, встречаются в ордовикских разрезах всех областей Евразии, включая и Верхоянско-Колымский край. Следовательно, и в ордовике все моря независимо от их географической широты были теплыми.

Доломиты, обычные в фациях эпиконтинентального мелководья, и красноцветы, постоянно присутствующие среди отложений континентальных бассейнов и прибрежных зон, свидетельствуют о жарком и периодически засушливом климате ордовика. Кстати, и эти осадки — индикаторы засушливых условий — в своем распространении не обнаруживают определенной географической приуроченности: они встречаются в различных частях евразийского пространства — от Северной Земли до Индокитая и от западных районов Русской платформы до Тихоокеанского побережья.

В ордовике вся фауна беспозвоночных была тепловодной. Различий в ее составе, связанных с поясной дифференциацией климата, не устанавливается.

Таким образом, повсеместное распространение литогенетически однотипных осадков и фаунистических комплексов позволяет заключить, что климат в ордовикском периоде по-прежнему оставался изотермическим.

В позднеордовикскую эпоху аридизация климата усилилась, в связи с чем расширились ареалы красноцветов и доломитов и интенсифицировалось накопление рифогенных известняков из остатков табулят, водорослей и строматопоройд.

**Силур.** Однообразие термического режима, судя по всесветному размещению известняков и теплолюбивых фаун, сохранялось и в силуре. Широко распространенные замковые брахиоподы и настоящие кораллы, которые позже, в эпохи дифференцированного климата, не выходили за пределы тропического пояса, дают основание считать, что изотермический климат этого периода был близким современному тропическому.

В течение силурийского периода климат претерпел эволюцию в направлении возрастающей сухости. В лландовери он был гумидным: среди отложений этого яруса мало известняков, но очень распространены черные глинистые сланцы с остатками граптолитов, накапливавшиеся, как полагают, в прибрежной зоне при значительном притоке пресных вод. Вспышка карбонатного осадконакопления в венлоке, очевидно, была связана с нарастанием общей сухости, уменьшением притока речных вод и усилением прогрева морского мелководья. В лудлове климат достигает уже высокой степени аридизации. В регрессирующих эпиконтинентальных и геосинклинальных бассейнах получают распространение красноцветы, сопровождаемые доломитами и гипсами (Тунгусская синеклиза, Тянь-Шань, Тува, Западная Монголия и Забайкалье, Куэнь-Лунь и др.).

**Девон.** Аридизация, начавшаяся во второй половине силура, достигла максимума в раннем девоне, когда область накопления красноцветов, доломитов и гипсов распространилась на преобладающую часть Европы и Азии, до Северной Земли и бассейна Индигирки включительно. Проявляющиеся в этой гигантской аридной области девонские угли Тимана, Центрального Казахстана и Кузбасса и бокситы восточного склона Урала и Салаира, вероятно, не были связаны с какой-то особо влажной зоной, как предположил Н. М. Страхов [1960], а возникли под влиянием горного рельефа, которым в то время обладали каледонские сооружения.

Аридный климат, по-видимому, не затрагивал Северо-Восточной Азии, на территорию которой красноцветы и галогенные отложения не распространяются, и где, наоборот, отмечены железные руды, являющиеся индикаторами влажных условий.

Южные области Евразии: Альпийская Европа, Индия, Индокитай, Южный Китай, Зондский архипелаг — находились в зоне жаркого влажного климата, свидетельством чего служат широкое распространение вокруг местных массивов суши светлых кварцитов, образовавшихся из остаточного продукта глубокого химического выветривания (кварца), постоянное присутствие в этих толщах прослоев железистых пород и руд, частые находки среди девонских пестроцветов растительных остатков, а местами прослоев угля (Южный Китай).

Проявление аридного климата в девоне было одним из самых грандиозных в истории Земли. О его масштабах говорят колоссальные площади, охваченные в Евразии аридизацией, и огромные ареалы и объемы девонских отложений, связанных с засушливым климатом (красноцветы, доломиты, гипсы, соли). Значительной была и степень аридизации Северной Евразии. Она получила отражение в ряде литологических особенностей девонских красноцветов: частом

присутствии кварцево-аркозовых разностей, большом распространении пролювиальных фаций и др.

С аридизацией климата в лудловском веке силура и раннем девоне связан упадок групп организмов, обитавших в зоне мелководья (трилобиты), и полное вымирание граптолитов. Вместе с тем аридный климат вызвал прогресс организмов-рифообразователей: четырехлучевых кораллов, мшанок, морских лилий. В это время остракоды, филлоподы, некоторые группы двустворок (в прошлом морские) начали освоение внутриконтинентальных водоемов.

Во второй половине девона на климат несколько смягчается: уменьшается относительная роль карбонатных пород в разрезах, суживается ареал красноцветов, и вместе с тем учащаются отложения с растительными остатками и углепроявлениями. В конце девона степень аридности отложений повсеместно уменьшается.

Климат девона по всей Евразии был тропическим. На это указывает повсеместное распространение известняков, а также теплолюбивых фаун и флор при отсутствии каких-либо признаков широтной биогеографической зональности\*.

**Карбон.** Климат первой половины периода был влажным. Фауна и флора, а также континентальные осадки этого возраста почти повсеместно представлены гумидными типами. Аридность климата в Северной Евразии резко ослабевает; красноцветное осадконакопление сохранилось лишь в северной части Фенно-Сарматии, Тоболии, Южной Ангариде и Западной Сино-Гобии. Красноцветы нижнего карбона почти не содержат извести и постоянно несут остатки растений. Таким образом, и они являются осадками гумидного климата, но не равномерно влажного, а прерывавшегося кратковременными периодами засухи.

Красноцветы аридного типа с солями и гипсами развиты лишь в Южном Казахстане и Центральном Тянь-Шане, где периоды засухи, очевидно, были более продолжительными и испарение в целом преобладало над увлажнением. В Ангариде ослабление аридности климата выразилось в увеличении объемов терригенного осадконакопления и соответствующем сокращении карбонатной седиментации. К югу от области распространения красноцветов климат был равномерно влажным, благоприятствовавшим развитию пышной растительности и формированию угленосных отложений.

Однообразии раннекарбоновой растительности и фауны, сохраняющееся по всей планете, указывает на то, что и в это время климат оставался изотермичным. Предполагают, что климат раннего карбона был сходен с современным климатом влажных тропиков. Такая аналогия основывается как на общем составе раннекаменноугольной растительности, ряд семейств которой, в частности древовидные папоротники, и ныне произрастают в лесах влажных тропиков, так и на различных анатомических особенностях растений этого возраста, в том числе на широком распространении у них каулифлории (формирование плодущих органов из ствола и толстых сучьев), на крупных размерах тканевых клеток, значительном развитии сердцевины и коры при слабом развитии древесины, на обильной волосистости растений и др.

\* В верхнем девоне Южной Америки, отчасти Южной Африки, находившихся вблизи Южного полюса того времени, распространены тиллитоподобные породы, которые связывают с оледенением [Schwarzbach, 1961].

В среднем карбоне климат дифференцируется. Появление тунгусской флоры фиксирует установление в Северной Евразии теплоумеренного (квазитропического) климата. Ему уже были свойственны сезонные различия: многие дресины кордаитов обнаруживают годичные кольца роста, явно связанные с зимними понижениями температуры, а не с сезонными колебаниями влажности, поскольку Тунгусская область отличалась интенсивным угленакоплением, требующим обильных атмосферных осадков в течение всего года.

Тропический климат с теплолюбивой флорой, по составу не отличавшейся от раннекаменноугольной, сохраняется только в низких широтах. По термическому режиму климат Северной Евразии (бореальная область) еще оставался очень близким к тропическому. На это указывают слабые, больше количественные, чем качественные, различия фаун беспозвоночных и присутствие в разрезах карбонатных осадков, а также глауконита, современный ареал которого не выходит за пределы январской изотермы  $0^{\circ}\text{C}$ . Вместе с тем бореальный климат второй половины карбона не имел субтропического характера, поскольку на формирование современного аналогичного климата большое влияние оказывают воздушные массы умеренной и арктической зон, которые в карбоне еще не существовали.

Одновременно с похолоданием изменилось положение аридной области, очаг которой теперь переместился в пределы Фенно-Сарматии и Южной Тоболни. Усиливается общая аридизация климата, достигшая максимума к концу периода. Но в целом и во второй половине карбона доминировал океанический климат, в сфере влияния которого находились почти вся Тунгусская область, а также западно-европейский и восточно-азиатский фланги Вестфальской области. Свидетелями исключительно обильного увлажнения в этих областях являются огромные объемы континентального аллювия и высокое содержание в параличских толщах угольных пластов.

В самом конце карбона на территории Индостана наступило похолодание, приведшее к небольшому оледенению, проявившемуся в основном уже в ранней перми. Причина оледенения не выяснена. Одни ученые считают, что в период оледенения Индийская платформа входила в состав Большой Гондваны, располагавшейся в районе Южного полюса. Другие допускают возможность «автохтонного» оледенения в результате резко возросшей высоты отдельных блоков платформы, на поверхности которых атмосферные осадки выпадали преимущественно в твердом виде, а летнее таяние их полностью не уничтожало, что и привело к росту ледников. Вероятность значительного подъема отдельных блоков Индостана подтверждается большой мощностью континентальных отложений в гондванских грабенах. Любопытно, что расчеты теплового баланса и термического режима гипотетического экваториального оледенения, выполненные М. И. Будыко [1964], показали возможность развития оледенений в тропической зоне.

В современных условиях Южного полушария (преимущественно океанического) накопление льдов на высоте около 2000 м возможно уже у границы тропиков. Пермо-карбоновые оледенения Индии, действительно, могли проявиться в условиях теплого климата; подтверждением служит стратиграфический разрез ледниковой серии и вышележащих осадков: талчирский тиллит покрывается гравелитами и песчаниками Карабари, несущими скудные остатки глоссоптерисовой флоры, которые выше сменяются угленосными песчано-

глинистыми отложениями баракарского горизонта, заключающего остатки теплолюбивых (тропических) растений, амфибий и рептилий, а в морских про- слоях — остатки продуктид.

**Пермь.** В ранней перми климат продолжал утрачивать изотермичность и приобретать широтную зональность. На севере Евразии складывается тепло- умеренный (ослабленный тропический) климат, индикаторами которого яв- ляются специфическая тунгусская флора и бореальная фауна беспозвоночных, уже не содержавшая фузулинид, табулят, сифонниковых водорослей и ряда других групп, нуждающихся в насыщенных известью водах теплого моря. Тро- пический климат с вестфальской флорой, теплолюбивой морской фауной, вклю- чившей рифообразователей, и интенсивным карбонатным осадконакоплением сохранялся только в Европе и Южной Азии.

Начиная с кунгурского века происходит энергичная аридизация климата, проявившаяся в основном в пределах тропической области. В раннепермскую эпоху аридная область существовала на территории Европы (за исключением Печорского бассейна), Казахстана, Передней и Средней Азии, Аравийского полуострова. Флора здесь постепенно лишалась влаголюбивых (вестфальских) элементов, обогащалась хвойными и птеридоспермами, при этом лесной тип ра- стительности сменялся ксерофильным редколесьем. Среди отложений конти- нентальных бассейнов аридной области исключительное распространение получили красноцветы, а в ее эпиконтинентальных морях, испытывавших регрессию, — органогенные и оолитовые известняки, доломиты, гипсы и соли.

За пределами аридной области господствовал океанический климат, благо- приятствовавший интенсивному угленакопленению, требующему, как известно, избыточного увлажнения.

Особое положение в системе климатической зональности занимал Индо- стан, и в ранней перми продолжавший испытывать влияние прохладных воздуш- ных масс. Ледяные покровы Аравийского полуострова и Восточных Гат пере- шли в пермь и сохранялись до артинского века. Древесины пермских кордаитов Индостана, как и Ангариды, обнаруживают годовичные кольца роста, дающие основание предполагать существование на этих материках климата с отчетливо выраженными сезонными изменениями.

В течение позднепермской эпохи аридизация климата нарастала: расширя- лась область его проявления и возрастала степень пустынности. Аридное красноцветное осадконакопление приходит на смену угленосным осадкам в Во- сточном Казахстане и юго-восточных районах Западной Сибири, в Южной Мон- голии и Северном Китае. Соответственно сузился пояс угленакопления, а в са- мом конце перми угленакопление в Евразии почти полностью прекратилось.

Пермский период был одним из самых жарких в палеозое. На это, в ча- стности, указывают определения содержания калия в абсорбированном ком- плексе из пермских отложений Арктического бассейна, которые провели Н. С. Спиро и И. С. Грамберг (1960). Жара пермского периода, в отличие от карбоновой, была сухой, причем сухость климата в течение перми нарастала. Об этом свидетельствует эволюция литогенетических типов аридной области, выражающаяся в постепенной смене вверх по разрезу бескарбонатных, почти олигомиктовых красноцветов карбонатными, содержащими много аркозового материала; в усилении рифообразования и галогенеза, изменении количествен- ных соотношений аллювиальных и пролювиальных фаций в направлении воз-

растания последних, постепенном исчезновении растительных остатков и еще большей их ксерофильности.

**Некоторые особенности климата палеозоя.** Климат раннего и среднего палеозоя был в общем изотермическим. Широтная термическая зональность, с тропической и бореальной областями, наметила лишь во второй половине карбона и ясно обозначилась только в перми. Поэтому все основные изменения климата палеозоя были связаны главным образом с колебаниями влажности и имели характер чередования аридных и гумидных фаз. В аридные фазы засушливая зона, постоянно существовавшая в западной части материка, резко расширялась за счет смежных районов гумидных областей, а в гумидные фазы, наоборот, области влажного климата в значительной мере поглощали засушливую зону.

192 Первая аридная фаза послерифейской истории приходится на ранний кембрий. Климат этого времени был жарким и засушливым, что доказывается чрезвычайно широким распространением красноцветов карбонатного типа, доломитов, гипсов, каменной соли, а также рифогенных известняков. В дальнейшем климат смягчается и в раннем — среднем ордовике становится умеренно гумидным. Разрезы нижнего и среднего ордовика отличаются слабым развитием доломитов и красноцветов и вместе с тем присутствием в породах больших концентраций растительного углерода. На позднеордовикскую эпоху приходится аридный максимум второго порядка, с которым были связаны некоторое увеличение ареалов накопления красноцветов и доломитов и очередная вспышка рифообразования.

Первая половина силура характеризовалась гумидным климатом, о чем можно судить по отсутствию в ее толщах красноцветов и галогенных отложений и необычайно широкому распространению черных глинистых сланцев с остатками граптолитов, обитавших в водах морского мелководья, сильно опресненных континентальным стоком. Максимум гумидности этой фазы, пришедшийся на лландоверийский век, был самым значительным в первой половине палеозоя.

С лудлова начинается вторая крупная аридная фаза послерифейской истории, такая же значительная, как и раннекембрийская. Максимум аридности второй фазы пришелся на раннедевонскую эпоху, в течение которой снова на больших пространствах накапливались красноцветы и резко сократилось содержание в осадках органического углерода.

Со среднего девона климат начинает смягчаться. Ареалы красноцветов резко суживаются, учащаются находки растительных остатков, появляются прослойки каменного угля. Гумидизация климата нарастала в течение позднедевонской эпохи и достигла максимума в раннем карбоне, который был самой гумидной эпохой палеозоя. Однообразная, тропического облика флора этой эпохи убедительно свидетельствует о жарко-влажном климате, более или менее равномерном по всей Евразии.

До кунгурского века ранней перми климат был в общем влажным, поскольку преобладающим в это время являлся гумидный тип осадконакопления. С кунгурского века отмечаются расширение аридной области и соответственно сокращение гумидного осадкообразования, в частности угленакопления. Эта третья крупная аридная фаза охватывала позднюю пермь и преобладающую часть триаса. Ее максимум относится к среднетриасовой эпохе, когда аридная область распространялась едва ли не на все евразийское пространство.

Климат палеозоя отличало высокое содержание в атмосфере пароводы и углекислого газа. Даже в аридные фазы сохранялась сильная облачность, испарение было пониженным, поверхностный сток достаточно интенсивным. В этом нас убеждает своеобразный тип палеозойских красноцветов, отличающийся преобладанием аллювиальных фаций, часто сопровождаемых бассейновыми. В аридных областях палеозоя испарение преобладало над атмосферным увлажнением, но, по-видимому, незначительно. В палеозое при температуре в среднем 30—32° С и влажности близкой к 100% равновесие испарения и увлажнения находилось в пределах 850—900 мм/год. Таким образом, годовые суммы атмосферных осадков в аридном типе климата палеозоя, вероятно, составляли 600—800 мм.

Углекислый газ в палеозое, особенно в его первой половине, когда растительность была развита слабо и накопления гумуса были невелики, являлся наиболее важным агентом выветривания. Он сообщал природным водам кислую реакцию, повышал их агрессивность. С течением времени содержание углекислого газа в атмосфере сокращалось в результате связывания его в карбонатных осадках и захоронения последних в складчатых толщах растущих континентов.

В связи с высоким содержанием паров воды и углекислого газа «тепличный эффект» палеозойской атмосферы был выше, чем в мезозое и кайнозое, а следовательно, и температура ее приземных слоев была больше. Континентальность климата в палеозое была слабее, чем в мезозое и кайнозое, так как поверхность океана тогда была обширнее и теплее, испарение больше и влажность воздуха выше. Отсутствие термических контрастов между полюсами и экватором не способствовало развитию меридиональной циркуляции. Этот тип атмосферной циркуляции начинается в позднем палеозое, когда стала складываться термическая зональность.

На рубеже палеозоя и мезозоя произошла одна из самых значительных перемен в органическом мире. Многие палеонтологи (Н. Н. Яковлев, Г. Шиндевольф и др.) считают основной причиной этих изменений климатический фактор. Так, по мнению А. Фишера [1964], смена фаун была вызвана резкой аридизацией климата, сопровождавшейся сильным опреснением океана в результате колоссальной высадки солей в эпиконтинентальном мелководье и уменьшения поступления солей с суши.

По представлениям других ученых (Шкловский, Красовский и др.), причиной крупных перемен в органическом мире явилось увеличение радиации, непосредственно воздействовавшей на организмы и влиявшей на их наследственную основу. Обновление органического мира сопровождалось сокращением численности популяций ранее господствовавших групп, сужением их адаптации и деградацией, иногда с возвратом давно утраченных особенностей организации [Руженцев, 1965].

## МЕЗОЗОЙ

**Триас.** В раннем и среднем триасе происходило дальнейшее (после перми) нарастание засушливости, ксеротермичности и континентальности климата. Максимум аридизации климата в течение этой фазы пришелся на среднетриасовую эпоху, когда материковый тропический климат распространялся на

преобладающую часть континента, достигая низовьев Оби, истоков Лены и районов Восточно-Китайского моря.

Муссонный и океанический климаты с обильными атмосферными осадками удерживались лишь на восточной окраине континента — в пределах Колымской области, Чукотки, Камчатки, Сахалина, Приморья, Японии и Юго-Восточной Азии (кроме долины Иравади и плато Корат).

Термический режим на всем пространстве материка, за исключением лишь Северо-Восточной Азии, был тропическим. Поток солнечной радиации, достигавшей Земли, хотя и был значительным, но радиационный баланс в это время едва ли мог быть максимальным, так как много тепла отражалось оголенной поверхностью опустыненного континента в виде так называемого эффективного излучения. Из всех видов атмосферной циркуляции большую роль играла муссонная, связанная с контрастами теплоемкости пустынного материка и океана.

194

Атмосфера триаса, еще близко напоминавшая палеозойскую, отличалась высоким отношением  $\text{CO}_2 : \text{O}_2$  вследствие слабого развития процессов фотосинтеза, мало осваивавшего углекислый газ и столь же слабо продуцировавшего свободный кислород. К тому же углекислый газ в значительном количестве мог поступать в атмосферу с продуктами вулканической деятельности, которая в триасе имела огромное развитие. Относительно высокое парциальное давление углекислого газа способствовало интенсивному (при данных условиях увлажнения) выветриванию и повышало растворимость в морской воде карбонатов.

В позднем триасе сокращалась площадь материкового тропического климата. К концу эпохи он сохранялся только на территории Южной Европы, Аравийского полуострова и Передней Азии, да и то в ослабленном виде. Соответственно расширились области океанического климата.

Квазитропический режим теперь распространялся на всю Сибирь и восточное побережье Азии до Хоккайдо. Потери тепла, связанные с отражением части солнечной радиации земной поверхностью, судя по характеру происходивших изменений (развитие растительного покрова, увеличение облачности), уменьшились.

**Юра.** В рэтском веке триаса, раннюю и среднюю эпохи юры климат повсеместно гумидизируется. Аридная область почти исчезает. Океанический климат достигает максимального развития, распространяясь на северо-восточную и юго-восточную части Евразии. Лишь на территории Южной Европы, Аравийского полуострова и Передней Азии, обладавших в триасе экстрааридным климатом, равномерное увлажнение сменилось сезонным и несолько убьло общее количество атмосферных осадков (годовая сумма 1000—1200 мм). На северо-востоке возникает собственно бореальный климат.

Вследствие мощного развития облачного покрова возросло альбедро Земли. Но радиационный баланс, по-видимому, существенных изменений в связи с гумидизацией климата на претерпел, так как одновременно уменьшились потери тепла в результате длинноволнового излучения Земли.

Состав атмосферы в юре должен был измениться в направлении уменьшения отношения  $\text{CO}_2 : \text{O}_2$  вследствие возросшей интенсивности фотосинтеза.

В поздней юре наступает новая фаза аридизации с максимумом в оксфорде — кимеридже. Область материкового тропического климата снова распространяется на преобладающую часть Евразии, но далеко не достигает интен-

сивности ранне-среднетриасовой фазы. Отмечается значительное продвижение светолюбивой растительности (цикадофиты, хвойные — брахифиллум и пагифиллум) к северу. В восточных секторах материка усиливается муссонная циркуляция атмосферы.

**Мел.** В неокоме аридизация климата Евразии усиливается еще больше. Экстрааридный климат кроме Южной Европы, Аравийского полуострова и Ирана снова распространяется на Среднюю и Центральную Азию, а умеренно аридный достигает средних районов Западно-Сибирской низменности, верховьев Амура и Южной Японии. В связи с таким расширением сферы материкового тропического климата светолюбивые растения еще дальше, чем в юре, продвинулись к югу.

С неокомским аридным максимумом совпала смена мезозойской растительности — появление и быстрое расселение покрытосеменных, постепенно вытеснивших голосеменные. Очевидно, в неокоме климат стал более солнечным, облачный покров более тонким и редким, содержание паров воды и углекислого газа в атмосфере уменьшилось (последнего в связи с более интенсивной фотосинтетической деятельностью покрытосеменных). Тепличный климат, характерный для палеозоя и в некоторой мере сохранившийся при господстве голо-семенной флоры в мезозое, постепенно разрушается, сменяясь дифференцированным климатом с сезонными и межзональными контрастами. Тенелюбивые растения раннего и среднего мезозоя, не терпевшие больших колебаний температуры, вытесняются покрытосеменными, которые лучше приспособлены к солнечному и контрастному климату.

В неокоме отчетливее становятся различия климатов западной и восточной частей Евразии, находившихся под влиянием Атлантического и Тихого океанов. Особенно заметны эти различия на процессах выветривания и аутигенного минералообразования, получившего в западной части латеритовое, а в восточной — сиаллитовое направление.

В конце апта — альбе наступила очередная гумидная фаза, сопровождавшаяся некоторым похолоданием и смещением изотерм к югу. Океанический и муссонный климаты снова распространяются на северную, северо-восточную и юго-восточную части материка, оттеснив сферу умеренно аридного климата в пределы Центральной, Средней и Передней Азии, а экстрааридный климат ограничивается территорией Аравии и Юго-Западного Ирана.

В позднем мелу (после сеномана) климат Евразии опять подвергается аридизации и еще больше дифференцируется в термическом отношении. Зона собственно бореального климата (среднегодовые температуры 17—12° С) распространяется к югу от верховьев Волги, Прибалхашья, Северо-Восточного Китая, Приморья и Хоккайдо. Собственно тропический пояс отступает за герцинские массивы Средней Европы, Кавказ, Куэнь-Лунь и Шаньдун. Возможно, что в это время на крайнем Северо-Востоке Азии устанавливается умеренный климат.

