

С. А. Ушаков Н. А. Ясаманов

ДРЕЙФ МАТЕРИКОВ И КЛИМАТЫ ЗЕМЛИ







С. А. Ушаков Н. А. Ясаманов

ДРЕЙФ МАТЕРИКОВ И КЛИМАТЫ ЗЕМЛИ

4288



МОСКВА «МЫСЛЬ» 1984



ББК 26.3
У93

РЕДАКЦИИ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Рецензенты:

член-корреспондент АН СССР
В. Е. ХАИН,

доктор географических наук,
профессор
Ю. Г. СИМОНОВ,

кандидат геолого-
минералогических наук
С. С. ШУЛЬЦ

Художник
Е. В. РАТМИРОВА

ВВЕДЕНИЕ

Новые факты, полученные за последние 15—20 лет в процессе изучения нашей планеты, не только расширили представления о ее развитии, но и в значительной степени изменили теоретическую основу самой науки о Земле, внесли коренные изменения во многие представления, казавшиеся ранее незыблемыми.

Изменения в профессиональном мышлении геологов и географов связаны с появлением новых методов и с теми результатами, которые были достигнуты, во-первых, благодаря космическому земледению, которое позволило охватить Землю единым взглядом, а во-вторых, в связи с тем, что геология перестала быть континентоцентрической наукой. С помощью геофизических методов и глубоководного бурения исследователи смогли заглянуть под дно океана. Исследования Земли под океаном и космическое земледение позволили по-новому понять и глобальное развитие нашей планеты. С конца 60-х годов, за 10—15 лет, сформировалась новая фундаментальная теория тектоники литосферных плит, согласно которой на поверхности нашей планеты перемещается ансамбль из 8—9 больших по размерам плит литосферы (каменной сферы) — хрупкой оболочки Земли.

Едва появившись, теория тектоники

литосферных плит дала мощный толчок к быстрому развитию общей теории эволюции нашей планеты — глобальной тектоники. Благодаря новому, геодинамическому анализу геофизики, геологи и географы смогли глубже понять единство и взаимосвязь процессов, которые происходят в глубоких недрах, с эволюцией лика Земли, ее атмосферы и гидросферы, а в конечном итоге с эволюцией всей географической оболочки нашей планеты.

Рассмотрению некоторых аспектов взаимосвязи глубинных и поверхностных процессов эволюции нашей планеты и посвящена эта книга. Развиваемые в настоящей книге идеи впервые были высказаны более полувека назад А. Вегенером и В. Кёппеном. К сожалению, после выхода в свет их замечательных трудов проблема влияния дрейфа материков на крупномасштабные и длительные вариации климата нашей планеты (особенно сильные в ее полярных и субполярных областях) не развивалась почти 40 лет, ибо сам дрейф материков представлялся невероятным. Только в последнее десятилетие благодаря новым фактам все большее число исследователей, работающих в сфере наук о Земле, начинают признавать и изучать влияние глобальных изменений местоположения материков и океанов в геологическом прошлом нашей планеты на эволюцию ее климата, а также на разви-

тие многих географических и биологических процессов. В нашей стране новое направление исследований, а именно изучение на мобилистской основе влияния глобальной тектоники на географические процессы, развивается в нескольких институтах, в частности в Институте океанологии АН СССР и в Московском государственном университете, сотрудниками которого и написана эта книга. В ней кратко изложена концепция тектоники литосферных плит, описаны результаты палеоклиматических исследований, которые убедительно пока-

зывают значительное влияние крупных горизонтальных перемещений материков на климат Земли. Можно надеяться, что развиваемое на современной геодинамической основе общее землеведение позволит в ближайшие годы по-новому понять глубокую взаимосвязь геологических и географических процессов, а также наметить с учетом дрейфа материков новые пути анализа эволюции жизни на Земле. Надеемся, что эта книга будет способствовать процессу интеграции географических и геологических знаний о развитии нашей планеты.

История мобилизма и методы глобальных палеогеографических реконструкций

Глава I

ИСТОРИЯ МОБИЛИЗМА

(От гипотезы дрейфа материков к теории тектоники литосферных плит)

Сторонники любой научной теории, развивая ее на основе новейших экспериментальных результатов, не должны забывать первопроходцев. Теория тектоники литосферных плит представляет собой современное развитие того направления науки о Земле, которое родилось еще в начале XX в. в виде гипотезы дрейфа континентов. Факты, приводившиеся мобилистами 50—60 лет назад в защиту «сумасбродной» гипотезы, выдержали проверку временем; ныне эти факты получили полное подтверждение и дальнейшее развитие.