Влажность воздуха и облачный покров над материком уменьшаются; количество атмосферных осадков сокращается даже в областях муссонного и океанического бореального климатов. Зона избыточного увлажнения (с интенсивным углекислотным накоплением) отступает за Верхоянье в бассейн Амура и к островным архипелагам. Экстрааридная область снова охватывает всю Центральную Азию и часть Центрального Китая. Усиливаются солнечность климата

и все виды атмосферной циркуляции: муссонная, пассатная, циклоническая.

Заключительная фаза изменений общего климата в мезозое, выразившаяся в дальнейшем иссушении и похолодании и в усилении солнечности, прищлась на конец маастрихта — датский век. С нею совпало великое вымирание динозавров на суше и многих распространенных в мезозое групп беспозвоночных (аммониты, белемниты, иноцерамы, рудисты и др.) в морях. На севере и северо-востоке Евразии температура понижается еще больше, одновременно уменьшаются атмосферные осадки. Содержание паров воды и углекислого газа в атмосфере достигло минимума за весь мезозой. С уменьшением их концентрации должно было снизиться атмосферное давление.

В общем климаты мезозоя еще были малодифференцированными. Вследствие уменьшения содержания в атмосфере паров воды и углекислого газа — главных поглотителей длинноволнового излучения — температура воздуха у земной поверхности несколько понизилась. Мезозойский климат в сравнении с кайнозойским был существенно теплее лишь в полярных областях.

196

Основная климатообразующая роль по-прежнему принадлежала радиационным условиям, свойственным тропическому климату; роль циркуляционных процессов: меридионального переноса, фронтогенеза, циклонической деятельности, свойственных климатам умеренному и субтропическому, была ничтожной.

География климатов мезозойской Евразии уже была близка современной. Юго-западную и центральную части материка занимала аридная область, к северу от нее простиралась область равномерного увлажнения при пониженном термическом режиме, а на юго-востоке — область влажного тропического климата. Эта устойчивость плана климатической зональности мезозоя говорит о постоянстве основных климатообразующих факторов и циркуляционных процессов, об устойчивости главных географических закономерностей тепло- и влагообмена атмосферы с земной поверхностью. Характер природных процессов, протекавших в мезозое (выветривание, осадконакопление, условия существования растительности и др.), показывает, что качественное воздействие климата на земную поверхность тогда было в общем таким же, как в настоящее время.

**Термический режим.** В мезозойской Евразии отсутствовали значительные различия между низкими и высокими широтами и имели место слабые сезонные колебания. Распределение тепла на территории материка было более равномерным, чем в настоящее время.

В мезозое существовали лишь два термических типа климата: тропический и бореальный. Первый распространялся на южную и юго-западную части материка, второй — на северо-восточные области. Тропический климат мезозоя близко напоминал соответствующий климат нашего времени. Бореальный же представлял особый тип, не имеющий аналога в современных климатах. Нам он представляется как ослабленный тропический климат, отличавшийся от современного субтропического тем, что в нем не было прохладного зимнего сезона, связанного с вторжением относительно холодных масс из областей умеренного климата, которого в мезозое практически не существовало.

Тропический климат мезозоя, подобно современному, отличался обильной в течение всего года инсоляцией и постоянно высокими температурами. Средне-

месячные температуры, как и ныне, не выходили за пределы 28—25° С, что вытекает из тождества природных процессов в тропиках мезозоя и кайнозоя (одинаковые минеральные образования, экологические типы растительности и животных). Это же подтверждается и данными изотопной палеотермии, совпадающими с температурными показателями современного тропического климата.

В бореальном климате вполне определенно устанавливаются три термические градации: почти тропический (квазитропический), с интервалом среднегодовых температур от 24 до 22° С; ослабленный тропический, с интервалом 21—18° С; теплоумеренный, 17—12° С. Эти три градации внетропического климата прослеживаются главным образом по межзональным изменениям морских фаун и растительности суши, реагирующих на термический режим более чутко, чем литологические процессы.

Почти тропический климат совмещается с южной подзоной морских и смешанных фаун, стлечающейся преобладанием тропических элементов, а на суше — с зоной смешанных цикадофито-хвойно-гинкговых лесов. Ослабленный тропический климат выделяется по северной подзоне смешанных морских фаун, для которой характерно преобладание менее теплолюбивых элементов, а на суше — по подзоне хвойно-гинкговых лесов, отличающейся существенным участием цикадофитов. Теплоумеренный климат приписывается области развития типичной бореальной фауны и хвойно-гинкговых лесов с единичными цикадофитами в подлеске.

Сравнительное изучение природной зональности различных эпох триаса, юры и мела указывает на последовательно происходившую дифференциацию термического режима Евразии (и планеты в целом) и на усиление его контрастности. В связи с возрастающей контрастностью термического режима расширялась циркуляционная зона, усиливались циклонические процессы и начали намечаться сезонные различия, в результате чего к концу мезозоя бореальный климат несколько приблизился к субтропическому. В бореальном климате химическое выветривание зимой настолько ослабевало, что из круглогодичного оно становилось сезонным. Это нашло отражение в смене олигомиктовой формации, свойственной тропическому и квазитропическому климатам, мезомиктовой формацией, отвечающей теплоумеренному климату.

**Атмосферные осадки.** Основное разнообразие климатов мезозойской Евразии все же было связано не с изменениями термического режима, а с особенностями распространения на ее территории атмосферных осадков. По объему и типу увлажнения на территории мезозойской Евразии выделяются следующие климатические области: океанического тропического климата (Юго-Восточная Евразия), материкового тропического (Юго-Западная и Центральная Евразия); океанического бореального (Северо-Восточная Евразия). Границы этих областей периодически смещались в связи с чередованиями гумидных и аридных климатов.

Рельеф земной поверхности, на которой в мезозое не было высоких хребтов, мало влиял на атмосферную циркуляцию и географию климатов. Поэтому в мезозое не было такой пестроты в распределении атмосферных осадков, как в неогене и антропогене, и таких крайних значений годовых сумм осадков, как 0—100 мм в современных пустынях и более 3000 мм на склонах современных хребтов, стоящих на пути океанических муссонов.

Атмосфера мезозоя содержала больше паров воды и углекислого газа и обладала более сильным тепличным эффектом в сравнении с атмосферой кайнозоя. Отношение  $\text{CO}_2 : \text{O}_2$  периодически изменялось, возрастая в аридные фазы и убывая в гумидные. Но в общем парциальное давление углекислого газа в мезозойской атмосфере неуклонно снижалось.

В связи с колебаниями состава атмосферы изменялось удельное значение основных агентов выветривания. В раннем мезозое на эти процессы огромное влияние оказывало присутствие в атмосфере больших количеств углекислого газа, а в позднем мезозое возросла роль свободного кислорода и органических кислот.

Наряду с периодическими изменениями (аридные и гумидные фазы) имела место направленная эволюция климата, выразившаяся в общем иссушении климата материка, похолодании и усилении солнечности. Наиболее динамичным климатом отличалась Северная Евразия; к ней приурочиваются основные изменения термического режима и характера увлажнения, происходившие на протяжении мезозойской эры. На климат Евразии, как и ныне, преимущественное влияние оказывал Атлантический океан. Воздействие Тихого океана и морей Юго-Восточной Азии не распространялось дальше Восточной Сибири, Таримского бассейна и Индостана.

198

### КАЙНОЗОЙ

В развитии кайнозойского климата Евразии намечаются два основных этапа: ранне-среднепалеогеновый и позднепалеоген-неогеновый. Первый охватывает палеоцен, эоцен и ранний олигоцен, второй — поздний олигоцен и неоген.

**Ранний — средний палеоген.** Климат Евразии в термическом отношении был сравнительно однородным, мало отличавшимся от мезозойского. Южная половина материка характеризовалась тропическим и квазитропическим климатом, а северная — ослабленным тропическим и теплоумеренным. Разница среднемесячных температур января самых северных участков Евразии (Арктическое побережье Сибири) и самых южных (Индостан, Индонезия) не превышала  $20^\circ \text{C}$ , тогда как сейчас она достигает  $65^\circ \text{C}$ . При таком относительно равномерном термическом режиме больших горизонтальных градиентов давления и различий в физических свойствах воздушных масс над территорией Евразии и омывающими ее океанами не могло быть. Поэтому в первой половине кайнозоя все циркуляционные процессы, в том числе муссонная и циклоническая деятельность, были все еще слабыми.

По положению природных зон раннего и среднего палеогена можно заключить, что основные климатические пояса проходили значительно севернее, чем теперь; соответственно были сдвинуты к северу и межзональные циркуляционные процессы. Тропик Рака в Европе проходил тогда приблизительно на  $20^\circ$  севернее его современного положения, поэтому тропическая область низкого атмосферного давления, связанная с сильным нагреванием континента, соответственно располагалась севернее, охватывая всю Переднюю Азию и бассейны современного Средиземного моря, где климат в течение всего года был жарким и сухим, хотя и не в такой степени, как современный аравийский или сахарский.

Летом температура в этой области достигала 30—35° С, а зимой, вероятно, не падала ниже 10° С. Засуха была продолжительной; испарение в общем преобладало над атмосферными осадками. Поэтому даже на юге Европы (Испания, Италия, Греция) и в Малой Азии широкое распространение получили соленосные и гипсоносные отложения. Зона засушливого тропического климата с такими отложениями временами распространялась до Парижского бассейна и Рейнского грабена.

В Центральной Азии лето также было жаркое, зима умеренно теплая; сухой континентальный воздух господствовал в ней в течение всего года. Небольшие атмосферные осадки (300—500 мм?) выпадали зимой в западных районах и летом в восточных (по аналогии с современным климатом). Испарение, во много раз превосходившее увлажнение, было причиной широкого распространения здесь аридных гипсоносных красноцветов, лишенных флористических остатков, за исключением единичных находок оазисной и галерейной растительности.

Субтропические максимумы давления, сопряженные с тропическим минимумом Средиземноморья и Центральной Азии, в палеоцене, эоцене и раннем олигоцене располагались севернее, чем ныне. В сфере их влияния находились Южная и отчасти Средняя Европа, юг Сибири до Амурского бассейна включительно; как и в настоящее время, эти максимумы атмосферного давления меняли свое положение по сезонам. Летом они предельно выдвигались к северу, а зимой отступали к югу, что было причиной сезонных различий климата в этой зоне. Так как воздушные массы субтропических максимумов обладают большой сухостью и сильно разогреты, лето в области их проявления бездождевое и жаркое, зима же вследствие вторжения воздушных масс теплоумеренной зоны мягкая, с осадками. Сухость лета затрудняла вегетацию растений и тем самым способствовала распространению по всей Южной и отчасти Средней Европе, Казахстану и Южной Сибири ксерофильных узколистных формаций (на плакорах).

На территории Северной Европы и Северной Сибири усиливалось влияние воздушных масс умеренной зоны, находившейся в палеогене вне материка (в пределах Арктического бассейна). Появление в области герцинских массивов Европы и на Среднем Урале богатых лесов из разнообразных влаголюбивых широколиственных пород и теплолюбивых хвойных (секвойя, таксодиум, зонтичная сосна и др.) — свидетельство того, что континентальность климата, связанная с сезонным режимом выпадения осадков, ослабевала, увлажнение приближалось к равномерному.

Наконец, на самом севере Сибири и на северо-востоке материка признаки сезонных различий в выпадении атмосферных осадков, судя по составу растительности и продуктов выветривания (глинистые коры), совершенно исчезают. Вместе с тем начинает сказываться термическая (соляная) зональность, заметная по поведению вечнозеленых растений, которые постепенно переходят в подлесок и становятся менее разнообразными, чем в районах, расположенных южнее.

Климат восточных берегов Евразии (Камчатка, Сахалин, Япония) уже в раннем палеогене обладал чертами муссонного, о чем свидетельствуют преимущественно сиаллитовое выветривание, угленосность отложений и обильные остатки разнообразной влаголюбивой растительности. Атмосферные осадки

здесь достигали 1000—2000 мм/год, причем распределение их по сезонам было противоположным средиземноморскому — главная масса осадков выпадала летом. Поэтому лето восточного побережья Евразии было влажное, умеренно жаркое (22—24° С), зима относительно сухая, прохладная (6—10° С). Обильные летние осадки способствовали энергичной вегетации и развитию роскошных влажных лесов: и широколиственных, и разнообразных таксодиевых, при участии (в нижнем ярусе) вечнозеленых растений.

В Юго-Восточной Азии климат был жарко-влажным, не дифференцированным на сезоны. Его отличали ровный годовой ход температуры, высокое влагосодержание воздуха, обильные осадки (2000—2500 мм/год), что благоприятствовало буйному развитию растительности, находившей в этих областях оптимальные условия для своего существования. Большая затрата тепла на испарение в условиях постоянной и обильной влажности исключала высокий разогрев воздуха, температура которого (по аналогии с современным климатом) здесь держалась, по-видимому, на уровне 28—26° С.

200

В общем климат палеогена на территории Евразии по-прежнему оставался слабо дифференцированным, особенно в отношении термического режима. До раннего олигоцена включительно вечнозеленая растительность и ферриаллитовое выветривание распространялись до высоких широт.

Природная зональность палеогена по местоположению и конфигурации зон мало отличалась от позднемезозойской, следовательно, общая система циркуляции атмосферы над Евразией, которую определяет природная зональность, плана своего на границе мезозоя и кайнозоя не меняла. Все изменения климата (похолодание и континентализация) происходили в кайнозое на фоне этой принципиально неизменной картины природной зональности, т. е. при постоянстве общей системы атмосферной циркуляции.

В связи с тем что рельеф Евразии в палеогене был сравнительно плоским, влияние его на циркуляцию атмосферы было минимальным. Ни одна из горных систем материка не достигала высоты 3000 м, до которой по вертикали могут подниматься муссоны и антициклонные потоки. В частности, палеогеновые Гималаи представляли собой совсем невысокие горы, не способные сдерживать индийский муссон, влияние которого тогда распространялось на южный Тибет до хребтов Каракорума и Тангла. Поэтому больших контрастов в распределении атмосферных осадков в палеогене все еще не существовало.

**Поздний олигоцен — неоген.** Со второй половины олигоцена развивается похолодание, охватившее только северную половину материка и проявившееся тем сильнее, чем ближе тот или иной участок располагался к Арктическому бассейну. Похолодание развивалось прогрессивно, что устанавливается по появлению все новых, более теплоумеренных, типов литогенетических и флористических формаций и по их распространению все дальше на юг.

Уже во второй половине олигоцена на арктических архипелагах и в Северо-Восточной Азии складывается умеренный климат, который в миоцене распространяется до Казахстана, Монголии и Северного Китая, а в плиоцене сфера его влияния достигает территории Средней и Центральной Азии и приближается к долине Янцзы. Теперь уже на больших пространствах умеренной зоны ложится и подолгу сохраняется снежный покров, способствующий интенсивному выхолаживанию и иссушению воздуха. С этого времени значительно усили-

ваются климатическая роль Сибирского антициклона, выросшего к плиоцену в крупнейший циркуляционный фактор.

Смещение термических границ (изотерм) с севера на юг в европейской части континента и в области азиатского побережья происходило неравномерно. Так, граница тропического пояса за период начало палеоцена — конец плиоцена отступила в Европе на  $20^\circ$ , а на Дальнем Востоке только на  $7-8^\circ$ .

По мере развития похолодания неуклонно усиливались черты континентальности климата Евразии. С течением времени все более отчетливой становилась сезонность климата, нарастали температурные контрасты лета и зимы, уменьшалась относительная влажность воздуха, сокращалось общее количество атмосферных осадков и все более пестрым становилось их распределение.

Континентальность климата быстрее всего нарастала на территории Восточной и Южной Сибири и Верхоянско-Колымской области. Здесь раньше и энергичнее, чем где-либо, исчезали из состава растительности формы, не переносящие зимних похолоданий (вечнозеленые растения, а затем и теплолюбивые широколиственные породы), нуждающиеся в постоянном и обильном увлажнении (таксодиевые, многие семейства широколиственных), а также формы, предпочитающие тень (и туманы) сильному солнечному освещению (буки, ликвидамбары, таксодиевые и др.).

201

В аридной области усиление континентальности климата нашло выражение в возрастающем опустении ландшафтов: сокращении поверхностного стока, уменьшении площади галерейных и оазисных лесов, замещении саванн и саванно-степей полупустынями.

В гумидных областях тропиков и субтропиков следствием возросшей континентальности климата явились усиление муссонной деятельности и расширение пространств с периодически засушливым климатом, при котором развиваются листопадные леса, сбрасывающие листву на сухой сезон.

К олигоцену в континентальных районах Сибири зимние температуры становятся настолько низкими, что уже исключают произрастание вечнозеленой и теплолюбивой широколиственной растительности. Развитие в позднем плиоцене формации хвойной тайги, близкой к современному типу, и распространение ее по всему пространству Восточной Сибири и Верхоянско-Колымской области, очевидно, отражает появление в Арктическом бассейне льдов, которые становятся важнейшим климатическим фактором. С образованием льдов климат Арктики и северных районов Азии, до того имевший характер морского, быстро выхолаживается и иссушается.

В связи с похолоданием зона умеренного климата в неогене постепенно распространяется на всю Сибирь и Среднюю Европу, отчасти на Южную Европу и Центральную Азию. В системе атмосферной циркуляции усиливается характерный для умеренной зоны западный перенос воздушных масс, увеличивается влагообмен между низкими и высокими широтами. Область тропического минимума в неогене отступала к югу — в пределы Северной Африки и Аравии. Соответственно сместились сопряженные с нею субтропические максимумы, теперь сосредоточившиеся в Средиземноморье и Иране. На территории Средней Европы и Сибири, климат которых в палеогене имел ярко выраженные средиземноморские черты, устанавливается режим равномерного увлажнения.

Постепенное нарастание в течение неогена межширотных термических контрастов способствовало еще большему усилению фронтальной и циклониче-

ской деятельности, а рост сезонных различий в нагреве поверхностей континента и океанов усилил муссонную циркуляцию.

Радиационные условия, свойственные тропическим широтам и господствовавшие в климатах палеозоя и мезозоя, отходят на второй план, уступая ведущую роль циркуляционным процессам.

Энергичный подъем высоких хребтов и нагорий привел к возникновению в плиоцене многочисленных орографических преград, оказывающих влияние на атмосферную циркуляцию и вызывающих в ней важные региональные изменения. Распределение атмосферных осадков на территории Евразии становится все более дифференцированным и контрастным. Их количество сократилось к внутренним областям материка, но возросло в периферических районах перед орографическими преградами (Гималаи, Кавказ и Альпы). Усиливается вертикальная поясность ландшафтов.

Основной особенностью развития климатов Евразии в позднем олигоцене — неогене было усиление его дифференциации в связи с возраставшими межширотными термическими контрастами и в связи с усложнением рельефа материка, повлиявшим на распределение атмосферных осадков. Эти изменения климата нашли отражение в усложнении природной зональности, например в распаде комплексных флор на множество зональных типов, более однородных и специализированных.

**Четвертичный период.** Природная зональность Евразии в четвертичном периоде по своему общему плану была подобна палеоген-неогеновой, а также современной; иным было лишь абсолютное значение климатических элементов в каждой зоне. Это говорит о том, что основные географические закономерности в развитии природных процессов продолжали сохранять те же тенденции, которые они имели в мезозое и кайнозое.

Четвертичный период отличает большая скорость и контрастность всех природных процессов. Похолодание, проявлявшееся очень слабо и постепенно в мезозое, несколько ускорившееся со второй половины олигоцена, в четвертичном периоде становится чрезвычайно быстрым и резким. Вследствие этого даже короткопериодические изменения климата, почти не улавливаемые для ранних геологических эпох, теперь приобретают большую амплитуду и оказываются по своим последствиям столь же значительными, как и долгопериодические изменения прошлого.

В четвертичном периоде неоднократно происходили резкие колебания температуры и влажности, приведшие к чередованию ледниковых и межледниковых эпох в высоких широтах и плювиальных (дождливых) и ксеротермических климатов в низких широтах. Историческая согласованность этих событий в масштабе всего земного шара свидетельствует о том, что изменения климата носили всеобщий (общепланетарный) характер и происходили, как и прежде, на фоне неизменной картины природной зональности и обуславливающей ее общей системы атмосферной циркуляции.

Признаки этого постоянства обнаруживаются повсеместно. Эти признаки выражаются и в стационарном положении основных центров оледенения, сохранявшихся в течение всех эпох развития ледниковых покровов, и в согласованном поведении уровней спускания древних и современных ледников в горных областях континента, и в относительной степени оледенения как влажной Европы, где оно было проявлено мощно на всех стадиях, так и сухой Сибири, где

оно ни в одну из ледниковых эпох не достигало сколько-нибудь значительного развития.

В начале плейстоцена климат был все еще теплее современного, о чем свидетельствует распространение теплолюбивых форм растений и животных дальше на север относительно их нынешних ареалов. В среднем плейстоцене последовало сильное и повсеместное похолодание, сопровождавшееся оледенением. Наиболее мощным оледенение было в областях океанического климата (Северо-Западная Европа, Северная Америка), где ледниковые щиты получали обильное снеговое питание. В направлении к областям континентального климата мощность ледников резко убывала. В Восточной Сибири, где континентальность климата особенно значительна, оледенение, несмотря на очень низкую температуру, было развито совсем слабо и только в горных районах. Еще дальше на восток — в Верхоянско-Колымской области и Коряжском нагорье — размеры оледенения снова возрастали в связи с увеличивающимся увлажнением этих территорий, обязанным Тихоокеанскому муссону.

Над щитами материковых льдов, занимавших в Северном полушарии площадь 30 млн. км<sup>2</sup>, формировался холодный, бедный влагой арктический воздух, растекавшийся отсюда на большие расстояния. Доминирующей воздушной массой Евразии стал Сибирский антициклон, влияние которого сказывалось даже в тропических широтах. Особенно суровым климат ледникового периода был на равнинах и плоскогорьях Сибири, где снеговой покров был тонок и оголенные грунты промерзали на большую глубину. 203

Продвижению арктического воздуха на юг препятствовала огромная орографическая преграда из хребтов Куэнь-Луня, Гималаев, Гиндукуша, Эльбурса и Кавказа. Здесь на сравнительно узком пространстве проходила граница сильно охлажденной северной половины Азии и ее южных областей, сохранявших тропический и субтропический климат. В этой пограничной зоне постоянно существовали огромные контрасты температур, повышавшие интенсивность циклонической циркуляции.

Благодаря активной циклонической деятельности на территории аридной области Азии и Африки в ледниковое время выпадало много осадков, обеспечивавших довольно мощное оледенение в горах и большой по современным условиям поверхностный сток на равнинах. При таком пловниальном климате на равнинах Гоби, в пустынях Аравии и в Сахаре была разработана разветвленная гидрографическая сеть, которая теперь в значительной части представлена сухими руслами. С пловниальными фазами совпадают трансгрессии Каспия, а также максимальные уровни всех других озер аридной области, ныне совсем исчезнувших или наследуемых незначительными, порой пересыхающими водоемами. Характерное для аридной области преобладание испарения над атмосферными осадками в плейстоцене все же сохранялось, на что указывают многочисленные находки на ее территории соленосных отложений этого возраста.

Климат Южной Азии, защищенной гигантской стеной Гималаев и Гиндукуша, существенного похолодания не испытал. Здесь в течение всего четвертичного периода сохранялся климат тропических муссонов, благоприятствовавший, как и ныне, произрастанию влаго- и теплолюбивой растительности.

Таким образом, сильному охлаждению подверглись только высокие и средние широты. Умеренный и субтропический пояса чрезвычайно сузились, в результате чего арктическая зона оказалась в близком соседстве с тропиками.

Природная зональность в ледниковое время стала контрастнее, умножился ее зональный спектр благодаря новообразованным ледовой и тундровой зонам.

Понижение температуры в период оледенения проявилось по широтам неравномерно. Максимальных значений оно достигло в приполярных областях ( $12-15^{\circ}\text{C}$ ), минимальных — в экваториальной области ( $6-4^{\circ}\text{C}$ ). Максимумы оледенения чередовались с межледниковыми эпохами, а соответствующие им в низких широтах пльвиалы — с ксеротермическими эпохами. Климат межледниковых (межпльвиальных) эпох был близок к современному, а моментами теплее\* и суше его, о чем свидетельствуют теплолюбивые породы древесной растительности, распространявшиеся на север дальше, чем ныне. Оледенение вызывалось не столько низкой температурой, сколько обильным увлажнением. Действительно, наиболее мощные оледенения (миндельское и рисское) связаны не с холодными, а с влажными эпохами. Оледенение самой холодной — вюрмской — эпохи, климат которой отличался возросшей континентальностью, было сравнительно умеренным.

204 В ледниковые эпохи зона западного переноса и циклонических осадков пролегла на  $15-18^{\circ}$  южнее ее современного положения; субширотная зона высокого давления была несколько сужена и смещена на  $8-6^{\circ}$  к современной экваториальной зоне. Сама же экваториальная зона в ледниковые эпохи сохранялась только в непосредственной близости от экватора. Циклоны ледникового времени отличались большой интенсивностью, устойчивостью и высокими скоростями ветра.

В межледниковые эпохи в связи с ослаблением циркуляционной роли ледниковых щитов зона западного переноса и циклонической деятельности снова смещалась в высокие широты, при этом интенсивность ее уменьшалась. Субширотная зона высокого давления и экваториальная зона тропических ливней расширялись, и их границы соответственно продвигались к северу.

Вслед за последней ледниковой эпохой (вюрмской) последовали потепление, отход материковых льдов и возвратное движение природных зон к северу. Начальная стадия потепления, именуемая субарктической (10 000—8000 гг. до н. э.), ознаменовалась сокращением площади тундры и тундро-степи и распространением на части их территории березово-сосновых и таежных лесов.

Во вторую стадию потепления — бореальное время (8000—6000 гг. до н. э.) — климат еще оставался прохладным и относительно сухим. Березово-сосновые и таежные леса продолжали теснить тундру. Следовавшие за ними широколиственные леса покрыли Южную Европу и стали появляться в Средней Европе.

Климатический оптимум наступил около 6000 г. до н. э. (атлантическое время). Широколиственные леса распространились на север значительно дальше, чем в настоящее время, тайга достигла мыса Челюскин, горные ледники исчезли, уровень Мирового океана был на 3 м выше современного. Предполагают, что в это время среднегодовая температура в Европе была на  $2-3^{\circ}\text{C}$  выше нынешней. Значительная часть Арктического бассейна освободилась от льда, растаял Скандинавский ледник. Разнообразие в климат атлантического времени вносили короткопериодические колебания влажности, фиксируемые по спорово-

\* В термические максимумы среднегодовая температура была на  $2-3^{\circ}\text{C}$  выше современной.

пыльцевым спектром отложений этого возраста и по развитию торфяников. Но в общем в течение климатического оптимума преобладал теплый сухой климат.

Время от 2500 до 500 г. до н. э., выделяемое под названием суббореального, отличалось небольшим похолоданием. Тундра снова надвигалась на тайгу, тайга на широколиственные леса и степь. В высоких широтах усилилась ледовитость, в аридной области понизился уровень озер.

С 500 г. до н. э. началось продолжающееся поныне субатлантическое время относительного потепления, также осложнявшееся колебаниями влажности разной интенсивности. Первые века новой эры были теплыми и сухими. Уровень озер снова упал, сократился поверхностный сток, понизился уровень грунтовых вод, обширные массивы тугайных лесов и бугристых песков погибли, сократились площади оазисов. Еще в X в. часть Гренландии была свободной от льда и покрывалась луговой и древесной растительностью. В это время норвежские поселенцы с успехом занимались здесь сельским хозяйством.

С XIII в. климат становится прохладнее и влажнее. Возрастает ледовитость полярных морей, льды покрывают Гренландию и Исландию, даже на севере Норвегии земледелие становится невозможным. Горные ледники наступают на поля и поселки. В аридной области возрастают площади поливного земледелия, снова поднимается уровень озер. В Китае отмечается полоса холодных зим. На сильное понижение температуры воздуха в XIV—XV вв. указывают срезы калифорнийских секвой. Максимум ухудшения климата пришелся на 1600—1850 г., которые иногда именуют малой ледниковой эпохой.

Со второй половины XIX в. следуют современное потепление и континентализация климата. Ледники, материковые и горные, отступают, снеговая линия повышается, полярные бассейны частично очищаются от льда, и таким образом улучшаются условия судоходства в высоких широтах, где среднегодовая температура повысилась на 1—2° С. В Арктике появляется много видов теплолюбивых рыб. Тайга наступает на тундру, лиственные леса на тайгу. В аридной области тем временем уменьшается количество влаги, падает уровень озер, пустынные ландшафты наступают на степные и лесные.

### ПЕРИОДИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

История климатов Евразии наряду с направленным изменением в сторону общего похолодания и иссушения указывает на периодические колебания климата, разные по масштабу и природе.

Периодические изменения наивысшего порядка имеют продолжительность 200—250 млн. лет. За это время Солнечная система совершает полный оборот вокруг центра Галактики и осуществляется большой ядерный цикл Солнца (Фурон, 1963). В колебаниях этого порядка участвуют все экзогенные и эндогенные процессы, что делает их развитие синхронным, однонаправленным и соразмерным. Следствием являются существенное обновление всех геологических процессов, изменение характера и интенсивности круговорота вещества между внешними оболочками Земли, перераспределение относительной роли основных источников энергии геологических и климатических процессов и пр. С периодичностью этого порядка связана смена изотермического и в общем влажного (оранжерейного) климата раннего и среднего палеозоя термически дифференцированным, существенно континентальным и солнечным климатом позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Периодические изменения продолжительностью 40—60 млн. лет — своего рода сезоны галактического года — связаны с перемещениями Солнечной системы в разные области Галактики, обладающие несколько иными условиями космической среды. И в этом случае меняющаяся космическая среда, действуя одновременно на все верхние оболочки планеты (земную кору, гидросферу и атмосферу), по-видимому, определяет однонаправленность и соразмерность всех экзогенных и эндогенных процессов, в результате чего между ними устанавливаются удивительные, на первый взгляд, парагенетические зависимости. Периодичность этого порядка выражена чередованием аридных климатов, совпадающих с геократическими фазами развития структуры и рельефа Земли (ранний кембрий, поздний ордовик, лудловский век силура и первая половина девона, поздняя пермь — ранний и средний триас, поздняя юра — неоком), и гумидных климатов, синхронных с талассократическими фазами (ранний силур, ранний карбон, ранняя и средняя юра, альбский и сеноманский века мела).

206

Периодические изменения климата второго порядка находят отражение в смене преимущественно аридного литогенеза гумидным и наоборот; в кризисах и расцветах флоры; в вымираниях ранее господствовавших групп морской и континентальной фаун; в коренном переустройстве всей природной зональности.

Периодические изменения следующего порядка имеют продолжительность десятки — первые сотни тысяч лет. Их ярчайшим проявлением стали события четвертичного периода, выразившиеся в чередовании ледниковых и межледниковых эпох и соответствовавших им в низких широтах плювиальных и ксеротермических климатов. Если при колебаниях более высоких порядков, охватывающих как экзогенные, так и эндогенные процессы, изменения климата по времени и характеру совпадают с изменениями структуры земной коры и перестройкой палеогеографии, то в данном случае климатические изменения проявляются в условиях постоянного рельефа. Периодичность третьего порядка, по-видимому, связана с колебаниями количества и состава солнечной радиации.

Периодические изменения четвертого порядка продолжительностью 2000—1800; 600—400; 90—60; 22—11 лет, выявляющиеся на различных объектах голоцена и исторической эпохи, связаны с колебаниями солнечной активности малых периодов. Влияния, оказываемые ими на природные процессы, относятся к умеренным и слабым; они ограничиваются климатом и некоторыми экзогенными процессами, главным образом биологическими. Эти изменения устанавливаются по колебаниям уровней озер и интенсивности поверхностного стока, по вертикальным смещениям снеговой линии, наступлениям и сокращениям горных ледников, по состоянию ледовитости полярных морей, развитию торфяников, миграциям животных и переселениям первобытных народов.

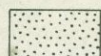
Наинизшим порядком периодичности природных процессов и климата характеризуются сезонные изменения.

В общем периодические изменения климата разных порядков различны по своей природе: долгопериодические (первый и второй порядки) отражают меняющиеся влияния среды далекого космоса; вписывающиеся в них средне- и короткопериодические изменения фиксируют воздействие ближнего космоса, главным образом колебания солнечного излучения. Чем выше порядок периодичности, тем больше ее продолжительность, шире круг вовлекаемых в нее процессов, заметнее амплитуда изменений. Роль земных факторов в периодических изменениях климата оценивается как второстепенная.

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ КАРТЫ ЕВРАЗИИ

АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ, ММ/ГОД

(карты II, IV, VI, VIII, X, XII, XIV, XVI, XVIII, XX, XXV, XXVI, XXXI, XXXII)



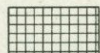
Меньше 200



800—1200



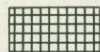
200—300



1200—2000



300—500



Больше 2000



500—800

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Поздний палеозой и мезозой

Среднегодовые температуры, °С

(карты I, III, V, VII, IX, XI, XIII, XV, XVII, XIX)

207



Тропический (30—25)



Ослабленный тропический (21—18)



Почти тропический (24—22)



Теплоумеренный (17—12)

Кайнозой

Среднемесячные температуры (°С) самого холодного (карты XXI, XXIII, XXVII, XXIX)

и самого жаркого (карты XXII, XXIV, XXVIII, XXX) месяцев



Ниже —15



0—3



15—20



—(15—5)



3—5



20—25



—(5—2)



5—10



25—30



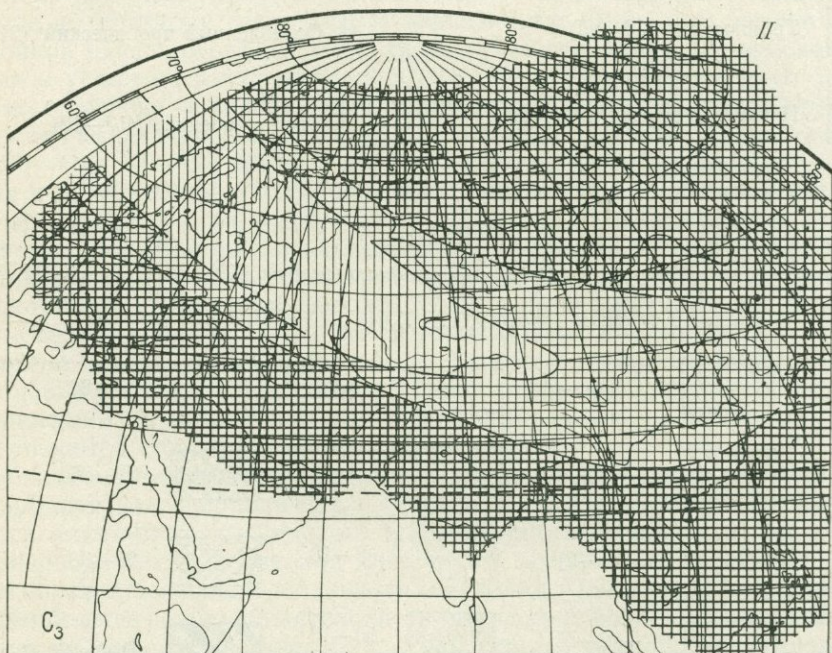
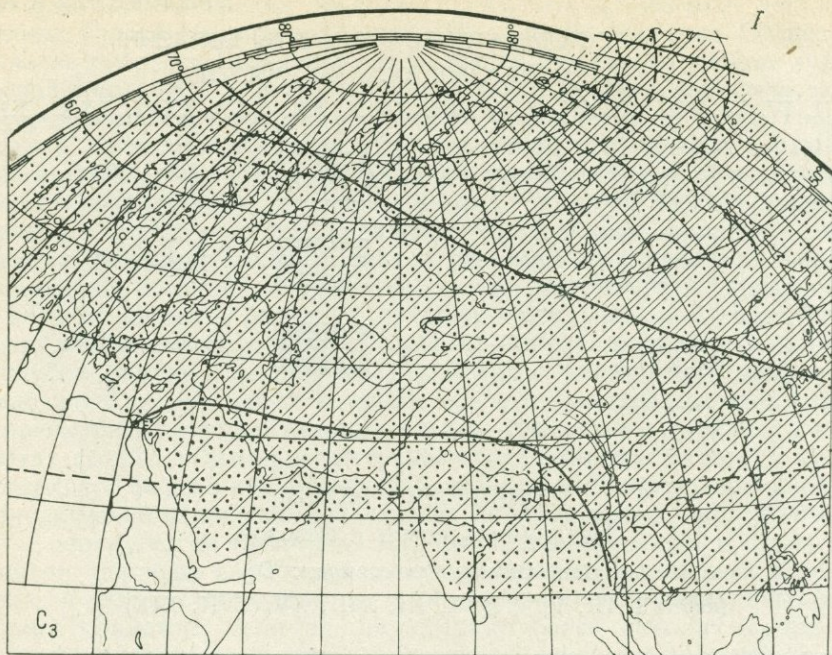
—(2—0)



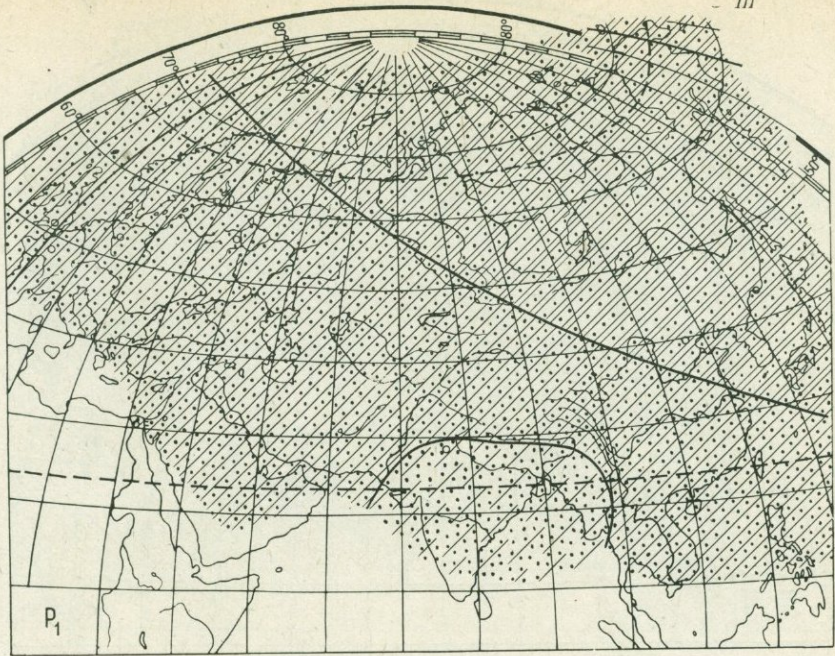
10—15



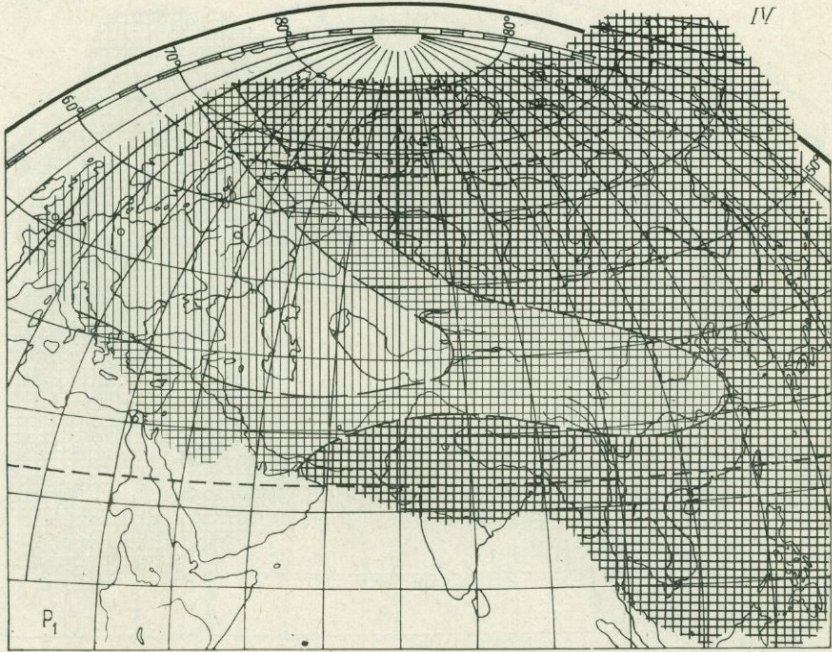
Выше 30

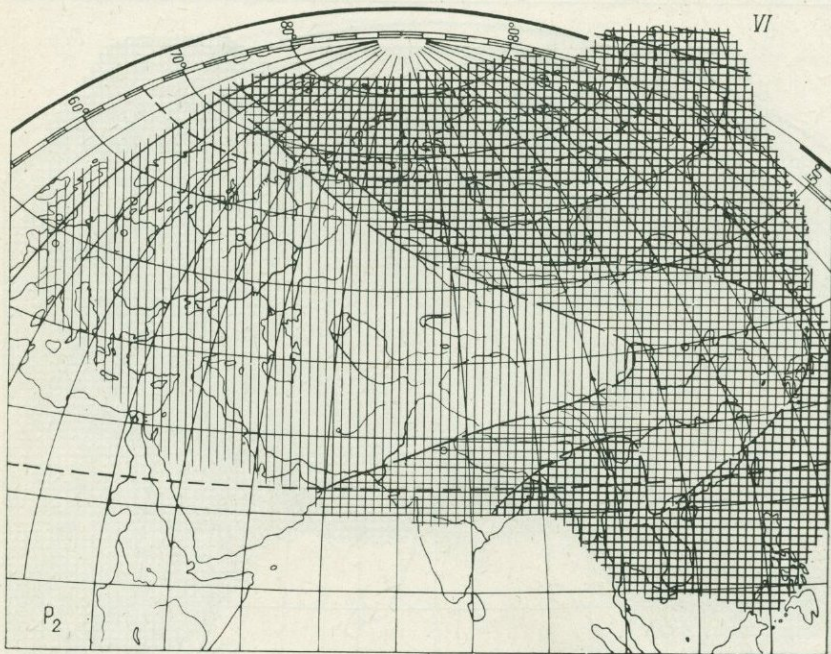
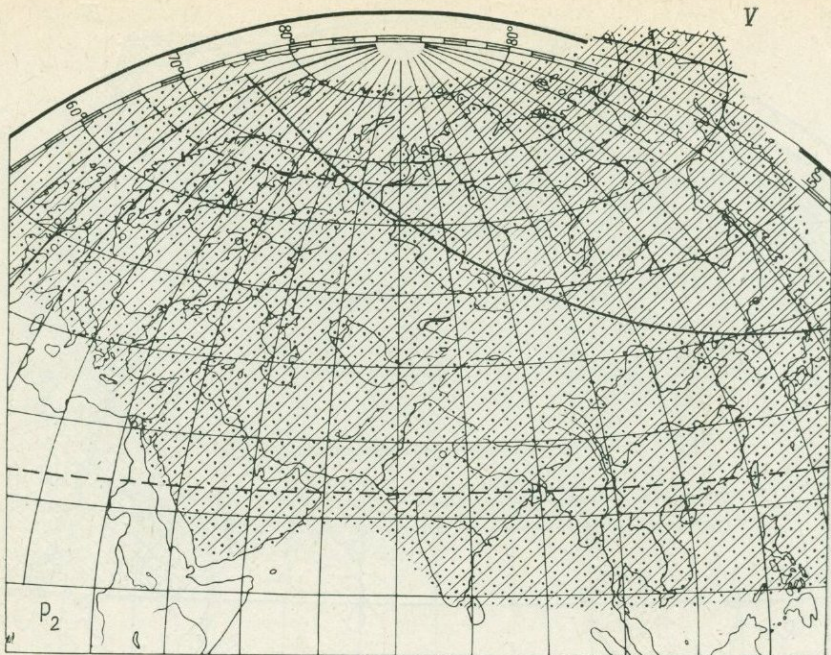


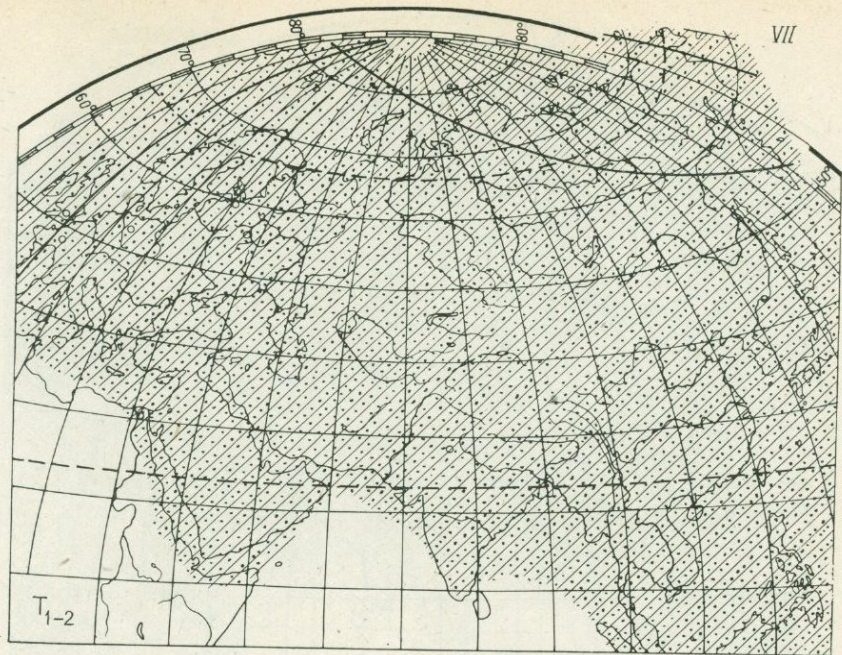
III



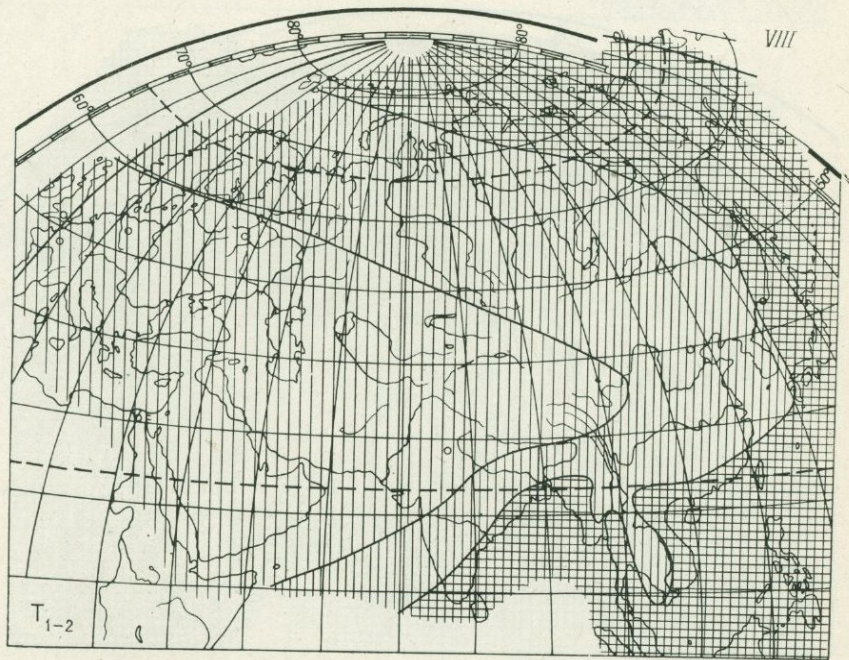
IV

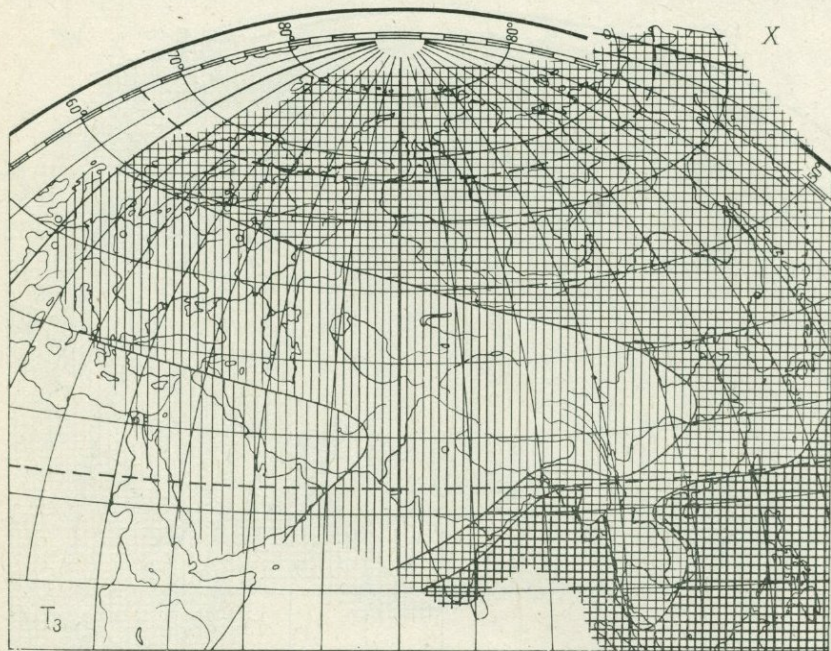
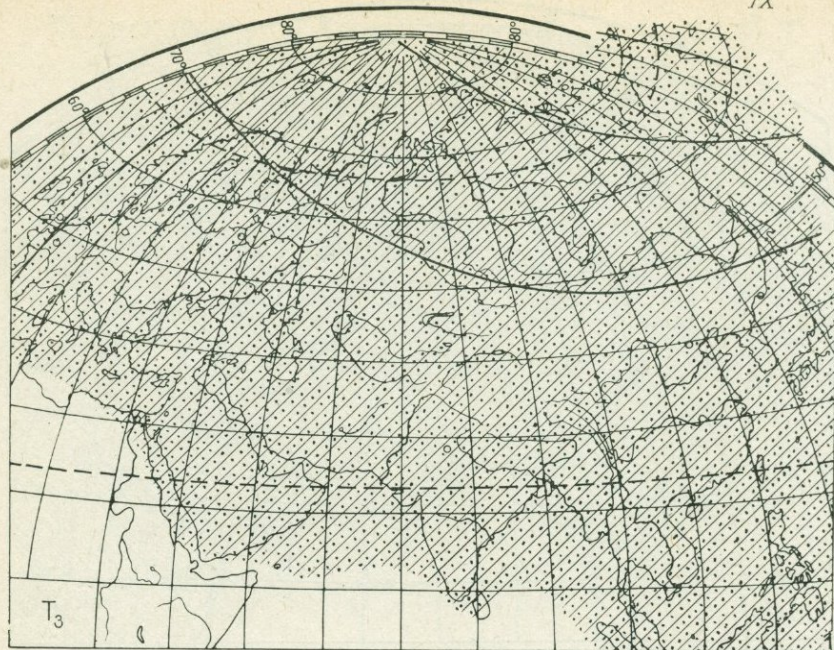