§1. РОЖДЕНИЕ ГИПОТЕЗЫ ДРЕЙФА МАТЕРИКОВ

Понятие «земная твердь» прочно вошло в повседневное сознание людей, поэтому с самого зарождения геологии как самостоятельной науки в ней сформировалось и многие годы господствовало представление о невозможности значительных горизонтальных перемещений крупных геологических тел размером в десятки километров, а тем более целых материков. Никому из геологов прошлого века даже в голову не приходило усомниться в этой аксиоме, ибо господствовавшая в то время контракционная гипотеза, объяснявшая горообразование остыванием Земли и сокращением ее радиуса, еще устраивала геологов. На протяжении более чем полувека контракционная гипотеза служила теоретическим фундаментом всех региональных геологических исследований. Именно на ее основе

Э. Зюсс создал выдающийся для своего времени синтез структуры всей земной коры — монографию «Лик Земли». Но геологические аргументы, накопленные к началу XX в., и прежде всего установление соседних областей, в одной из которых происходило сжатие земной коры, тогда как в другой в то же самое время — растяжение, подорвали престиж этой гипотезы. Главной причиной падения контракционной гипотезы было открытие радиоактивности и установление в континентальной земной коре значительного количества радиоактивных элементов. Крушение гипотезы контракции привело к общему кризису в теоретической геологии. Многочисленные попытки спасти красивую и, казалось бы, естественную гипотезу не увенчались успехом. В различных направлениях начались активные поиски новых путей объяснения глубинного развития Земли.

Именно в это время появились две статьи («еретические» с точки зрения господствовавших в геологии начала XX в. представлений) — американского геолога Ф. Тейлора (1910) и немецкого геофизика А. Вегенера (1912). В этих работах допускалась возможность крупных горизонтальных перемещений континентальных массивов. Рождение в теоретической геологии нового направления — мобилизма в виде гипотезы дрейфа материков обычно связывают с именем А. Вегенера, который наиболее полно разработал эту идею к концу 20-х годов. А. Вегенер (а еще до него во второй половине XIX в. А. Снайдер-Пеллегрини и русский ученый-самоучка Е. В. Быханов) был прежде всего поражен удивительным сходством очертаний окраин континентов, ныне разделенных Атлантическим океаном. Вот как вспоминает А. Вегенер