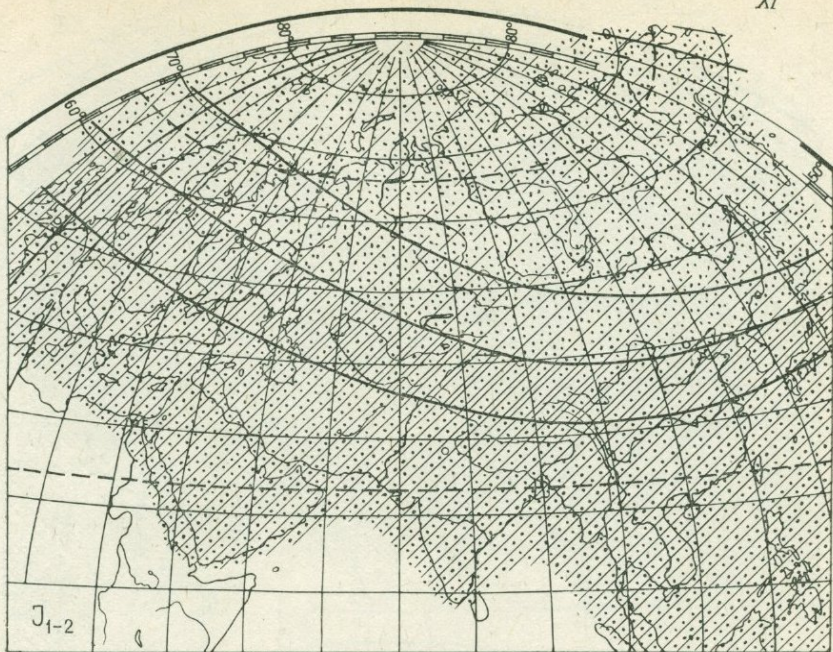


211



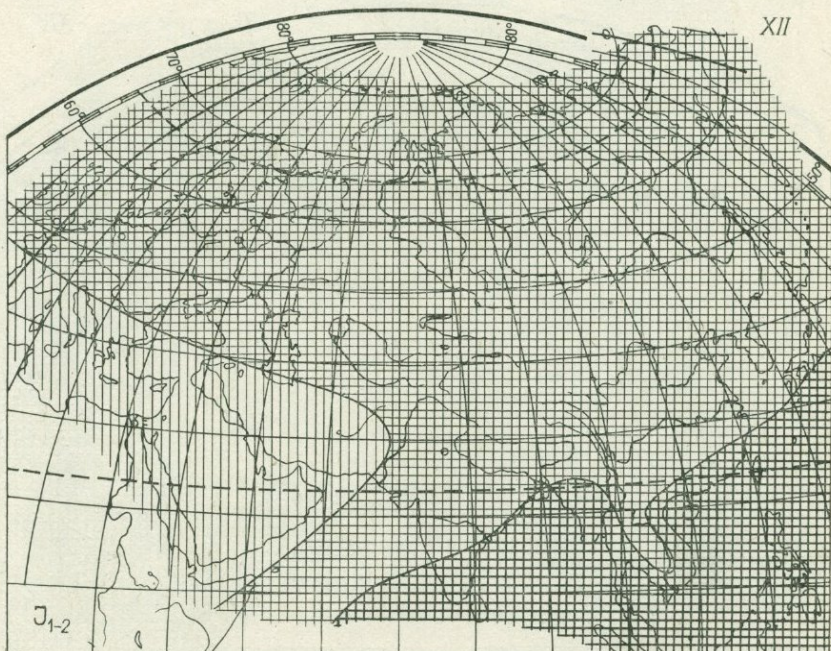


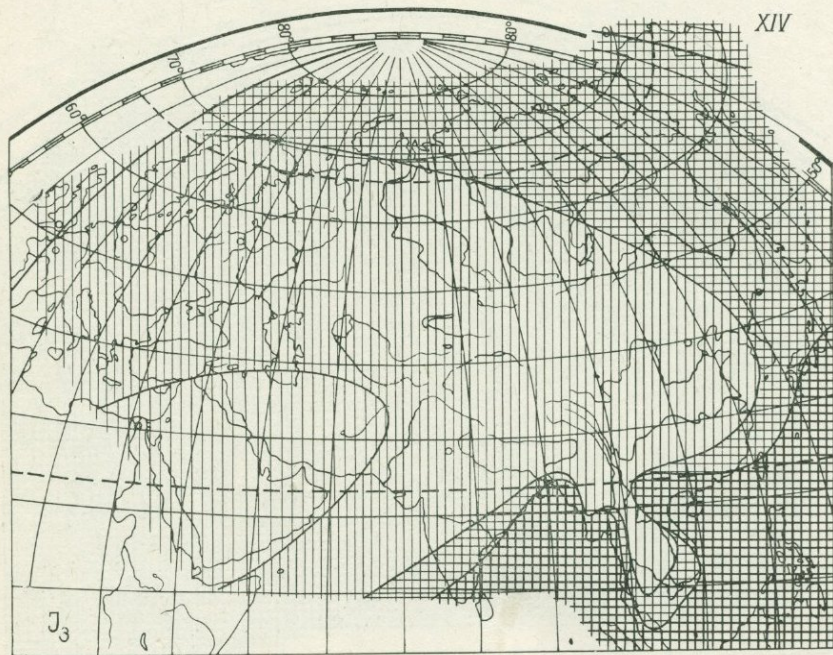
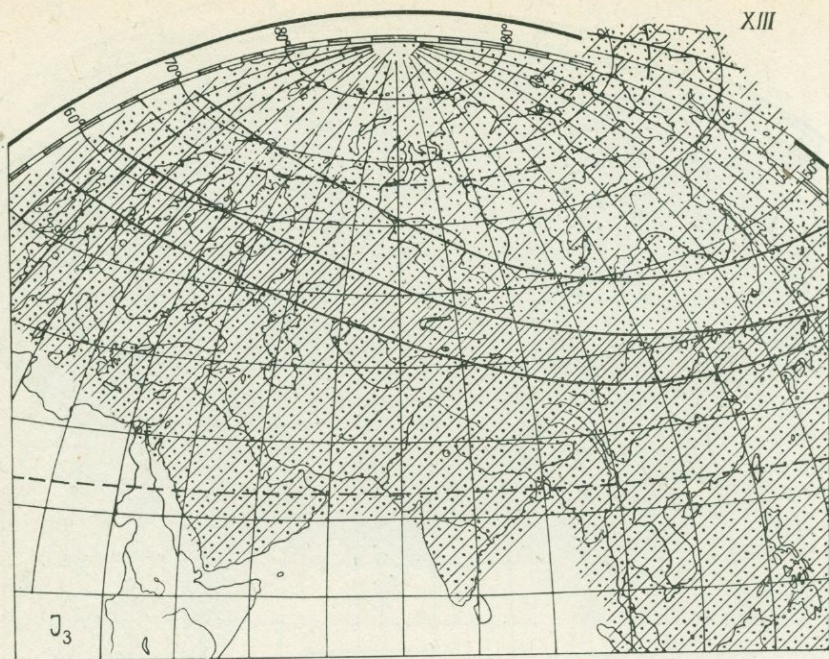
XI

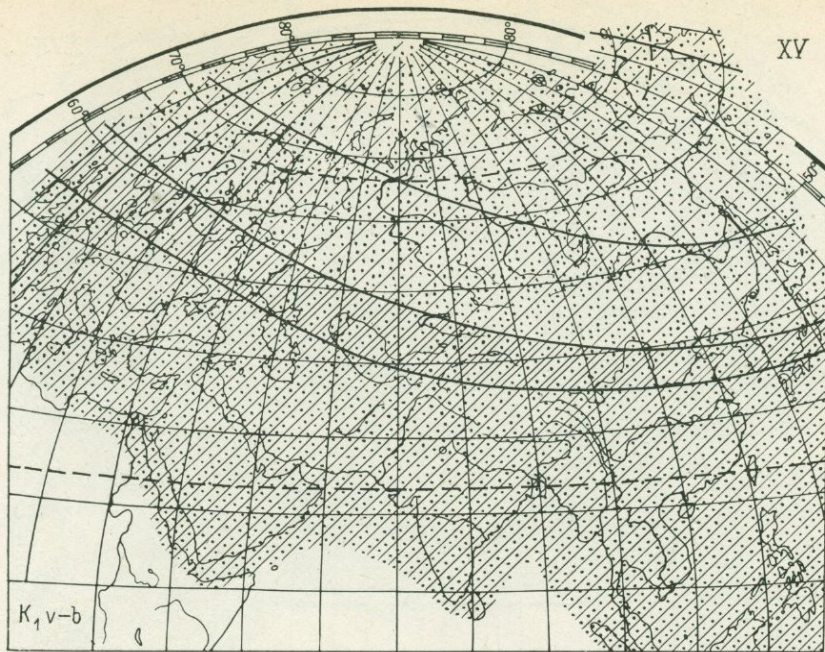


213

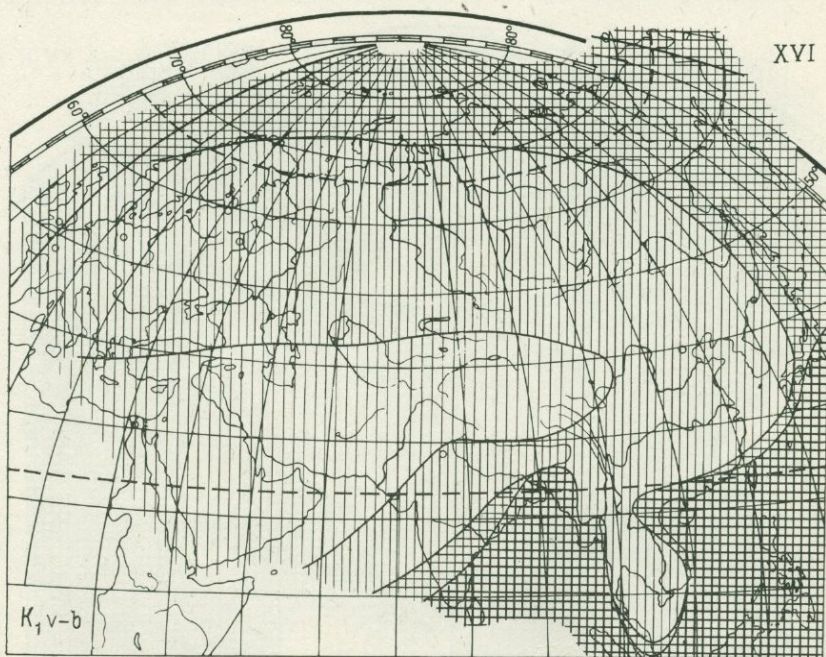
XII

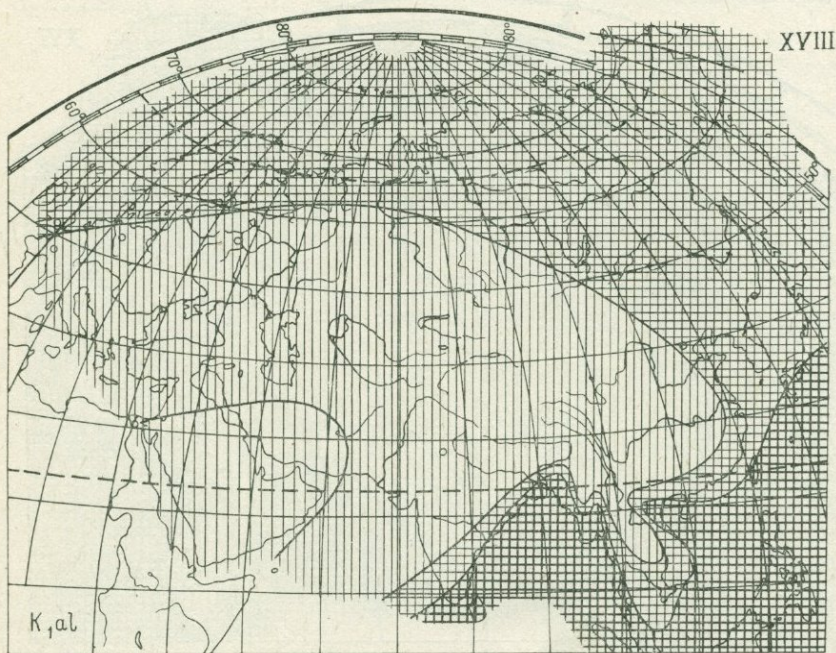
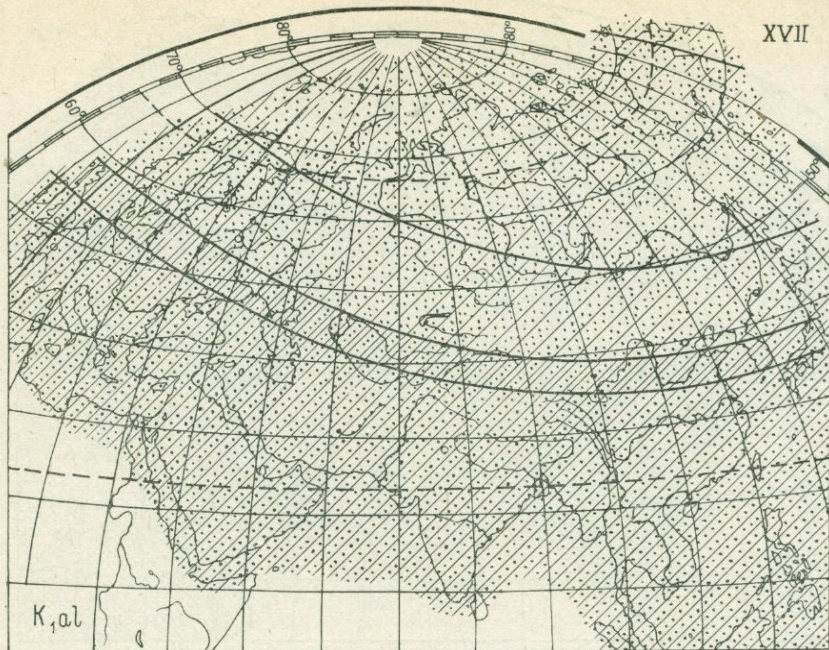


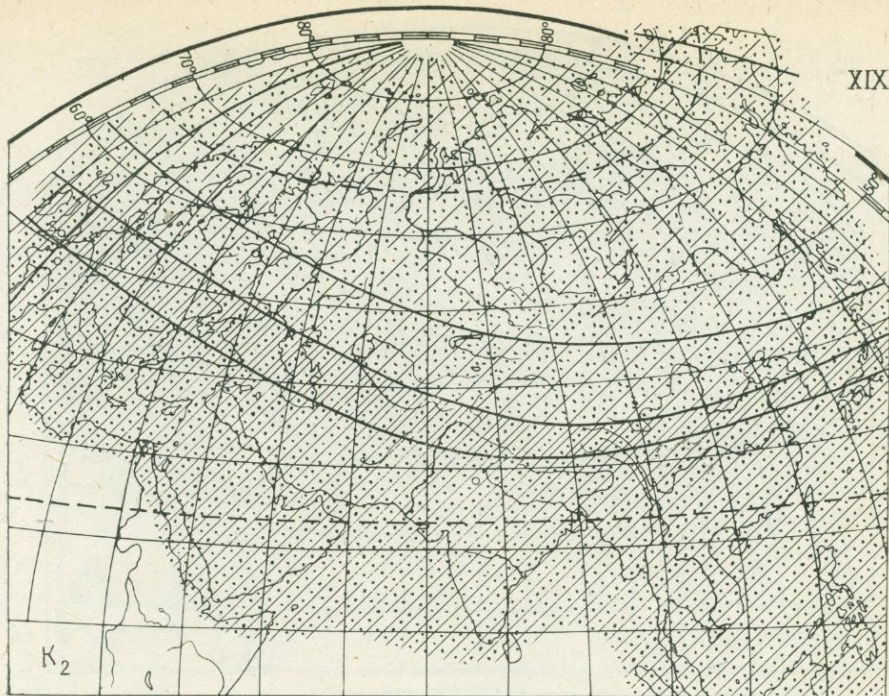




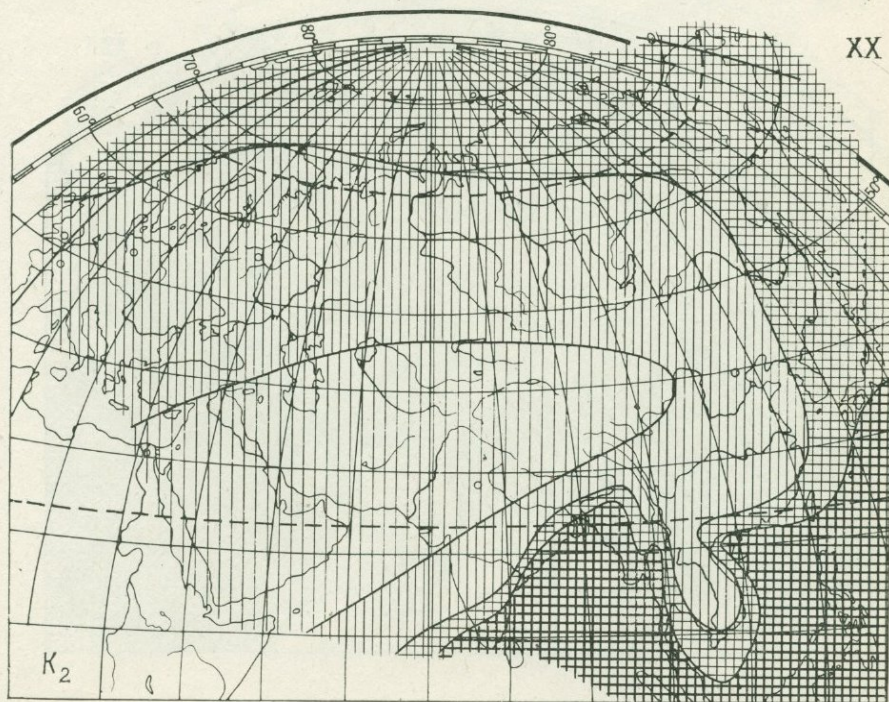
215

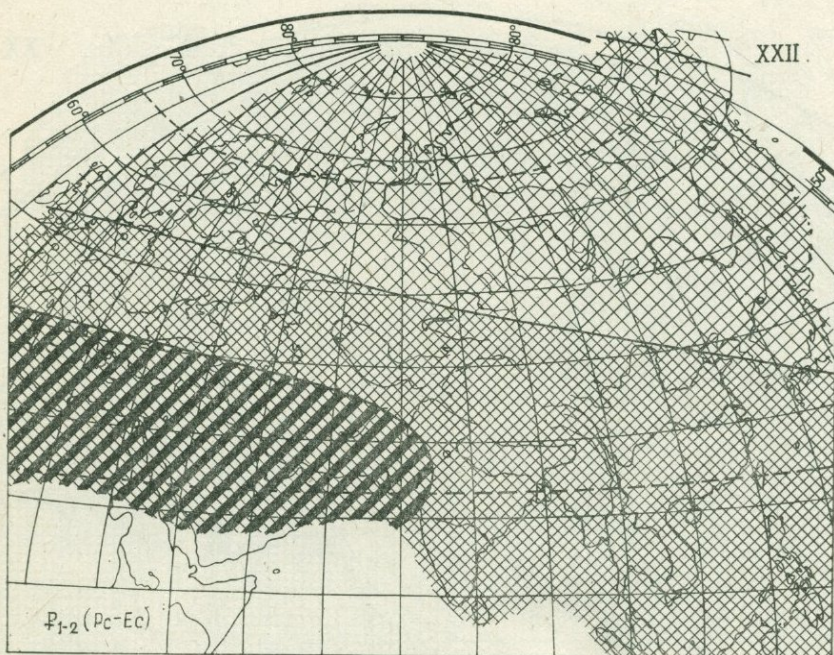
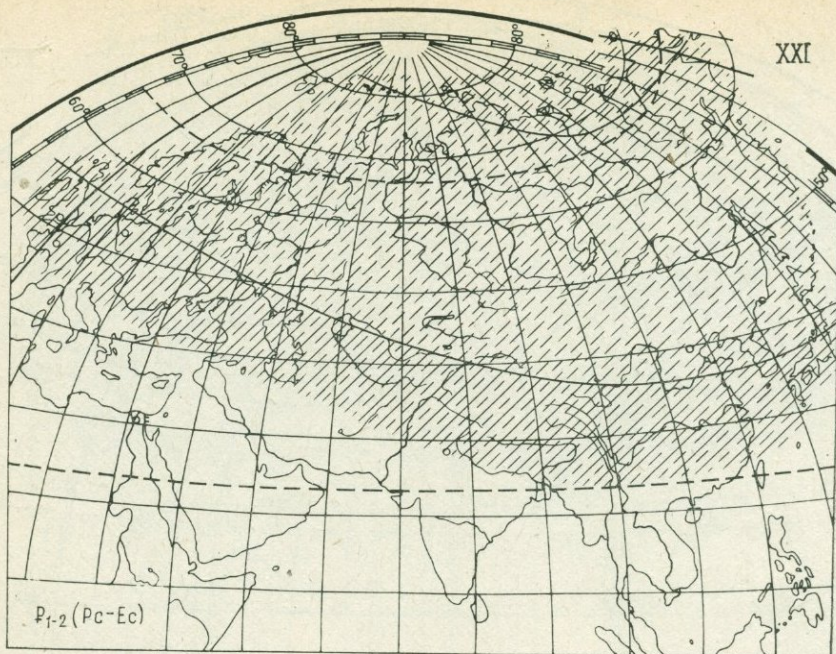




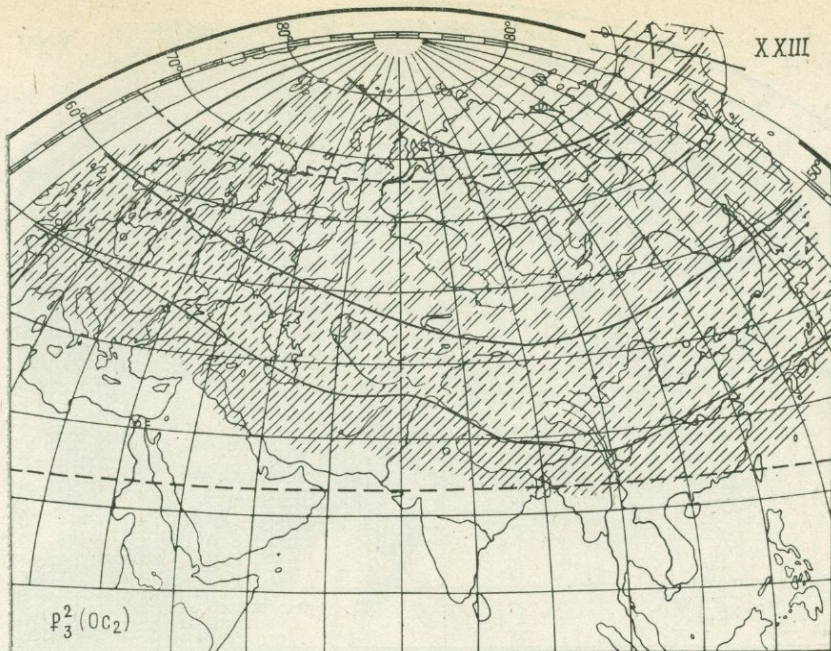


217



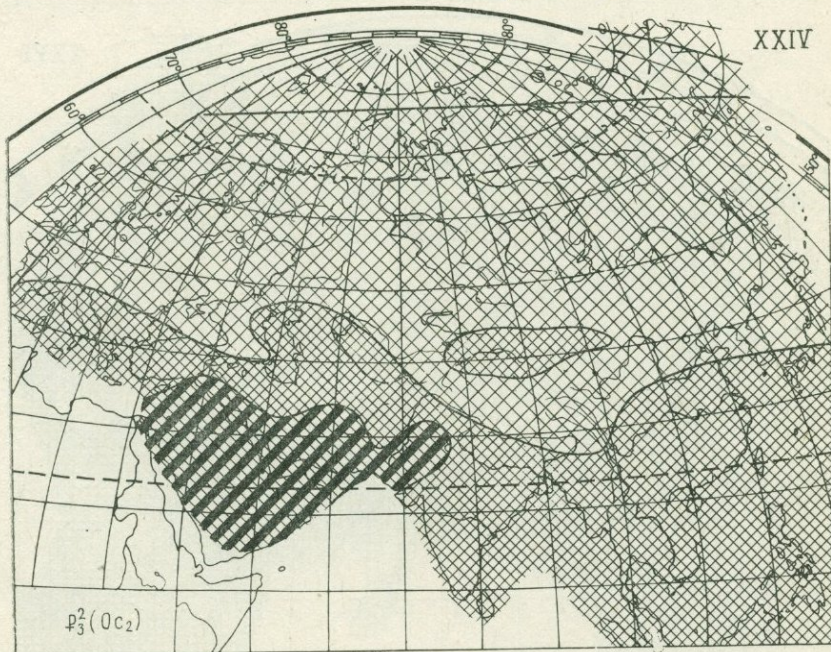


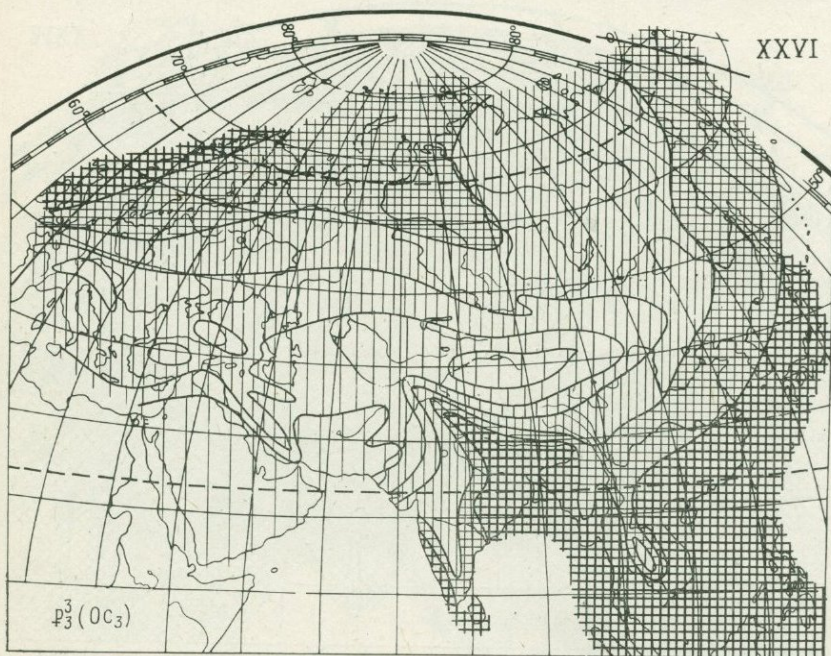
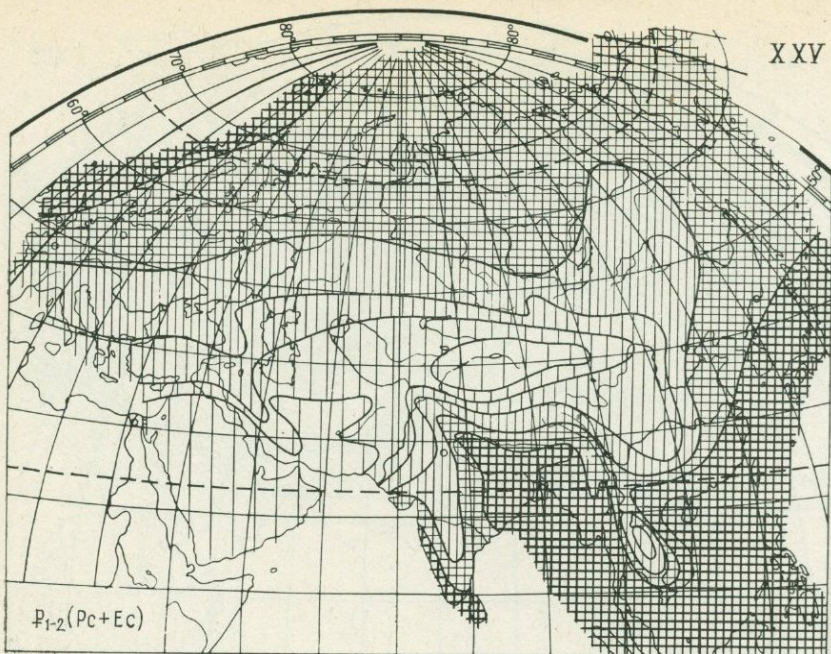
X XIII



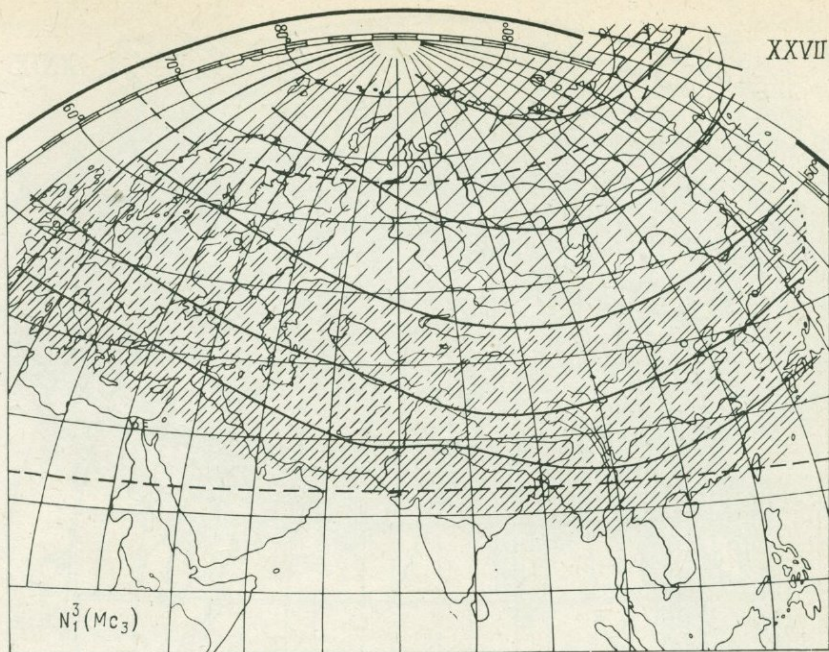
219

XXIV



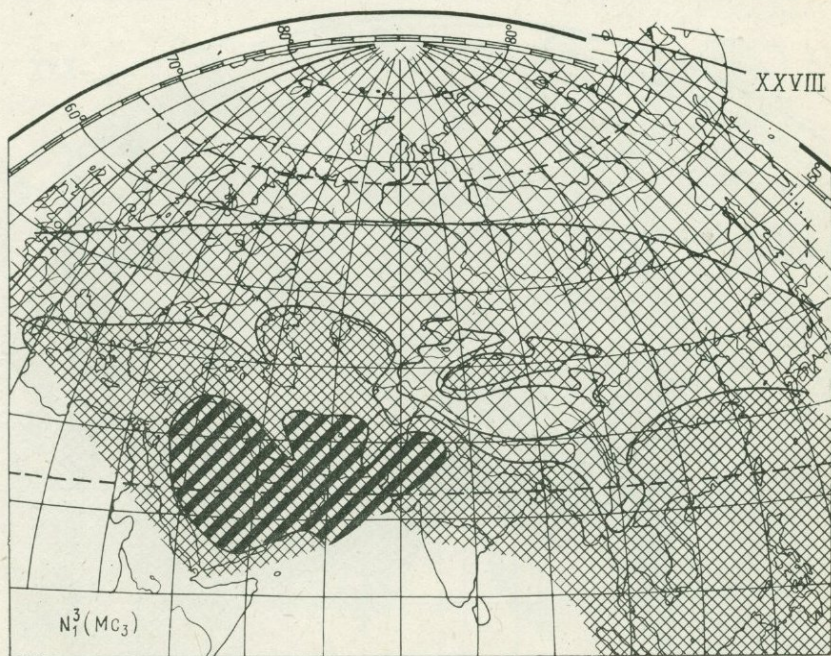


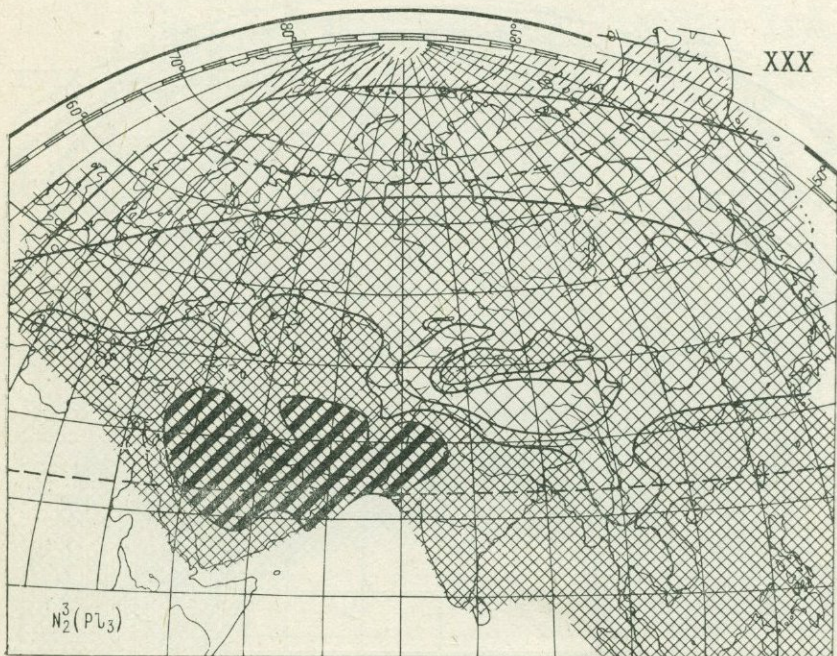
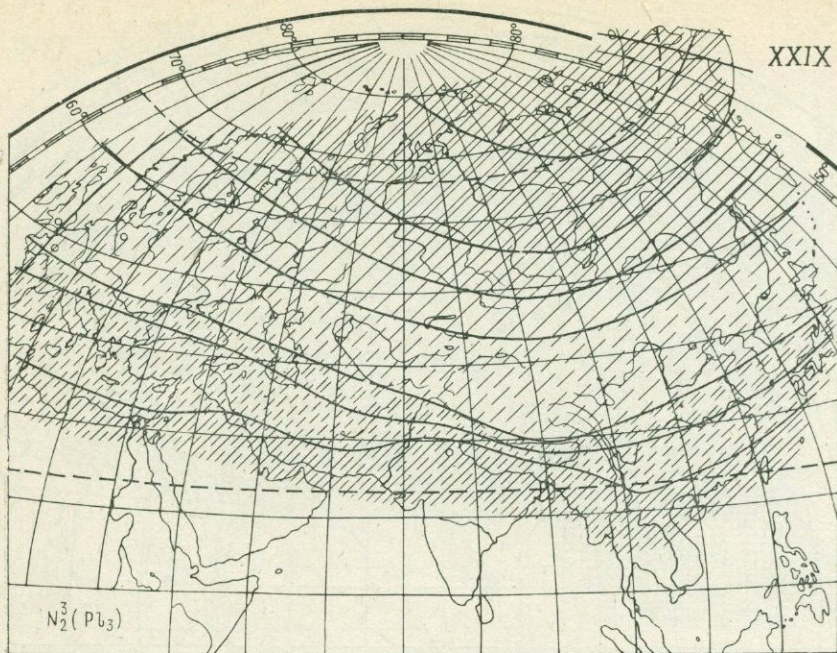
XXVII

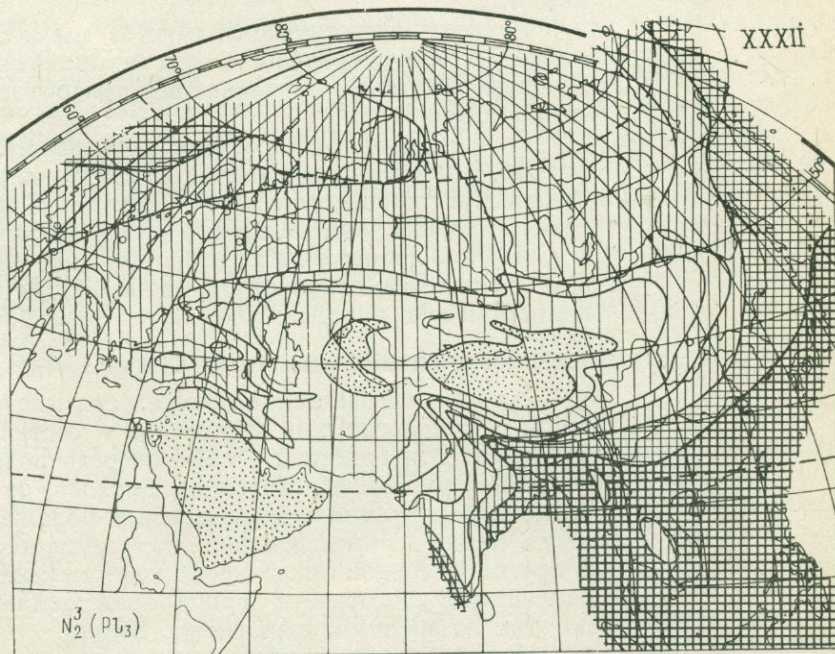
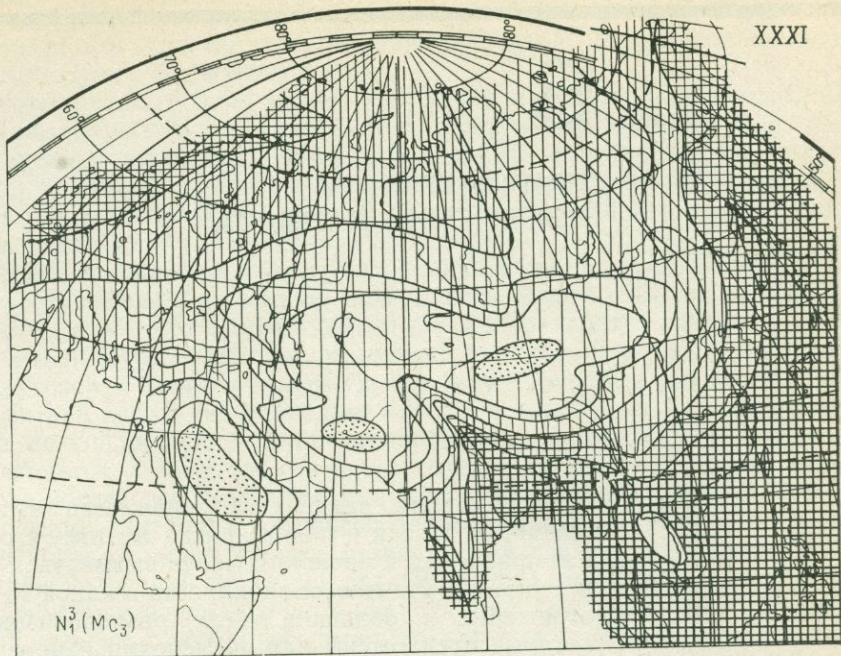


221

XXVIII







## ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

Климат Земли зависит от множества факторов, как космических, так и планетарных, поэтому его изменения, имевшие место в прошлом, могли вызываться различными причинами. Эта многопричинность в какой-то мере нашла отражение в большом числе разнообразных гипотез, которые предложены для объяснения изменений древних климатов.

Из всех существующих гипотез мы коснемся лишь немногих, лучше разработанных и анализирующих все основные факторы, привлекаемые для объяснения изменений климата.

В зависимости от характера учитываемых природных факторов гипотезы разделяются на две группы: астрономо-физическую и геолого-географическую. К первой относятся гипотезы, привлекающие для объяснений климата космические процессы, а ко второй — гипотезы, признающие в качестве основной причины изменений климата планетарные процессы.

### АСТРОНОМО-ФИЗИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

Астрономо-физические гипотезы связывают изменения климата с колебаниями количества и состава солнечной радиации. Эти гипотезы в свою очередь подразделяются на две подгруппы, из которых одна исходит из постоянства солнечной радиации и переменности положения поверхности Земли по отношению к потоку солнечных лучей, а другая основное значение придает изменениям самой излучающей способности Солнца, представляющего собой, по этим воззрениям, переменную звезду.

На неравномерное распределение солнечной радиации по поверхности Земли в связи с изменениями элементов

земной орбиты впервые указал английский астроном Д. Кролль в 1875 г. Однако эта гипотеза получила широкую известность и признание лишь после того, как ее принципы были математически обоснованы М. Миланковичем и поддержаны В. Кеппенем и А. Вегенером.

Суть гипотезы заключается в том, что Земля находится под постоянным воздействием различных космических систем, в результате которого ее положение в пространстве периодически изменяется, а с ним изменяется и распределение солнечной радиации по поверхности планеты. Периодическим колебаниям подвергаются наклон земной оси (период 40 тыс. лет), эксцентриситет земной орбиты (92 тыс. лет) и сезон перигелия (21 тыс. лет).

Установлено, что каждое из этих нарушений изменяет количество солнечного тепла, поступающего на земную поверхность. Более отвесное положение земной оси по сравнению с существующим ( $23^{\circ} 24'$ ) ослабляет контрасты зимы и лета, а более пологое, наоборот, усиливает их. Изменение фигуры земной орбиты от круговой к эллиптической увеличивает временные удаления Земли от Солнца. Зимний перигелий ослабляет суровость климата в холодную половину года, а летний действует в противоположном направлении. Изменения этих трех элементов земной орбиты могут сочетаться таким образом, что их климатические последствия будут то усиливать, то погашать друг друга.

225

Периодические изменения элементов земной орбиты М. Миланкович рассчитал для некоторых широт на весь четвертичный период, в результате чего получил кривую колебаний солнечной радиации. Эта кривая была сопоставлена Цейнером с хронологией четвертичного периода (рис. 18). Убеждение в справедливости связи главных событий четвертичного периода с интенсивностью радиации было настолько сильным, что многие исследователи, в том числе Кеппен, Вегенер и Зергель, приняли кривую радиации Миланковича за основу геологического летоисчисления.

Однако ряд астрономов и исследователей четвертичного периода высказывали сомнения в большом климатическом значении периодических изменений элементов земной орбиты, учитываемых кривой Миланковича. Обращалось внимание на то, что климатические последствия этих изменений должны были проявляться поочередно в Северном и Южном полушариях, тогда как оледенения и потепления четвертичного периода носили общепланетарный характер. Отмечалось и несовпадение основных событий четвертичного периода, рассчитанных по кривой радиации и полученных методом ленточных глин и изотопным способом. Колебания солнечной радиации, связанные с изменениями элементов земной орбиты, должны были иметь место и в дочетвертичное время, например в неогене и палеогене, для которых, однако, признаков оледенений не отмечается.

Более поздние расчеты американских астрономов показали, что изменения солнечной радиации, отраженные кривой Миланковича, действительно невелики и не имеют, следовательно, большого климатического значения. Даже в крайних случаях их амплитуда недостаточна для того, чтобы вызвать оледенение. В расчетах Миланковича полностью игнорировались динамические процессы атмосферы, играющие, как выяснилось позже, исключительную роль в формировании климата.

Некоторое климатическое значение могло иметь и удлинение суток в результате замедления вращения Земли под влиянием лунных и солнечных при-

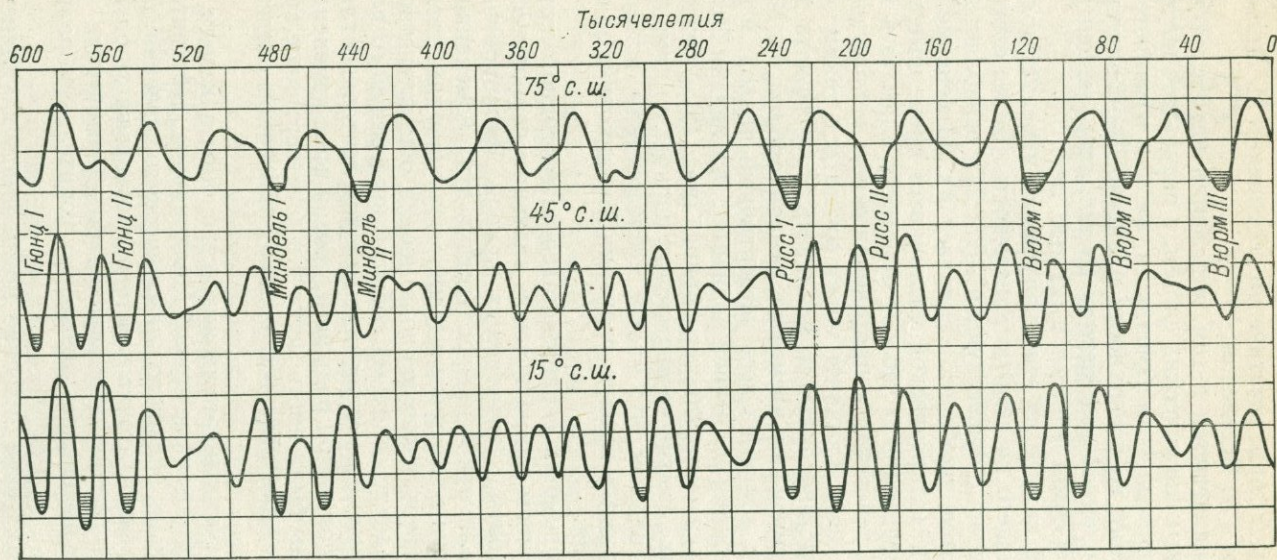


Рис. 18. Кривые летней солнечной радиации для Северного полушария (по Миланковичу) в сопоставлении с ледниковыми эпохами (по Кеппену, Зергелю, Цейнеру и др. [Шварцбах, 1961]). Штриховкой показаны оледенения.