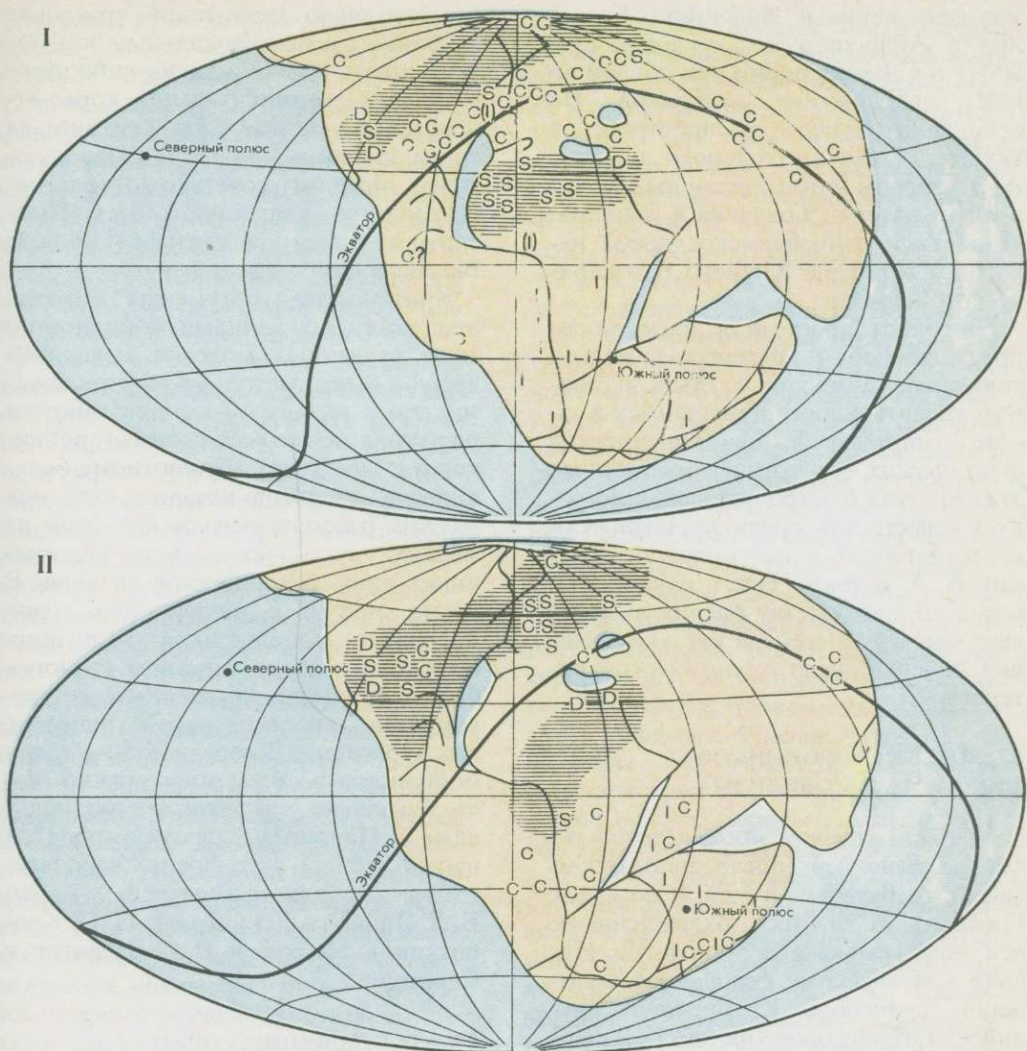
в своей книге «Происхождение материков и океанов» (в русском переводе была издана в 1925 г.) об обстоятельствах рождения идеи дрейфа континентов: «В 1910 году мне впервые пришла в голову мысль о перемещении материков... когда, изучая карту мира, я поразился сходством очертаний берегов по обе стороны Атлантического океана. Но тогда я не придавал этому значения, так как не считал такое перемещение возможным. Осенью 1911 года я познакомился (благодаря ряду справочных сведений, случайно оказавшихся в моем распоряжении) с палеонтологическими данными о прошлой сухопутной связи между Бразилией и Африкой, о которых я раньше не знал. Это побудило меня проанализировать результаты тех геологических и палеонтологических исследований, которые имели отношение к этому вопросу. Изучив эти данные, я убедился в принципиальной правильности своей идеи». Для аргументации дрейфа континентов А. Вегенер и его ближайшие последователи привлекали четыре группы фактов: геоморфологические, геологические, палеонтологические и палеоклиматические.

Первым, наиболее простым и убедительным аргументом было сходство очертаний береговых линий материков по разные стороны Атлантического океана. Менее четкое, но все же достаточно убедительное совпадение очертаний береговых линий удалось установить и для материков, окружающих Индийский океан. Формальная реконструкция расположения континентов в геологическом прошлом, проведенная путем сближения до наилучшего совпадения очертаний их окраин, позволила А. Вегенеру предположить, что в начале мезозоя, около 200 млн. лет назад, все материки были сгруппированы в единый гигантский континент — Пангею (рис. 1). Этот суперконтинент состоял из двух крупных частей (которые различаются своей предшествующей объединению геологической историей): северной — Лавразии, объединявшей нынешнюю Европу, Азию (без Индии) и Северную Америку, и южной — Гондваны, включавшей в себя Южную Америку, Африку, Антарктиду, Индостан и Австралию. Между юго-восточной границей Лавра-

зии и северо-восточной — Гондваны в виде огромного залива находилась впадина древнего океана Тетис.

Палеореконструкцию Пангеи, выполненную по геоморфологическим данным, убедительно подтвердило сходство геологических разрезов позднепалеозойских и раннемезозойских пород на смежных материках. В отдельных случаях, как это было описано в 30-х годах последователем Вегенера геологом А. Дю Тойтом, удалось установить сходство даже в тонких деталях состава и строения геологических разрезов в крайних зонах Африки и Южной Америки, разделенных сейчас на тысячи километров Южной Атлантикой. Первые существенные различия в геологическом строении береговых районов этих континентов проявились лишь в позднеюрское-раннемеловое время, т. е. около 130 млн. лет назад. Раскол Пангеи сопровождался обильным излиянием базальтовых лав, которые в отдельных местах, например в Индии, образовали мощные покровы.