ликов (на 0,0014—0,0024 с в столетие). В начале палеозоя сутки были на 2,5 ч короче современных.

Первичные изменения солнечной радиации, связанные с переменной деятельностью Солнца, лежат в основе известных гипотез Эпика и Симпсона, привлекающих в настоящее время наибольшее число сторонников.

**Гипотеза Эпика.** Предполагается, что при развитии звезды, подобной Солнцу, превращение водорода в гелий в ее недрах совместно с диффузией газа должно создавать зоны неустойчивости и перемешивания. Это в свою очередь приводит к временному ослаблению солнечного излучения, следствием чего является охлаждение климата Земли. При восстановлении равновесия на Солнце интенсивность излучения вновь возрастает, и на Земле возвращается теплый климат. Многократные повторения этих процессов, имеющих характер своеобразных «мерцаний» Солнца, очевидно, и были причиной периодического возвращения ледниковых эпох [Эпик, 1961].

Основным недостатком гипотезы Эпика является отсутствие каких-либо наблюдений и теоретических расчетов, подтверждающих существование «мерцаний» Солнца. Неясно и климатическое значение колебаний солнечной радиации продолжительностью в сотни тысяч лет. Известно лишь влияние, оказываемое на климат короткопериодическими изменениями излучения, связанными с циклами развития солнечных пятен. Замечено, например, что с периодами интенсивного образования солнечных пятен совпадают усиления волнений земной атмосферы и увеличения количеств дождевых осадков.

Вообще следует сказать, что поскольку Солнце является, по существу, единственным источником энергии атмосферных процессов, поиски причин периодических изменений климата в колебаниях солнечной радиации представляются наиболее перспективными.

**Гипотеза Симпсона.** Согласно этой гипотезе оледенения связываются не с ослаблениями солнечной радиации, а, наоборот, с ее усилениями. Увеличение солнечной постоянной на 10% достаточно для того, чтобы существенно повысить температуру земной поверхности, увеличить испарение с океанов и сформировать плотный облачный покров. Нагревание земной поверхности, по Симпсону, должно происходить неравномерно в низких и высоких широтах, следствием чего явятся возрастание температурного градиента экватор — полюс и соответственно усиление атмосферной циркуляции, которая дополнительно повышает испарение, влажность, образование облаков и выпадение осадков.

Увеличение количества осадков, большей частью зимой в виде снега, и прохладное лето, при котором выпавший снег не успевает растаять полностью, способствуют росту ледников в высоких широтах и на возвышенностях (рис. 19). Вместе с тем возросшая отражательная способность облачного покрова исключает возможность значительного повышения температуры соответственно увеличивающейся радиации. Когда же приток солнечной радиации приближается к максимуму и температура приземных слоев атмосферы повышается настолько, что испарение и таяние начинают превосходить ежегодные накопления снега, ледники вследствие этого начинают сокращаться и исчезать. При максимуме солнечной радиации ледниковая эпоха сменяется теплым влажным межледниковьем.

Переход к фазе ослабления солнечной радиации сопровождается возрождением влажного прохладного климата и очередным оледенением. Однако с при-

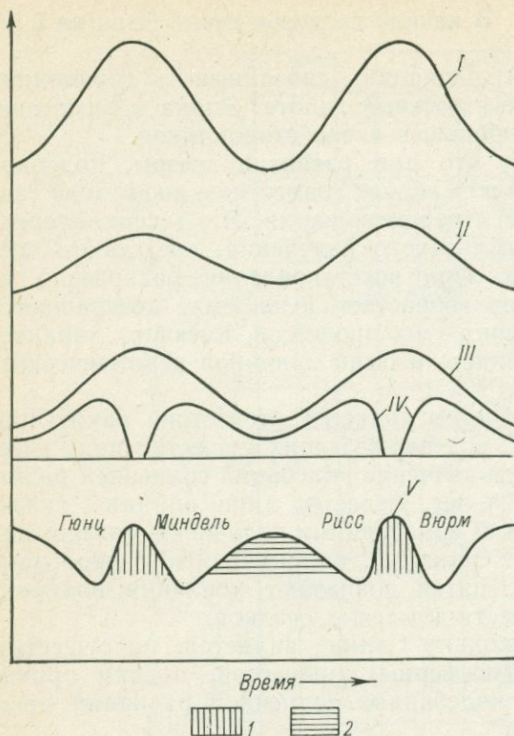


Рис. 19. Влияние двух циклов солнечной радиации на оледенение (по Симпсону). I — солнечная радиация; II — температура; III — осадки; IV — накопление снега; V — наступление и отступление оледенения.

Межледниковая эпоха: 1 — теплая и влажная, 2 — холодная и сухая.

ближением к минимуму радиации испарение вследствие понизившейся температуры снова ослабевает, уменьшаются осадки и ледники лишаются значительной части снегового питания, в результате рост ледников приостанавливается, а затем следует их деградация. Наступает новая межледниковая эпоха, но холодная и сухая. Когда интенсивность радиации снова начнет повышаться, все процессы повторятся, но в обратной последовательности.

Таким образом, по Симпсону, как ледниковые эпохи, так и разделявшие их межледниковья, были различными по климату: одни холодными, другие теп-

лыми. Причем в холодные межледниковья температура могла быть даже более низкой, чем в теплую ледниковую фазу.

Самым слабым местом в гипотезе Симпсона является допущение холодного сухого межледниковья, приходящегося на минимумы солнечной радиации. Таким межледниковьем, по расчетам автора гипотезы, должно быть миндель-рисское. Однако геологические данные показывают противоположное состояние: миндель-рисский интрагляциал был теплее и влажнее следовавшего за ним рисс-вюрмского. Сторонники гипотезы Симпсона — американские астрономы Х. Уиллетт и Б. Белл, чтобы выйти из этого затруднения, предложили выделять для ледникового периода не два, а четыре максимума интенсивности солнечной радиации.

Гипотеза Симпсона в ее новом уточненном варианте сейчас пользуется довольно широким признанием. К ее несомненным достоинствам прежде всего следует отнести увязку периодических изменений солнечной радиации с динамическими процессами атмосферы.

В других гипотезах этой подгруппы основное внимание уделяется изменениям солнечной радиации, не столько количественным, сколько качественным. Допускаются значительные колебания коротковолнового (ультрафиолетового) излучения, вызывающие ионизацию атмосферы, подчеркивается роль ионосферы как поглотителя части ультрафиолетовой и корпускулярной радиации. Климатическое значение ультрафиолетовой радиации заключается в ее воздействии на конденсацию влаги и на развитие озонового слоя в ионосфере.

**Гипотеза Предтеченского.** Предполагается, что солнечная активность через конденсационные процессы оказывает влияние на основные механизмы общей циркуляции атмосферы: на западно-восточный перенос и меридиональный обмен. При усилении солнечной активности циркуляция атмосферы интенсифицируется. Экваториально-тропическая зона расширяется, но средняя температура в ней снижается вследствие возрастающей облачности. Полярные области также расширяются и разогреваются благодаря адвекции теплых воздушных масс более низких широт. Зоны умеренного климата сокращаются, иногда исчезают совсем. Межзональный обмен воздушных масс ослабевает, и градиент температуры экватор — полюс уменьшается, особенно в зимнее время. Климат во всех циркуляционных поясах становится менее континентальным и более однообразным на обширных пространствах. Крайние типы климатов, такие как пустынный и арктический, исчезают.

При ослаблении солнечной активности преобладающими становятся процессы стационарного типа. Зоны умеренных широт достигают максимального развития, а другие зоны сокращаются. Меридиональный обмен ослабевает, и главная роль переходит к западно-восточному переносу. Континентальность климата возрастает; температурный градиент экватор — полюс достигает максимального значения. Контрастность климатических зон становится резкой.

229

Ледниковые эпохи П. П. Предтеченский относит к переходным состояниям, когда меридиональные вторжения и западно-восточный перенос оказываются более или менее равноценными, температура снижается, особенно летом, а осадков выпадает еще много. Такие условия благоприятствуют накоплению снега и становлению ледников. Множественность ледниковых эпох объясняется совместным влиянием на циркуляционные процессы накладывающихся друг на друга циклов солнечной активности, имеющих разную продолжительность и амплитуду.

Неясность связи солнечной активности с циркуляцией атмосферы лишает гипотезу Предтеченского научной убедительности [Алисов, Полатараус, 1962].

**Гипотеза Нольке.** Еще в 1909 г. немецкий ученый Ф. Нольке высказал предположение о том, что Солнечная система периодически встречает на своем пути туманности. В периоды прохождения наиболее темных областей туманностей часть солнечной радиации поглощается, не достигнув Земли, в результате чего температура земной поверхности понижается и наступает оледенение. Если туманность состоит из нескольких сгущений, разделенных прозрачными промежутками, то ледниковые эпохи должны сменяться межледниковыми.

Гипотеза Нольке долгое время пользовалась большой популярностью, но потом растеряла своих сторонников, так как расчетами было показано, что эффект поглощения солнечной радиации межзвездным газом на таком маленьком отрезке космического пространства, как радиус земной орбиты, весьма незначителен.

**Гипотеза советских геологов.** Советские ученые в 50-х годах обратили внимание на совпадение долгопериодических изменений всех основных групп таких природных процессов, как развитие общей структуры и рельефа материков, вулканизм и плутонизм, климат, седиментация, типы ландшафтов, эволюция флоры и фауны. На основе совпадения высшей периодичности в развитии процессов, столь разных по характеру и сфере действия, неожиданно выявились геохронологические и парагенетические зависимости между ними.

В результате намечаются два основных типа развития, чередованием которых и определяются долгопериодические изменения геологических процессов и жизни. Эти типы назовем геократическим и талассократическим.

Геократический тип характеризуется общим всплыванием сиалических масс земной коры и широким распространением суши, резко выраженным аридным климатом, общим ослаблением седиментационных процессов, усилением гранитообразования, кризисом флоры, почти полным прекращением угленакопления и бокситообразования.

Талассократический тип отличают погружение значительных участков сиалической коры, способствующее трансгрессии моря, гумидный климат с плотной облачностью, увеличение объемов терригенного осадконакопления, развитие спилито-кератофировых вулканических серий и внедрение офиолитовых интрузий, пышное развитие растительности (полихронные флоры), интенсивное накопление растительного углерода и углей.

230 Можно еще говорить о переходном типе, отвечающем смене геократической фазы талассократической и последней снова геократической. Этот тип замечателен наиболее дифференцированным и контрастным климатом, бурным вулканизмом, общей динамичностью физико-географической среды и пестротой ландшафтов, четкой биогеографической зональностью на суше и в море, усилением и усложнением процессов осадконакопления, вспышками угленакопления, рифообразования, бокситообразования и галогенеза.

Таким образом, долгопериодические изменения климата происходили параллельно, однонаправленно и соразмерно с изменениями всех главных геологических и географических процессов. Это позволяет считать, что в основе долгопериодических колебаний природных процессов лежат какие-то общие причины, находящиеся, вероятно, вне нашей планеты. Такие предположения неоднократно высказывались и обосновывались в советской геологической литературе [Лунгерсгаузен, 1957; Тамразян, 1959; Синицын, 1962, 1964].

Предполагается, что Солнечная система, совершая свой путь вокруг центра Галактики, проходила пространства, различно насыщенные космической материей. Изменения космической среды должны были отражаться на состоянии Земли и прежде всего на энергии процессов, протекающих в ее верхних оболочках: атмосфере, гидросфере и земной коре. Так, поглощающие галактические туманности могли вызывать периодические ослабления солнечной радиации, достигающей Земли, от чего зависят общий климат и все определяемые им экзогенные геологические процессы, а также условия развития органического мира.

Вместе с тем разная насыщенность космической материей отдельных областей Галактики, через которые проходила Солнечная система, могла явиться дополнительным фактором гравитационного воздействия, по-разному возбуждавшего земную кору, в одних случаях вызывая всплывание сиалических блоков и гранитный плутонизм (геократические фазы), в других — частичное погружение сиала и внедрение в земную кору основного материала (талассократические фазы). Кульминационные эпохи орогенеза Г. Ф. Лунгерсгаузен [1957] и Г. П. Тамразян [1959] приурочивают к моментам пересечения Солнечной системой плоскости Галактики, когда развивается максимальная скорость движения под действием наибольшего сгущения масс в зоне галактического экватора. Одновременное и одинаково направленное воздействие меняющейся космической

среды на верхние оболочки планеты, по-видимому, и определяет совпадение долго периодических изменений всех основных групп экзогенных и эндогенных процессов, а также долгопериодических изменений климата.

### ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

Эти гипотезы могут быть подразделены на две подгруппы: гипотезы, связывающие колебания климата с изменениями состава и свойств атмосферы, и гипотезы, объясняющие состояние климата изменениями поверхности Земли.

**Состав атмосферы.** Лучистая энергия Солнца, достигающая поверхности Земли, преобразуется в тепловую. Таким образом, земной шар является своеобразным трансформатором, перерабатывающим волны малых длин в длинноволновые.

Современная атмосфера пропускает 48% солнечных лучей, идущих к планете, и задерживает 93% длинноволнового излучения земной поверхности. Тепловые свойства атмосферы в значительной мере определяются содержанием в ней водяного пара, углекислоты и пыли.

Из компонентов атмосферы наибольшее климатическое значение имеет водяной пар, проникаемый для коротковолновой солнечной радиации и экранирующий длинноволновое земное излучение. Поэтому повышение содержания водяного пара в атмосфере усиливает «тепличный» эффект, поднимает температуру у земной поверхности.

231

Содержание водяного пара в атмосфере зависит от испарения и увлажнения, в свою очередь определяемых количеством солнечной радиации, достигающей поверхности Земли, и состоянием воздушных масс. По гипотезе Симпсона, содержание пара сильно возрастает в гумидные фазы, приходящиеся на максимум солнечной радиации, и уменьшается в аридные фазы, соответствующие периодам ослабления солнечной радиации.

Особую климатическую роль играет та часть водяного пара, которая конденсирована в облаках, имеющих большую отражательную способность и существенно влияющих на альбедо Земли. Именно благодаря повышенной облачности средние летние температуры экваториального пояса оказываются ниже, чем в аридной области средних широт, где облачность меньше. По расчетам Ч. Брукса, понижение средней облачности только на 20% повысило бы среднюю температуру поверхности Земли на 8°С (что близко к перепаду температуры при похолодании ледникового времени).

В геологическом прошлом водная поверхность на Земле была обширнее и температура выше, следовательно, испарение происходило интенсивнее, а поэтому условия для образования облаков были более благоприятными. Однако, как теперь установлено, формирование облаков не является прямым следствием увеличения влажности воздуха. Для образования облаков и осадков необходимо наличие в атмосфере мельчайших ядер конденсации в виде вулканической пыли, кристалликов льда, дыма лесных пожаров и др. [Мензол, 1958].

Геологические данные (эволюция фациальных типов континентальных отложений) и состояние светочувствительных растений, несомненно, указывают на происходившие в ходе геологической истории прогрессивное уменьшение облачного покрова и нарастание солнечности климата.

Существенное влияние на климат планеты оказывает также содержание в атмосфере углекислого газа, на что впервые обратили внимание англичанин

Тиндаль и швед Аррениус. Углекислый газ присутствует в земной атмосфере в ничтожном количестве — всего 0,03% по объему. Но и при такой концентрации он способен оказывать заметное влияние на климат. Дело в том, что углекислый газ совершенно непрозрачен для тепловых лучей, испускаемых нагретой Землей.

Естественно, возникла мысль, что периодические изменения климата могли быть связаны с изменениями количества углекислого газа в атмосфере. Подсчитано, что если содержание углекислоты в атмосфере возросло бы относительно современного вдвое, то температура ее поднялась бы при этом на 3° С, тогда как двукратное уменьшение вызвало бы такое же понижение температуры. Если бы углекислый газ отсутствовал в атмосфере совсем, то среднегодовая температура воздуха на Земле была бы на 21° С ниже современной и составляла —7° С.

Основная масса углекислоты растворена в водах океана. В них углекислого газа содержится в 50 раз больше, чем в атмосфере. Концентрация углекислого газа в воздухе регулируется обменом в системе океан — атмосфера, постоянно стремящейся к равновесию. Примерно 200 млрд. т газа каждый год перетекает из воздуха в воду и обратно. Всякое нарушение углекислотного равновесия системы океан — атмосфера существенно отражается на климате планеты.

Понижение содержания углекислого газа в атмосфере вызывает похолодание и оледенение; при этом часть воды океанов (около 5%) превращается в лед, включающий углекислого газа меньше, чем вода. В результате в океане возникает избыток углекислого газа, который возвращается в атмосферу, повышая ее температуру. Лед плавится, объем океана снова возрастает, вода его теперь оказывается недонасыщенной углекислотой. Недостаток углекислого газа восполняется из атмосферы, которая опять выхолаживается; начинается очередное оледенение.

Физическая проверка этой гипотезы показала, что изменения содержания углекислого газа в атмосфере могут привести лишь к незначительным колебаниям климата, недостаточным ни для похолодания масштаба плейстоценового, ни для потепления, способного растопить мощные материковые льды.

Сторонники гипотезы изменяющейся концентрации углекислоты считают, что основным источником атмосферного углекислого газа являются вулканы, поэтому теплые климаты ставятся в связь с периодами интенсивной вулканической деятельности. Однако это допущение противоречит другому не менее распространенному мнению, согласно которому бурная вулканическая деятельность создает условия для оледенений, внося в атмосферу много мелкой пыли, играющей роль ядер конденсации при образовании облаков.

Углекислый газ атмосферы в большом количестве расходуется при процессах фотосинтеза, выветривания, торфонакопления и образования карбонатных осадков. По приблизительным подсчетам современные растения ежегодно поглощают около 1/35 всего количества углекислого газа, содержащегося в атмосфере. В карбонатных осадках палеозоя углекислоты сконцентрировано в 15 000 раз больше, чем ее содержится в атмосфере. Углекислый газ возвращается в атмосферу при минерализации растительных и животных остатков, дыхания, сжигании минерального и древесного топлива, при выносе его из глубин вулканами и горячими источниками. Наличие в осадочной оболочке Земли огромных масс связанного углекислого газа, заключенного в ископаемых углях и горючих

сланцах, нефтях и природном газе и, наконец, в мощных толщах карбонатных отложений, показывает, что в прошлом расход атмосферного углекислого газа преобладал над приходом. Это позволяет высказать предположение, что в течение геологического времени содержание углекислого газа в атмосфере уменьшалось и соответственно падало его влияние на климат.

Климатическую роль, качественно аналогичную роли водяного пара и углекислого газа, но меньшую по значению, играет озон, также задерживающий длинноволновое излучение Земли и усиливающий «тепличный» эффект атмосферы. Озон образуется в ионосфере из молекул кислорода под воздействием ультрафиолетовой радиации. Поэтому усиление ультрафиолетовой радиации, способствующее возрастанию плотности озонового слоя, соответственно должно повышать температуру у земной поверхности.

**Вулканизм.** Вулканы являются источниками огромных масс пепла, который вызывает помутнение атмосферы и в качестве ядер конденсации способствует увеличению облачности. Поэтому влияние на климат оказывает не всякий вид вулканической деятельности, а только эксплозивные извержения, продуцирующие много пепловых частиц и забрасывающие эти частицы на большие высоты в атмосферу, где они удерживаются в течение многих лет.

Наиболее яркими примерами являются извержения вулканов Кракатау в 1883 г., выбросившего  $18 \text{ км}^3$  рыхлых вулканических продуктов, и Катмай в 1912 г., поднявшего в атмосферу около  $21 \text{ км}^3$  тонко измельченного пирокластического материала. Пепел этих извержений распространился на большую часть поверхности земного шара и вызвал понижение солнечной радиации на 10—20%.

По Ч. Бруксу, все холодные годы последних столетий следовали за крупными извержениями вулканов: 1884—1885 гг. — за извержением Кракатау (1883 г.), а 1913 г. — за извержением вулкана Катмай (1912 г.). Однако геологические данные не устанавливают связи эпох интенсивной вулканической деятельности, таких как позднедевонская, раннепермская, позднетриасовая и позднерюрская, с похолоданиями. Да и чередования ледниковых и межледниковых эпох плейстоцена не сопровождались соответствующими подъемами и спадами вулканической деятельности в это время.

В общем, создается впечатление, что влияние вулканизма на климат не относится к числу первостепенных. По мнению климатолога Хэмфриса, влияние вулканической пыли на климат Земли двоякое. С одной стороны, она задерживает тепловое излучение Земли, с другой — затрудняет проникновение к ее поверхности солнечных лучей. Оба эти эффекта, по-видимому, уравнивают друг друга.

**Поверхность Земли.** Климат во многом зависит от характера поверхности Земли и ее изменений. Рельеф земной поверхности отражается на общем типе климата и на циркуляции атмосферы. Чем больше площади экваториальных, воды которых медленнее нагреваются и дольше держат тепло, тем равномернее климат и слабее циркуляционные процессы.

В течение суток температура воды в океане колеблется в пределах  $1^\circ \text{C}$ , тогда как суточные изменения температуры скальной поверхности на суше составляют несколько десятков градусов. Наличие больших площадей менее теплоемкой суши делает климат континентальным, с отчетливыми межзональными контрастами и высоким температурным градиентом экватор — полюс; атмосферная циркуляция при этом усиливается.

Имеет значение и географическое размещение основных массивов суши. Если их больше в высоких широтах и меньше в низких, климат будет континентальнее, чем в противоположном случае. Внутренние части континентов летом получают большее количество тепла и света, что обуславливает сдвиг в них географических зон к полюсу. По мере увеличения площади суши усиливается антициклональная циркуляция, способствующая выхолаживанию климата. При сложном распределении материков и океанов формируются много локальных барических центров, усложняющих климатическую зональность. Особенно мощные центры возникают в субтропическом поясе. Здесь области повышенного давления летом образуются над океанами, где воздух прогревается меньше, чем над сушей в тех же широтах, а зимой — над материками, где воздух охлаждается.

Большое климатическое значение имеет средний гипсометрический уровень суши. Если он высокий, — меньше атмосферное давление, сильнее испарение и ниже общая температура. С понижением среднего гипсометрического уровня климат материков становится теплее и влажнее.

234 Значительна также роль высоких хребтов, особенно в тех случаях, когда они располагаются на путях движения воздушных масс. Такие хребты существенно влияют на атмосферную циркуляцию и на распределение дождевых осадков, становясь важными климаторазделами. Самым ярким примером хребта-климатораздела являются Большие Гималаи, образующие резкую границу между муссонной областью Индостана и сухим Тибетом.

Но как бы велико ни было влияние на климат особенностей поверхности Земли, оно все же не является решающим и ограничивается лишь осложняющим воздействием на основную климатообразующую закономерность. Действительно, история геологического развития Земли дает много примеров, показывающих отсутствие прямой связи между изменениями палеогеографическими и палеоклиматическими. В отдельные периоды палеозоя и мезозоя общие соотношения суши и моря и очертания материков значительно изменялись, между тем характер и география климата при этом оставались такими, как и прежде. Особенно наглядный пример независимости климата от географического состояния планеты дает четвертичный период с его частыми и резкими колебаниями климата: чередованием ледниковых эпох и теплых межледниковий, происходивших при неизменном по существу рельефе [Белл, 1958].

Современные климатические условия также указывают на слабую зависимость общей температуры от размещения суши и моря. Симпсон обратил внимание на тот факт, что в Северном и Южном полушариях средние температуры по параллелям ведут себя более или менее одинаково, несмотря на большие различия в соотношениях суши и моря.