Не менее убедительно о единстве каждого из двух крупных раннепалеозойских материков — Лавразии и Гондваны (объединившихся в конце палеозоя в единую Пангею) свидетельствуют окаменелые остатки животных и растений. Вся древняя фауна и флора южных материков образует единое сообщество, некогда заселявшее одну область. Особенно показательными в этом отношении оказались листозавры — пресмыкающиеся, похожие на небольших гиппопотамов и обитавшие в пресноводных водоемах около 200 млн. лет назад. В начале XX в. их остатки были найдены в Африке и Южной Америке. (В конце 60-х годов целое кладбище листозавров было обнаружено в Антарктиде, западнее ледника Бирдмора.) Трудно себе представить, чтобы эти неуклюжие наземные или пресноводные животные могли проплыть тысячи километров по океану, разделявшему в то время, как и сейчас, Африку, Южную Америку и Антарктиду. Остается единственный вывод, который и был сделан еще в начале 20-х годов А. Вегенером, о том, что в триасовое время (около 200 млн. лет назад) все эти ныне разрозненные материки составляли единый мегаконтинент — Гондвану.




Палеоклиматические индикаторы: С — угли I — ледниковые отложения D — эоловые пески S — соли G — гипсы  — Аридные области

Рис. 1

Глобальная палеогеографическая схема карбонового (I) и пермского (II) периодов (по А. Вегенеру, 1929)

Аналогичное свидетельство давала и палеофлора. Например, в пермское время (около 250 млн. лет назад) на всех гондванских материках были распространены близкие виды голосеменных растений, преимущественно голосоптериды, хотя их семена не могли мигрировать в соленой воде Южного океана, быть перенесены ветром или птицами, поскольку в то время их еще не было. Обобщив палеонтологические данные, А. Вегенер показал, что распад Пангеи начался с раскрития Северной Атлантики в конце триасового — начале юрского времени, а раскол Гондваны — в кон-

це юрского — начале мелового, т. е. около 130 млн. лет назад. Развитие обособленных форм жизни на гондванских материках началось только в меловое время.

Аргументом, убедительно свидетельствующим в пользу дрейфа материков, были обобщенные А. Вегенером палеоклиматические данные. Геологи, изучавшие материки южного полушария, давно установили следы позднепалеозойского покровного оледенения. Остатки древних морен и различные формы древнего ледникового рельефа известны в Южной Америке, Африке, Индии и Австралии. Заметим, что в конце 50-х — начале 60-х годов бесспорные следы позднепалеозойского покровного оледенения были найдены и в Антарктиде. Трудно себе представить покров-

ное оледенение в Индостане, Бразилии и Африке в позднекарбонную эпоху и в начале перми при современном расположении материков. На основании анализа распространения тиллитов каменноугольного периода А. Вегенером и был сделан вывод, что единый материк Гондвана в каменноугольное и раннепермское время находился в районе Южного географического полюса.

Благодаря простоте и наглядности предложенной А. Вегенером модели движения материковых глыб, а главное, убедительности приводимых в защиту гипотезы дрейфа континентов фактических геологических данных эта гипотеза быстро завоевала широкую известность среди геологов. Советский геолог и палеонтолог академик А. А. Борисяк еще в начале 20-х годов по достоинству оценил выход в свет книги А. Вегенера как «крупнейшее явление среди геологической литературы».

§ 2. БОРЬБА СТОРОННИКОВ ФИКСИЗМА И МОБИЛИЗМА

За первым успехом мобилистской гипотезы началось (после трагической гибели А. Вегенера в 1930 г. во льдах Гренландии) быстрое охлаждение к ней «здравомыслящих» геологов. Начало критическому отношению положили геофизики. Крупнейший английский геофизик-теоретик Г. Джеффрис количественно оценил предложенную Ф. Тейлором и А. Вегенером «центробежную» модель дрейфа и показал, что центробежная сила на 2—3 порядка меньше той величины, которая необходима для преодоления прочности земной коры и смещения континентальных массивов.

Другой удар нанесли геологи. Они привели достаточно много аргументов, свидетельствующих о том, что наиболее существенный процесс образования континентальной коры, происходивший в островных дугах, имеет явно глубинную природу и не связан с внешними силами, предложенными ранними мобилистами для объяснения механизма перемещения материков. Открытые геофизиками зоны глубоких (до 600 км) очагов землетрясений под островными дугами первоначально трактовались как расколы твердой и прочной мантии, а

следовательно (при такой трактовке глубинных сейсмофокальных зон), не могло быть и речи о каких-либо перемещениях континентальной коры относительно мантии. Эта критическая точка зрения в 40-х годах была изложена лидером советских геологов-тектоников академиком Н. С. Шатским в известной статье «Гипотеза Вегенера и геосинклинали».