Встречает затруднения и попытка связать оледенения с орогеническими периодами, во время которых сильно увеличивалась площадь континентов и возрастала высота гор. Во-первых, оледенениями сопровождалась только герцинское и альпийское горообразование, а другие не менее мощные орогенические движения, такие как гяньшаньские, ярко проявившиеся в Восточной Азии, и ларамийские, изменившие палеогеографию Северной Америки, оледенений не вызывали. Во-вторых, в процессе альпийского орогенеза оледенение началось не сразу в тот момент, как сформировался высокий рельеф материков, а с большим отставанием. Рельеф, в условиях которого проявилось плейстоценовое оледенение, имел тот же вид и при теплом климате плиоцена.

**Климатическая роль Мирового океана.** Благодаря сильному поглощению солнечной радиации и высокой теплоемкости Мировой океан представляет собой мощный аккумулятор тепла, оказывающий исключительно большое влияние на температурные условия нижних слоев атмосферы. Поверхность океана получает тепло за счет поглощения солнечной радиации и отдает его путем эффективного излучения (42%) и испарения (51%). В результате океанические воды изменяют свою температуру незначительно и медленно.

Поверхность океана осваивает солнечную радиацию полнее, чем соответствующий участок суши. Она способна поглотить до 99,6% поступающего солнечного тепла, тогда как для суши этот показатель равен только 55—56%. При малых площадях суши в прошлом Мировой океан осваивал солнечного тепла больше, чем в современный материковый период. Океан медленнее, чем суша, поглощает тепло, но и медленнее отдает его в атмосферу. Поэтому суточный и годовой ход температур воздуха над его поверхностью характеризуется небольшими колебаниями. Огромная температурная инерция океана умеряет контрасты климата, препятствует и сильному перегреву и резкому охлаждению. Океан является хранилищем тепловой энергии на Земле и в основном определяет термический режим соответствующего времени. В мезозое температура вод Мирового океана в целом была на 14° С выше современной. Естественно, что при таком теплом океане тропические условия распространялись до самых высоких широт. Кайнозойское похолодание сопровождалось медленным, постепенно нараставшим выхолаживанием океанических вод и, следовательно, сокращением запасов тепловой энергии на Земле, накопленной в минувшие геологические эпохи. Охлажденные в высоких широтах воды опускались в толщу гидросферы и в виде глубинных течений перемещались в направлении экватора, вызывая отток теплых вод к полюсу, где они снова охлаждались. Значительное снижение температуры водной оболочки в кайнозое (на 9—10° С) имело серьезные последствия для климата планеты. Холодный океан, оказывая инерционное тепловое воздействие на атмосферу, становится фактором, умеряющим ее термический режим.

235

В связи с кайнозойским похолоданием уменьшилось испарение с поверхности океанов, слабее стала облачность, сократилось количество дождей над континентами, сузились пространства с морским климатом. В целом климат Земли стал прохладнее и суше.

Мировой океан является и основным источником влаги, поступающей в атмосферу и на поверхность материков. С поверхности океана ежегодно испаряется 440—450 тыс. км<sup>3</sup> воды, что соответствует слою 112 см. Вся эта масса испаренной влаги уносит в атмосферу  $9 \cdot 10^{23}$  Дж теплоты. В облаках водяной пар конденсируется и выпадает дождем над океанами (78%) и континентами (22%). В ходе этого влагооборота огромные количества солнечной энергии передаются геологическим и биологическим процессам.

**Поднятия океанического дна.** Понимая, что образование крупных континентов в результате общего поднятия земной коры не создает предпосылок для оледенения, поскольку климат при этом подвергается континентализации, Л. Б. Рухин и одновременно с ним Ивинг и Донн предложили новый вариант гипотезы, также основанной на связи оледенений с горообразованием. За причину оледенений принимаются поднятия порогов на дне океана, что приводит к изоляции и выхолаживанию полярных бассейнов.

Так, причиной четвертичного оледенения было поднятие подводной гряды Томсона, протягивающейся через Атлантический океан от Шотландии и Фарерских островов через Исландию к Гренландии. Эта гряда закрыла Гольфстриму доступ в северный полярный бассейн, вследствие чего он стал выхолаживаться и покрываться льдом, превращаясь в своеобразный холодильник, над которым возник устойчивый барический максимум. Холодные массы сухого воздуха, формирующиеся в области полярного максимума, приходя в соприкосновение с теплым влажным атлантическим воздухом, вызывали обильные осадки, главным образом в виде снега, и тем самым способствовали развитию на ближайших материках (в Северной Америке и Европе) мощных ледниковых щитов.

236

При последующем опускании гряды Томсона теплые воды Гольфстрима снова проникали в северный полярный бассейн, прогревали его и разрушали барический максимум. Таким образом условия, благоприятствовавшие развитию оледенения, ликвидировались, и материковые льды начинали таять. В результате в полярном бассейне и на окружающих его материках восстанавливался теплый климат. Повторное поднятие гряды Томсона вновь вызывало оледенение, а следовавшее за ним опускание и прорыв Гольфстрима в полярный бассейн приводили к очередной межледниковой эпохе. Таким образом, неоднократные поднятия и погружения гряды Томсона, то закрывавшие, то открывавшие Гольфстриму путь в северный полярный бассейн, и были причиной чередования ледниковых и межледниковых эпох.

Против гипотезы Рухина, Ивинга и Донна выдвигаются следующие возражения. Во-первых, если бы четвертичное оледенение было связано с поднятием гряды Томсона, то в этом случае оно проявилось бы только в региональном масштабе в пределах области атлантической циркуляции, а в области тихоокеанской циркуляции оледенение тем временем отсутствовало бы либо развивалось независимо уже по другой причине. В действительности же четвертичные изменения климата были общепланетарными; они проявились синхронно в Северном и Южном полушариях и во всех природных зонах, на что указывает строгое хронологическое соответствие ледниковых и межледниковых эпох высоких широт с пльвиальными и ксеротермическими фазами низких широт. Во-вторых, поднятия и опускания гряды Томсона не могли ограничиваться только четвертичным периодом, они происходили и раньше, но воздействия их на климат дочетвертичного времени не обнаруживается.

**Соленость океанических вод.** Существенное влияние на климат оказывает глубинная циркуляция вод, связанная с погружением тяжелых вод и их течением в меридиональном направлении в соответствии с градиентами плотности. Тяжелыми являются холодные воды, формирующиеся в областях с арктическим климатом, и воды повышенной солености, характерные для экваториальной (особенно пассатной) зоны, где испарение превосходит атмосферные осадки.

В ледниковые эпохи в основе глубинной циркуляции лежит перемещение тяжелых холодных вод из полярных областей к экватору, а в теплые эпохи, наоборот, — движение более плотных соленых вод приэкваториальной зоны к полюсам. Соответственно меняется и перенос тепла: если холодные полярные воды способствуют охлаждению океана в низких широтах, то соленые экваториальные воды несут к полюсам тепло.

Т. Чемберлин высказал предположение, что периодические изменения климата, обусловленные, по его мнению, колебаниями содержания углекислоты в атмосфере, могли сопровождаться периодическими обращениями направления глубинной циркуляции. При потеплениях возрастало испарение в экваториальной зоне, что повышало соленость ее вод; росли градиенты плотности и глубинная циркуляция развивалась в направлении экватор — полюс. При похолоданиях различия плотностей океанических вод диктовались уже распределением температур; в этих случаях циркуляция приобретала противоположное направление. Таким образом, в зависимости от направления глубинной циркуляции происходило то потепление полярных областей, то охлаждение тропиков.

М. Шварцбах, возражая Т. Чемберлину, отметил, что вряд ли незначительные колебания содержания углекислого газа в атмосфере могли сопровождаться такими грандиозными последствиями, как обращение глубинной циркуляции.

Влияние на климат оказывает и общее содержание солей в водах океанов. Древние океаны бедны солями, так как суша была плоской, процессы ее денудации слабыми и соответственно поступление солей в океан незначительным. Полагают, что низкое солесодержание вод древнего океана оказывало на климат уравнивающее влияние и было одним из факторов, обуславливающих его однообразие.

По мнению Кларка (1924), нарастание в течение геологического времени концентрации солей в океанических водах должно было сопровождаться увеличением давления водяного пара, что соответственно ослабляло испарение и понижало содержание паров в атмосфере. В свою очередь это становилось одной из причин усиления континентальности климата, усугублявшейся в ходе геологической истории.

Климат — явление весьма значительное, управляющее всеми процессами в атмосфере и оказывающее существенное влияние на развитие гидросферы и литосферы. Формируется климат под влиянием различных космических и планетарных факторов, которые и сейчас еще трудно учесть полностью и оценить их относительное значение. Оценка роли отдельных климатообразующих факторов затрудняется отчасти тем, что многие из них оказывают на климат двоякое воздействие. Например, водяной пар, содержащийся в атмосфере, с одной стороны, усиливает ее «тепличный» эффект, способствуя потеплению климата, а с другой, — будучи в конденсированной форме (облака), увеличивает альбедо Земли и тем самым усиливает похолодание. Неоднозначна роль и вулканической деятельности, которая одновременно способствует и потеплению климата, выбрасывая массы углекислого газа, и похолоданию, внося в атмосферу много пепла, который ослабляет солнечную радиацию.

Каждая из гипотез, предложенных для объяснения изменений климата, несомненно, несет в себе зерно истины. Рациональным в каждой гипотезе служит выявление конкретного фактора, влияющего на климат, и оценка его климатического значения. Общим недостатком всех гипотез является отсутствие комплексного подхода к проблеме, абсолютизация одних (иногда второстепенных) и игнорирование других климатообразующих факторов.

Будущая теория климата должна исходить из всего многообразия климатообразующих факторов, давать количественные оценки каждого из них, учитывать изменение их относительной роли в историческом развитии климата.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алехин В. В., Кудряшов Л. В., Говорухин В. С.* География растений. Учпедгиз, 1961.
- Алисов Б. П., Полатараус Б. В.* Климатология. Изд-во МГУ, 1962.
- Ананова Е. Н.* Палинологические данные и вопросы о происхождении степей на юге Европейской равнины. — Бот. журн., т. 39, 1957, № 3.
- Аристова Е. К.* Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений Джунгарской впадины. Гостоптехиздат, 1959. (Труды ВНИГРИ, т. 61).
- Аркелл В.* Юрские отложения земного шара. М., Иностр. лит., 1961.
- Атлас карт угленакопления на территории СССР.* Объясн. зап. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Атлас литолого-фациальных карт Русской платформы и ее обрамления.* Ч. 1, 2. 1960, 1963.
- Атлас миоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР/Под ред. И. М. Покровской.* М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Атлас олигоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР.* Госгеолтехиздат, 1956.
- Аугуста И., Буриан З.* По путям развития жизни. Прага, Артия, 1963.
- Баженов В. С.* Обзор истории фауны наземных позвоночных Казахстана. Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Т. 1. Алма-Ата, Изд-во АН СССР, 1955.
- Байковская Т. Н.* О находках третичных растений в Болгарии и Румынии. — Бот. журн., т. 41, 1956, № 3.
- Байковская Т. Н.* Верхнемеловые флоры Средней Азии. — Труды Бот. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника, 1956, вып. 2.
- Баранов В. И.* Этапы развития флоры СССР в третичном периоде. Ч. 3. 1954. (Учен. зап. Казан. ун-та, т. 114, кн. 4. Ботаника).
- Бархорн Э. С.* Изменение климата в свете геологического прошлого растительной жизни. — В кн.: Изменение климата. М., Иностр. лит., 1958.
- Бархатова Н. Н., Немков Г. И.* О нуммулитовых провинциях СССР. — В кн.: Рус. и Сибир. платформы и их горн. обрамление. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Белл Б.* Колебания солнечного излучения как причина изменений климата. — В кн.: Изменение климата. М., Иностр. лит., 1958.
- Беляева Е. И.* Халикотериды Советского Союза и Монголии. — Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 55, 1954, вып. 3.
- Беляева Е. И., Дуброво И. А.* Ископаемые фауны млекопитающих и их смена. Основы палеонтологии. Млекопитающие. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Беммелен Ван.* Геология Индонезии. М., Иностр. лит., 1957.
- Бениславский С. И.* Гидрогеологический режим — важнейший фактор бокситообразования. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 5. Изд-во АН СССР, 1963.
- Берг Л. С.* Вопрос об изменении климата в историческую эпоху. Избр. труды. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Бергерес У.* Биостратиграфия, планктонные фораминиферы и граница меловых — третичных отложений в Дании и Южной Швеции. — Труды XXI сес. МГК, вып. 1. М., Иностр. лит., 1963.
- Бобкова Н. Н., Луппов Н. П.* Особенности среднеазиатской поздне-меловой палеозоологической провинции. Стратиграфия верхн. палеозоя и мезозоя юж. биогеогр. провинций. — Докл. сов. геологов на XXII сес. МГК. М., Недра, 1964.
- Боголепов К. В.* Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского края. Госгеолтехиздат, 1961.

- Бодылевский В. И.* Бореальная провинция юрского периода. — Труды Первой сес. Всесоюз. палеонт. о-ва. Госгеолтехиздат, 1957.
- Бодылевский В. И.* Стратиграфия юрских отложений Бореальной провинции. — Докл. сов. геологов на I Междунар. коллоквиуме по юрск. системе. Тбилиси, 1962.
- Боли А.* Северная Америка. М., Иностр. лит., 1948.
- Болховитина Н. А.* Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских отложений Виллойдской впадины и их значение для стратиграфии. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 24.
- Болховитина Н. А.* Спорово-пыльцевые комплексы триаса — раннего мела (к востоку от Енисея). — Тезисы докл. Междвед. совещ. по континент. отложениям Азии. Л., 1965.
- Борисов А. А.* Палеоклиматы территории СССР. Изд-во ЛГУ, 1965.
- Борсук М. О.* Палеогеновая флора Сахалина. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1956, т. 12.
- Брукс К.* Климаты прошлого. М., Иностр. лит., 1952.
- Буданцев Л. Ю., Свежишкова И. Н.* Палеоботаническая экспедиция на Землю Франца-Иосифа. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1961, вып. 8.
- Будыко М. И.* Изменение климата и пути его преобразования. — В кн.: Развитие и преобразование геогр. среды. М., Наука, 1964.
- Бушинский Г. И.* О генетических связях глин с бокситами. — Материалы совещ. по исследованию и использованию глин. Львов, 1958.
- Бюдель Ю.* Климатические зоны ледникового периода. — В кн.: Вопр. геологии четверт. периода. М., Иностр. лит., 1955.
- Вальтер И.* Законы образования пустынь в настоящее и прошлое время. СПб., 1911.
- Вангенгейм Э. А., Равский Э. М.* О внутриконтинентальном типе природной зональности Евразии в четвертичном периоде. — Докл. сов. геологов. Проблемы стратиграфии кайнозоя. XXII сес. МГК. Недра, 1963.
- Василевская Н. Д.* О возрасте ископаемой флоры о. Новая Сибирь. — Бот. журн., т. 43. 1958.
- Вассоевич Н. Б.* Условия образования флиша. Госптехиздат, 1951.
- Вахрамеев В. А.* Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 102.
- Вахрамеев В. А.* Роль древних растений в восстановлении физико-географических, особенно климатических, условий геологического прошлого. Методы палеогеогр. исследований. Недра, 1964.
- Векслер Х.* Радиационный баланс Земли как фактор изменения климата. — В кн.: Изменение климата. М., Иностр. лит., 1958.
- Веножинскене А.* Палинологические комплексы палеогена и неогена Южной Прибалтики. — В кн.: Мезозой и кайнозой Юж. Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1960.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б.* Эволюция химического состава Глин Русской платформы — Геохимия, 1956, № 2.
- Волобуев В. Р.* Почвы и климат. Баку, 1953.
- Воробьева Э. И., Обручев Д. В.* Кистеперые и двоякодышащие рыбы. Основы палеонтологии. Бесполовые рыбы. М., Наука, 1964.
- Воронов А. Г.* Биогеография. Изд-во МГУ, 1963.
- Габуния Л. К.* К истории гиппарионов (по материалам из неогена СССР). М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Геологическое строение Монгольской Народной Республики.* Госгеолтехиздат, 1959.
- Геологическое строение СССР.* Т. 1—3. Госгеолтехиздат, 1958.
- Геология и минеральные ресурсы Японии.* М., Иностр. лит., 1961.
- Геология и нефтегазоносность зарубежных стран.* Недра, 1964.
- Гинзбург И. И.* Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. — В кн.: Регион. развитие кор выветривания в СССР. Изд-во АН СССР, 1963.
- Голенин М. И.* Победители в борьбе за существование. Исследование причин и условий завоевания Земли покрытосеменными растениями в середине мелового периода. М., 1927.
- Горецкий Ю. К.* Закономерности в размещении бокситовых месторождений и условия их образования. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1958.
- Горн Н. К., Кузнецов С. С.* Северная нуммулитовая провинция. Вестн. ЛГУ, 1952, № 7.
- Громова В. И.* Гиппарионы (род *Hipparion*). — Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1952, т. 36.
- Громова В. И.* Гигантские носороги. — Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1959, т. 71.
- Громова В. И.* Болотные носороги (Aminodontidae) Монголии. — Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1960, т. 55.

- Громова В. И. Новые материалы по палеогеновым тапирообразным Азии. — Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1960, т. 57.
- Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. Гостоптехиздат, 1962.
- Дикишт С. К. Введение в археологию. М., 1960.
- Дорофеев П. И. Третичные флоры Западной Сибири. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Дорофеев П. И. Развитие третичной флоры СССР по данным палеокарпологических исследований. Автореф. докт. дис. Л., 1964.
- Дуброво А. И. Основы палеонтологии. Млекопитающие. Госгеолтехиздат, 1962.
- Егоров А. И. Пояса угленакопления и нефтегазоносные зоны земного шара. Изд-во Ростов. ун-та, 1960.
- Ерошчев-Шак В. А. Каолинит в осадках Атлантического океана. — Докл. АН СССР, т. 137, 1961, № 3.
- Ефремов И. А. Некоторые замечания по вопросам развития динозавров. — Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1954, т. 48.
- Ефремов И. А., Вьюшков Б. П. Каталог местонахождений пермских и триасовых наземных позвоночных на территории СССР. — Труды Палеонтол. ин-та, 1955, т. 46.
- Жижченко Б. П. Методы палеогеографических исследований. Гостоптехиздат, 1959.
- Жинью М. Стратиграфическая геология. М., Иностр. лит., 1952.
- Заклинская Е. Д. Типы спорово-пыльцевых спектров палеогеновых отложений различных физико-географических провинций. — Материалы по истории флоры и растительности СССР, 1958, вып. 3.
- Зауэр В. В., Кара-Мурза Э. Н., Седова М. А. Основные этапы в развитии растительности на территории СССР в мезозойское время (по данным палинологического анализа). — Бот. журн., т. 39, 1954, № 2.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Госгеолтехиздат, 1960.
- Ильинская И. А. Неогеновые флоры Закарпатской области УССР. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гостоптехиздат, 1958.
- Капо-Рей Р. Французская Сахара. М., Географгиз, 1958.
- Келлер У. Д. Основы химического выветривания. — В кн.: Геохимия литогенеза. М., Иностр. лит., 1963.
- Ковда В. А. Геохимия пустынь СССР. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Коллинсон Д. У., Нэри А. Э. Обзор палеомагнитных данных. — В кн.: Палеомагнетизм. М., Иностр. лит., 1962.
- Кольберт Э. Х. Изменения климата по данным палеоэкологии позвоночных. — В кн.: Изменение климата. М., Иностр. лит., 1948.
- Конжукова Е. Д. Основные направления эволюционного развития лабиринтодонтов. — Докл. АН СССР, т. 100, 1955, № 1.
- Корнилова В. С. Обзор палеоботанических исследований в Казахстане. — В кн.: Ботаника в Казахстане. Алма-Ата, 1959.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Виллойской впадины и Западного Верхоянья. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 63.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., Иностр. лит., 1954.
- Криштофович А. Н. Развитие ботанико-географических областей Северного полушария с начала третичного периода. — В кн.: Вopr. геологии Азии, 1955, т. 2.
- Криштофович А. Н. Происхождение флоры ангарской суши. — Материалы по истории флоры и растительности СССР, 1958, вып. 3.
- Кропоткин П. Н. Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема горизонтальных движений земной коры. — Сов. геология, 1961, № 5.
- Лавренко Е. М. Возраст ботанических областей внутритропической Евразии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1951, № 3.
- Лавров В. В. Палеоген-неогеновые провинции осадконакопления в Северо-Западной Азии. — Докл. АН СССР, 1961, т. 138.
- Лайель Ч. Основные начала геологии. Т. 1, 2. М., 1866.
- Лисицын А. П. Основные закономерности распределения кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. — В кн.: Геохимия кремнезема. М., Наука, 1966.
- Лопатин Г. В. Наносы рек СССР. Образование и перенос. Географгиз, 1952.

- Лукашев К. И. Основы литологии и геохимии коры выветривания. Минск, Изд-во АН БССР, 1958.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. Периодические изменения климата и великие оледенения Земли. (Некоторые проблемы исторической палеогеографии и абсолютной геохронологии). — Сов. геология, 1957, № 59.
- Македонов А. В. Некоторые закономерности географического распространения современных конкреций в осадках и почвах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 4.
- Макридин В. П., Кац Ю. И. Палеобиогеографическое районирование поздне меловых морей Европы, Средней Азии и сопредельных стран. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., т. 39, 1964, вып. 2.
- Марков К. К. Палеогеография. Изд-во МГУ, 1960.
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период. Изд-во МГУ, 1965.
- Маркова Л. Г., Тесленко Ю. В. История развития юрской флоры Западной Сибири. — Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геологии, геофизики и минерал. сырья, 1962, вып. 22.
- Маркович Е. М., Просвирякова З. П., Фаддеева И. З. Нижнемелозойское угленакпление. — В кн.: Атлас карт угленакпления на территории СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Мартинсон Г. Г. Стратиграфия и корреляция мезозойских континентальных отложений Азии. Докл. сов. геологов на XXII сес. МГК. Госгеолтехиздат, 1964.
- Мензол Д. К. Причины оледенений. — В кн.: Изменение климата. М., Инostr. лит., 1958.
- Методы изучения осадочных пород. Т. 1, 2. Госгеолтехиздат, 1956, 1957.
- Мишачева Е. Е. Ботанико-географическая зональность юга Евразии в позднем триасе — ранней юре. — XXII сес. МГК. Докл. сов. геологов. Стратиграфия палеозоя и мезозоя юж. биogeogr. провинций. М., Недра, 1964.
- Миклухо-Маклай А. Д. Некоторые вопросы зоогеографического районирования морской перми СССР и корреляция верхнепалеозойских отложений Средней Азии, Кавказа и Закавказья и Уссурийского края. — Учен. зап. ЛГУ, № 189. Сер. геол., 1955, вып. 6.
- Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.—Л., 1939.
- Найдин Д. П. Некоторые особенности распространения в пределах Европы верхнемеловых белемнитов. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., т. 29, 1954, № 3.
- Найдин Д. П. Вопросы определения климатических условий прошлых геологических периодов методом изотопной палеотермии. — Сов. геология, 1958, № 7.
- Найдин Д. П., Тейс Р. В., Чупахин М. С. Определение климатических условий некоторых районов СССР в верхнемеловой период методом изотопной палеотермии. — Геохимия, 1956, № 8.
- Найдин Д. П., Тейс Р. В., Чупахин М. С. Определение палеотемператур по изотопному составу кислорода в кальците раковин некоторых меловых ископаемых Крыма. — Геохимия, 1957, № 4.
- Найдин Д. П., Тейс Р. В., Задорожный П. К. Некоторые новые данные о температурах маастрихтских бассейнов Русской платформы и сопредельных областей по изотопному составу кислорода в рострах белемнитов. — Геохимия, 1964, № 10.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Изд-во АН СССР, 1956.
- Орлов Ю. А. В мире древних животных. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Основы палеонтологии. Водоросли, мохообразные, псилофитовые, плауновидные, членистостебельные, папоротники. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Основы палеонтологии. Голосеменные и покрытосеменные. М., Госгеолетхиздат, 1963.
- Перельман А. И. Геохимия ландшафта. Географгиз, 1961.
- Перельман А. И. Атомы в природе. М., Наука, 1965.
- Петров В. П. Древние коры выветривания и их геологическое значение. — В кн.: Вопр. петрографии и минералогии. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1953.
- Покровская И. М. Основные этапы в развитии растительности на территории СССР в третичное время. — Бот. журн., т. 39, 1956, № 2.
- Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ч. 1, 2. Изд-во АН УзССР, 1954, 1955.
- Попов Ю. Н. Триасовые аммоноидеи Северо-Востока СССР. — Труды НИИГА, 1960, т. 79.
- Предтеченский П. П. Динамика климата в связи с изменениями солнечной деятельности. — Труды Гл. геофиз. observ., 1950, вып. 19 (81).
- Радченко Г. П. Сопоставление позднепермской флоры Кузнецкого бассейна с одновозрастными флорами других районов Тунгусской фитогеографической провинции. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1962, т. 79.

- Радченко Г. П.* Критерии и методы палеогеографических реконструкций прежних условий в областях древней суши по палеонтологическим данным. Методы палеогеографических исследований. Недра, 1964.
- Разумова В. Н.* Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 41.
- Разумова В. Н., Херасков Н. П.* Геологические типы коры выветривания и закономерности их размещения. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 77.
- Ранкорн С. К.* Палеомагнетизм горных пород. — В кн.: Палеомагнетизм. М., Иностр. лит., 1962.
- Ратеев М. А.* Пространственное размещение глинистых минералов в современных и древних водоемах и их генетические связи с физико-географическими факторами осадкообразования. — Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР. Изд-во АН СССР, 1958.
- Ратеев М. И., Ероцев-Шак В. А., Носов Г. И.* Условия образования глинистых минералов современных и древних морских бассейнов. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1965, № 2.
- Резанов И. А.* О дрейфе континентов (по палеомагнитным данным). — Сов. геология, 1961, № 4.
- Рождественский А. К.* Основы палеонтологии. Рептилии, земноводные, пресмыкающиеся и птицы. М., Наука, 1964.
- Руженцев В. Е.* Развитие и смена морских организмов на рубеже палеозоя и мезозоя. — Труды Палеонтол. ин-та, 1965, т. 108.
- Рухин Л. Б.* Проблемы происхождения материковых оледенений. — Изв. ВГО, 1958, вып. 1.
- Сакс В. Н., Месежников М. С., Шулгина Н. И.* О связях юрских и меловых морских бассейнов на севере и юге Евразии. — Докл. сов. геологов на XXII сес. МГК. Стратиграфия верхн. палеозоя и мезозоя юж. биогеограф. провинций. М., Недра, 1964.
- Сауков А. А.* Геохимия. Госгеолиздат, 1951.
- Седова М. А.* Олигоценая и миоценовая флора и растительность Приморского края по данным палинологического анализа. — В кн.: Вопр. палеобиогеогр. и биостратигр. Госгеолтехиздат, 1957.
- Синицын В. М.* Центральная Азия. М., Географиз, 1959.
- Синицын В. М.* Палеогеография Азии. Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Синицын В. М.* Долгопериодические изменения геологических процессов. — Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и георг., 1964, вып. 4.
- Синицын В. М.* Древние климаты Евразии. Ч. 1, 2. Изд-во ЛГУ, 1965, 1966.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 1—3. Изд-во АН СССР, 1960—1962.
- Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
- Тамразян Г. П.* О периодических изменениях климата и некоторых вопросах палеогеографии. — Сов. геология, 1959, № 7.
- Татаринов Л. П.* Материалы по псевдозухиям СССР. — Палеонтол. журн., 1961, № 1.
- Татаринов Л. П.* Земноводные. Основы палеонтологии. Земноводные, пресмыкающиеся и птицы. Наука, 1964.
- Тахтаджян А. Л.* Экологическая эволюция покрытосеменных и проблема происхождения умеренной флоры Евразии. — Тезисы докл. на делегат. съезде Всесоюз. бот. о-ва, 1957, вып. 3.
- Теодорович Г. И.* К геохимии аутигенных минералов осадочных отложений. — Сов. геология, 1963, № 12.
- Теодорович Г. И.* Восстановление гидрохимических условий древних морских водоемов по литологическим и геохимическим признакам. Методы палеогеографических исследований. Недра, 1964.
- Тейс Р. В.* Метод изотопной палеотермии. — Успехи химии, т. 24, 1955, № 2.
- Терентьев П. В.* Герпетология. М., Высш. школа, 1961.
- Толмачев А. И.* К истории возникновения и развития темнохвойной тайги. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1954.
- Толмачев А. И.* Зональное распределение растительности в минувшие геологические эпохи. — Труды ЛОИП, 1960, т. 71.
- Уиллетт Х. С.* Циркуляция атмосферы и океана как фактор изменений климата в ледниковые и межледниковые периоды. — В кн.: Изменение климата. М., Иностр. лит., 1958.
- Уолбак Д.* Недостаточность влияния географических факторов на изменения климата. — Там же, 1958.
- Устрицкий В. И.* Основные этапы эволюции морских бассейнов и фауны брахиопод Азии в течение пермского периода. — Сов. геология, 1961, № 1.
- Фагелер П.* Основы учения о почвах субтропических и тропических стран. М., ОНТИ, 1935.

- Федорович Б. А. Зональность эолового рельефообразования. — В кн.: Развитие и преобразование геогр. среды. М., Наука, 1964.
- Флеров К. К. Образ жизни гиппарионов. — Природа, 1954, № 6.
- Флеров К. К. К вопросу о биологической и палеозоогеографической характеристике индрикотериновой фауны. — Палеонт. журн., 1961, № 1.
- Флеров К. К., Трофимов Б. А., Яновская Н. М. История фауны млекопитающих в четвертичном периоде. — Материалы по палеогеографии четверт. периода. Изд-во МГУ, 1955.
- Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., Иностран. лит., 1963.
- Фойт Э. К. К вопросу о стратиграфической самостоятельности датского яруса. — Труды XXI сес. МГК, 1963, вып. 1.
- Френцель Б., Троль К. Растительные зоны Северной Евразии во время последнего оледенения. — В кн.: Вопр. геологии четверт. периода. М., Иностран. лит., 1955.
- Храмов А. Н. Палеомагнитные исследования в области палеогеографии. — В кн.: Методы палеогеогр. исследований. Недра, 1964.
- Хромов С. П. Колебания климата и современное потепление. — Природа, 1956, № 1.
- Худoley К. М. Палеогеография и основные черты развития Сихотэ-Алиня в юрский период. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 25.
- Ху Чжан-кан. Кайнозойские местонахождения млекопитающих Ганьсу и Нинся. — Acta palaeontologica Sinica, т. 6, 1962, № 2.
- Цейнер Ф. Плейстоцен. М., Иностран. лит., 1963.
- Чигуряева А. А. Растительность юго-востока европейской части СССР в плиоценовое время. — Тезисы докл. на делегат. съезде Всесоюз. бот. о-ва, 1957, вып. 3.
- Шатский Н. С. О зональном и биполярном размещении глауконитовых фаций в верхнем мелу и эоцене. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1954, вып. 5.
- Шафер В. Основы общей географии растений. М., Иностран. лит., 1956.
- Шварцбах М. Климаты прошлого. М., Иностран. лит., 1961.
- Шенников А. П. Введение в геоботанику. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Шелли Х. Изменения климата. М., Иностран. лит., 1958.
- Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. — Зап. Геогр. о-ва СССР. Нов. сер., 1957, т. 16.
- Шокальская З. Ю. Почвенно-географический очерк Африки. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Шулман Э. Годичные кольца у деревьев как свидетельство изменений климата. — В кн.: Изменение климата. М., Иностран. лит., 1958.
- Щеголев А. К. Дифференциация растительности в позднем карбоне Вестфальской провинции. — В кн.: Вопр. закономерностей и форм развития органич. мира. Недра, 1964.
- Эйноор О. Л. Вопросы биогеографии в палеогеографическом атласе СССР. Методы палеогеогр. исследований. Недра, 1964.
- Элик Э. Д. Ледниковые периоды. — В кн.: Планета Земля. М., Иностран. лит., 1961.
- Эрвинг Э. Обзор и анализ палеомагнитных данных о положении полюсов. — В кн.: Палеомагнетизм. М., Иностран. лит., 1962.
- Эрвинг Э. Перемещение полюсов в свете данных палеомагнетизма и палеоклиматологии. — Там же, 1962.
- Юри Г., Лоуенштам Г., Эпштейн С. Определение палеотемператур, в частности температур верхнего мела Англии, Дании и юго-восточных штатов США — В кн.: Изотопы в геологии. М., Иностран. лит., 1954.
- Юрьев К. Б. Краткий обзор находок динозавров на территории СССР. — Учен. зап. ЛГУ, 1955, № 181.
- Яновская Н. М. Бронхотерии из палеогена СССР и Монголии. — Природа, 1955, № 4.
- Bowen R. Oxygen isotope palaeotemperature measurements on Mesozoic belemnite and their importance in paleoclimatic studies. — Advances in organic geochemistry. Pergamon press, 1964.
- Braitsch O. The temperature of evaporite formation. — Probl. of palaeoclimatology. Intersci. publ. 1964.
- Braitsch O., Herrmann A. G. Konzentrationen, Dichte und Temperaturverteilung in der Unteroligozänen Salzlagune des Oberrheins. — Geol. Rundschau, 54, 1, 1965.
- Briden I. C., Irving E. Palaeolatitude spectra of sedimentary palaeoclimatic indicators. — Probl. of palaeoclimatology. Intersci. publ., 1964.
- Butzer K. W. Climatic change in arid regions since Pliocene. — Arid zone res., 17, 1959.
- Colbert E. H. Climatic zonation and terrestrial faunas. — Probl. of palaeoclimatology. Intersci. publ. 1964.

- Graig G. V.* Palaeozoological evidence. Invertebrates.—Descript. palaeoclimatology. Intersci. publ., 1964.
- Graig G. V.* An ecological approach to the study of fossil marine invertebrates.—Probl. of palaeoclimatology. Intersci. publ., 1964.
- Durham J. W.* Cenozoic marine climates of the Pacific coast. — Bull. Geol. soc. Amer., 61, 1950.
- Emiliani C.* Oligocene and Miocene temperatures of the equatorial and subtropical Atlantic Ocean.—J. geol., 64., 1956.
- Fairbridge R. W.* World sea-level and climatic changes. — Quaternaria, 1962.
- Fairbridge R. W.* The importance of limestone and its Ca/Mg content to palaeoclimatology. — Probl. of palaeoclimatology Intersci. publ., 1964.
- Fischer A..G.* Growth patterns of Silurian tabulata as palaeoclimatological and palaeogeographical tools.—Probl. of palaeoclimatology. Intersci. publ., 1964.
- Flint R. F.* Geological evidence of cold climate.—Descript. palaeoclimatology. Intersci. publ., 1964.
- Flohn H.* Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit.—Erdkunde, Bd. 7, hf. 4., 1953.
- Gill E. D.* The climates of Gondwanaland in Kainozoic times.—Descript. palaeoclimatology. Intersci. publ., 1961.
- Girdler R. W.* The palaeomagnetic latitudes of possible ancient glaciations. — Probl. of palaeoclimatology. Intersci. publ., 1964.
- Green R.* Palaeoclimatic significance of evaporites.—Descript. palaeoclimatology. Intersci. publ., 1961.
- Hesley C., Stehli F.* Comparison of Permian magnetic and zoogeographic poles.—Probl. of palaeoclimatology. Intersci. publ., 1964.
- Houten van F. B.* Climatic significance of red beds.—Descript. palaeoclimatology. Intersci. publ., 1961.
- Hughes N. F.* Cretaceous floras and assessment of past climates. — Probl. of palaeoclimatology. Intersci. publ., 1964.
- Kerner-Marilaun F.* Paläoklimatologie. Berl., 1930.
- King L. C.* The palaeoclimatology of Gondwanaland during the Palaeozoic and Mesozoic eras. — Descript. palaeoclimatology. Intersci. publ., 1961.
- Kobayashi T., Shikama T.* The climatic history of the Far East.—Descript. palaeoclimatology. Intersci. publ., 1961.
- Kräusel R.* Palaeobotanical evidence of climate.—Descript. palaeoclimatology. Intersci. publ., 1961.
- Krinine P. D.* The origin of the red beds.—Trans. N. Y. Acad. Sci., 2, 1949.
- Lamb H. H.* Fundamentals of climate.—Descript. palaeoclimatology. Intersci. publ., 1961.
- Lotze F.* Steinsalz und Kalisalze. Berl., 1939.
- Lotze F.* The distribution of evaporites in space and time.—Probl. of palaeoclimatology. Intersci. publ., 1964.
- Lowenstam H. A.* Palaeotemperatures of the Permian and Cretaceous periods.—Probl. of palaeoclimatology. Intersci. publ., 1964.
- Lowenstam H. A., Epstein S.* Palaeotemperatures of the Postaptian-Cretaceous determined by the oxygen-isotope method.—J. Geol., vol. 62, 3, 1954.
- Ma T. J.* On the seasonal change of growth in a reef coral *Fauna speciosa*.—Proc. Imp. Acad. Jap., vol. 10, 1934.
- Mägdefrau K.* Paläobiologie der Pflanzen. Verlag. G. Fischer, Jena, 1956.
- Mohr E. C. J., Van Baren F. A.* Tropical soils. Intersci. publ., 1954.
- Nairn A. E. M., Thorley N.* The application of geophysics to palaeoclimatology.—Descript. palaeoclimatology. Intersci. publ., 1961.
- Opdyke N. D.* The palaeoclimatological significance of desert sandstone.—Descript. palaeoclimatology. Intersci. publ., 1961.
- Penck A., Brückener E.* Die Aplen im Eiszeitalter. 3 Bd. Leipzig, 1901—1909.
- Polle F. G.* Palaeowinds in the Western United States. — Probl. of palaeoclimatology. Intersci. publ., 1964.
- Richter-Bernburg G.* Solar cycle and other climatic periods in varvitic evaporites.—Probl. of palaeoclimatology. Intersci. publ., 1964.
- Roemer F.* Die Kreidebildungen von Texas. Bonn, 1852.
- Romer A. C.* Palaeozoological evidence of climate. Vertebrates.—Descript. palaeoclimatology. Intersci. publ., 1961.

- Runcorn S. C.* (ed.). Continental drift. Acad. press, N. Y. —Ld., 1962.
- Runcorn S. C.* The connection between palaeomagnetism and palaeoclimate.—*Probl. of palaeoclimatology*. Intersci. publ., 1964.
- Runcorn S. C.* Palaeowind directions and palaeomagnetic latitudes.—*Probl. of palaeoclimatology*. Intersci. publ., 1964.
- Schwarzbach M.* The climatic history of Europe and North America.—*Descript. palaeoclimatology*. Intersci. publ., 1961.
- Schwarzbach M.* Das Klima der Vorzeit. F. Enke Verlag, Stuttgart, 1961.
- Stelhi F. G.* Permian zoogeography and its bearing on climate. — *Probl. of palaeoclimatology*. Intersci. publ., 1964.
- Teichert C.* Some biological and palaeogeographical factors in the evolution of ancient climates.—*Probl. of palaeoclimatology*. Intersci. publ., 1964.
- Termier H., Termier G.* *Histoire géologique de la Biosphère*. Paris, 1952.
- Urey H.- G. a. o.* Measurement of palaeotemperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark and in the South-eastern United States.—*Geol. soc. Amer. bull.*, vol. 62, 4, 1951.
- Wegener A., Köppen A.* *Die climate der geologischen Vorzeit*. Berl., 1926.

Предмет и значение палеоклиматологии . . . . .	3
Из истории палеоклиматологии . . . . .	5
Современный климат и палеоклиматические реконструкции	9
О достоверности геологических показателей климатов прошлого . . . . .	14

## Глава 1

**Литолого-минералогические показатели**

Литогенез и климат . . . . .	17
Эволюция процессов литогенеза . . . . .	19
Типы и группы отложений . . . . .	22
Пески (песчаники) . . . . .	—
Глины . . . . .	24
Континентальные (обломочные) отложения . . . . .	26
Ископаемые угли и горючие сланцы . . . . .	29
Известняки . . . . .	32
Доломиты . . . . .	35
Соленосные отложения . . . . .	37
Фосфориты . . . . .	40
Аутигенные минералы железа . . . . .	41
Бокситы . . . . .	44
Аутигенный кремнезем . . . . .	46
Эоловые пески (песчаники) . . . . .	47
Конкреции . . . . .	48
Литогенетические формации . . . . .	49
Формации аридного климата . . . . .	50
Формации гумидного климата . . . . .	54
Эволюционные изменения литогенетических формаций . . . . .	59
Приложение к главе 1. Зональные литогенетические формации	60

## Глава 2

**Палеоботанические показатели**

Растительность и климат . . . . .	69
Эволюция климатических типов растительности . . . . .	72
Поздний силур, девон . . . . .	—
Ранний карбон . . . . .	74
Поздний карбон, ранняя пермь . . . . .	75
Поздняя пермь, ранний и средний триас . . . . .	78
Рэт, ранняя и средняя юра . . . . .	80
Поздняя юра, неоком . . . . .	82
Апт, альб и поздний мел . . . . .	86
Палеоцен, эоцен и ранний олигоцен . . . . .	89
Поздний олигоцен, ранний и средний миоцен . . . . .	90
Поздний миоцен, плиоцен . . . . .	92
Четвертичный период . . . . .	94
Приложение к главе 2. Геоботаническая зональность . . . . .	96

## Глава 3

### Палеонтологические показатели

Беспозвоночные моря . . . . .	107
Влияние климата на морских беспозвоночных . . . . .	—
Эволюция зоогеографической зональности моря по беспозвоночным . . . . .	108
Ранний и средний палеозой . . . . .	—
Поздний палеозой . . . . .	110
Мезозой . . . . .	112
Кайнозой . . . . .	120
Позвоночные суши . . . . .	126
Древние позвоночные и палеоклиматические реконструкции . . . . .	—
Эволюция позвоночных . . . . .	127
Девон. Кистеперые рыбы и древнейшие амфибии . . . . .	—
Ранний карбон. Лучеперые рыбы и лепоспондилльные амфибии . . . . .	247
Поздний карбон, ранняя пермь. Лабиринтодонты и древнейшие рептилии . . . . .	129
Поздняя пермь, ранний и средний триас. Стереоспондилльные лабиринтодонты и дицинодонты . . . . .	130
Поздний триас. Переходная фауна . . . . .	131
Ранняя и средняя юра. Морские рептилии . . . . .	133
Поздняя юра, ранний мел. Наземные рептилии . . . . .	133
Поздний мел. Вымирание динозавров . . . . .	134
Палеоцен, ранний и средний эоцен. Диноцераты . . . . .	135
Поздний эоцен, ранний олигоцен. Бронтотерии . . . . .	137
Поздний олигоцен. Индрикотерии . . . . .	138
Ранний и средний миоцен. Анхитерии . . . . .	139
Поздний миоцен, плиоцен. Гиппарионы . . . . .	140
Основные направления эволюции наземных млекопитающих кайнозой . . . . .	141
Четвертичный период. Млекопитающие . . . . .	143
Беспозвоночные внутриконтинентальных бассейнов . . . . .	144
	145

## Глава 4

### Геоморфологические показатели

Эвстатические колебания уровня Мирового океана . . . . .	149
Изменения уровня снеговой линии . . . . .	151
Следы большого обводнения в современных пустынях . . . . .	154
Степень развития речной сети и фациальный характер ее отложений . . . . .	155
Эоловые отложения и дефляционные формы . . . . .	157
Археологические показатели . . . . .	159
Торфяники . . . . .	160
Признаки сезонных изменений климата . . . . .	161

## Глава 5

### Природные зоны и их климатические характеристики

Карты показателей древнего климата . . . . .	164
Кайнозой . . . . .	165
Мезозой . . . . .	172
Палеозой . . . . .	173
Атмосферные осадки . . . . .	174

## Глава 6

### Геофизические методы в палеоклиматологии

Изотопная палеотермия . . . . .	176
Палеомагнитные исследования . . . . .	179

## Глава 7

### История древних климатов Евразии

Докембрий . . . . .	185
Палеозой . . . . .	186
Мезозой . . . . .	193
Кайнозой . . . . .	198
Периодические изменения климата . . . . .	205
Приложение к главе 7. Палеоклиматические карты Евразии . . . . .	207

## Глава 8

### Причины изменений климата

Астрономо-физические гипотезы . . . . .	224
Геолого-географические гипотезы . . . . .	231
Список литературы . . . . .	238

ВАСИЛИЙ МИХАЙЛОВИЧ СИНИЦЫН

### ВВЕДЕНИЕ В ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИЮ

Редактор издательства Л. Г. Ермолаева  
Оформление художника Д. М. Плаксина  
Техн. редактор Н. П. Старостина  
Корректоры: Н. П. Никитина, Н. Н. Степанова

ИБ № 3993

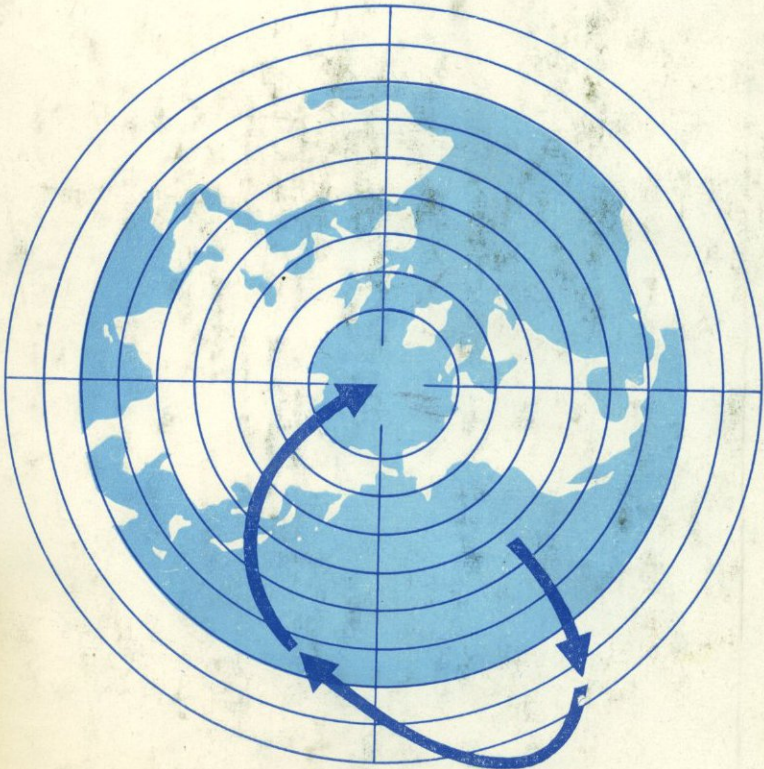
Сдано в набор 18.01.80. Подписано в печать 01.08.80. М-29743.  
Формат 70×90<sup>1/16</sup>. Бумага книжно-журн. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 18,14. Уч.-изд. л. 19,52. Тираж 2000 экз. Заказ № 7/575.  
Цена 3 р. 40 к.  
Издательство «Недра», Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12. Ленинградская типография № 6 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 193144, Ленинград, ул. Моисеенко, 10.

V. M. SINITSYN  
INTRODUCTION INTO PALEOCLIMATOLOGY

3356

6

The book summarizes the methods and results of studies of ancient climates. It covers lithological, mineralogical, paleobotanical, paleozoological, geomorphological and other indicators of the climates of the past. The importance of geophysical methods is estimated in application to paleoclimatology. The author has demonstrated ways of reconstructing major geographical and geochronological regularities of the climatic development of the Earth. He has also restored ancient geographical zoning tracing its evolution. An attempt is made to give a quantitative evaluation of the climatic components, viz. temperature and precipitation, of various zones on the basis of the conditions inherent to the present-time analogues of ancient formations. The author has considered some widely circulated hypotheses regarding the causes of climatic changes. The history of ancient climates is exemplified by Euroasia. The book is intended for geologists, paleontologists, geographers, biologists and other students of the climates of the past.



*Handwritten signature*  
N. S. ...