Критические аргументы против предложенных ранними мобилистами явно неудачных моделей механизма дрейфа были настолько убедительными, что к началу 40-х годов гипотеза растеряла почти всех своих сторонников и в 50-х годах абсолютному большинству геологов казалось, что она должна рассматриваться как один из многих «пустоцветов» в науке, имеющих лишь историческое значение. В конце 50-х и в начале 60-х годов неприятие мобилистской концепции абсолютным большинством геологов было настолько сильным, что ее сторонники откровенно рассматривались как «еретики». В середине 50-х годов мобилистов во всем мире можно было буквально «пересчитать по пальцам». Например, среди геологов нашей страны в то время было всего три мобилиста-«еретика» — это Б. Л. Личков в Ленинграде, П. Н. Кропоткин в Москве и В. С. Васильев в Саратове.

§ 3. СТАНОВЛЕНИЕ ТЕОРИИ ТЕКТониКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

В самом начале 60-х годов в США декан геологического факультета Принстонского университета Г. Хесс в своей работе, которую он назвал «геопозитическим эссе», высказал предположение, что горячее, частично расплавленное мантийное вещество поднимается вдоль рифтовых трещин, которые в ту пору были впервые трассированы по сейсмологическим данным в виде единой мировой системы. Поднимаясь из глубоких недр, мантийное вещество, согласно модели Г. Хесса, должно растекаться в разные стороны от оси хребта и растаскивать океанское дно в разные стороны. Кроме того, поднимающееся расплавленное мантийное вещество заполняет рифтовую трещину, застывает в ней, а затем, разрываясь примерно по середине, наращивает таким образом рас-

ходящиеся края океанической коры. Г. Хесс писал: «Этот процесс несколько отличается от процесса дрейфа материков. Континенты не прокладывают себе путь через океаническое дно под воздействием какой-то неизвестной силы, а пассивно плывут в мантийном материале, который поднимается вверх под гребнем хребта и затем распространяется от него в обе стороны». Так была сформулирована гипотеза разрастания морского дна.

В начале 60-х годов появились новые убедительные геофизические доказательства перемещения материков. Известно, что в момент остывания изверженной горной породы, при температуре ниже точки Кюри, содержащиеся в породе ферромагнитные минералы намагничиваются и ориентируются в соответствии с существующим в это время магнитным полем. Осредненное приблизительно за 100 тыс. лет главное магнитное поле нашей планеты очень близко к полю осевого центрального диполя, т. е. полю магнита, помещенного в центре Земли и направленного по географической оси. Таким образом, изучая палеомагнетизм древних пород, можно определить направление палеомеридиана и, главное, палеошироту того места, где данная порода образовалась. Первые же палеомагнитные исследования показали, что за геологическое время происходило изменение палеоширот всех континентов, причем это изменение за последние 150—200 млн. лет полностью соответствовало вегенеровским реконструкциям распада Пангеи.

В начале 60-х годов появились новые весомые палеомагнитные доказательства разрастания океанического дна. Они были получены на основании анализа природы полосчатых магнитных аномалий. Оказалось, что эти аномалии симметричны по отношению к гребням срединно-океанических хребтов и каждая половина симметричной картины с хорошей точностью повторяет порядок чередования намагниченности континентальных пород по мере увеличения их возраста. К тому времени было установлено, что изменения намагниченности континентальных пород связаны с изменением полярности главного магнитного поля нашей планеты. Оказалось, что за последние несколько миллионов

лет магнитные полюса Земли меняли свою полярность свыше 20 раз. Для объяснения природы знакопеременного и симметричного аномального магнитного поля океанского дна было высказано около десятка гипотез. Справедливой оказалась модель Ф. Вайна и Д. Мэттьюза (1963 г.), которые предположили, что аномалии ΔT_a океана есть не что иное, как запись инверсий магнитного поля Земли в геологическом прошлом на гигантской природной «магнитофонной» ленте — океанической коре, которая, застывая в рифтовой трещине, рвется в ней примерно по середине и каждая половина которой раздвигается в стороны от места своего рождения. Определив порядок чередования и время каждой инверсии главного магнитного поля Земли, можно по рисунку аномалий ΔT_a определить возраст дна океана. Геоисторическая интерпретация аномального магнитного поля океана, проверенная данными глубоководного бурения, убедительно показала геологическую молодость океанического дна. В рифтовых трещинах возраст пород современный, а на флангах срединно-океанических хребтов он достигает 80—100 млн. лет; самый древний возраст океанической коры не превышает 150—160 млн. лет, что составляет всего $\frac{1}{30}$ от возраста нашей планеты. Палеомагнитные исследования континентальных пород и геоисторический анализ природы аномального магнитного поля океана не только полностью подтвердили принципиальную справедливость аргументов ранних мобилистов, но и позволили выявить детальные черты геометрии взаимного перемещения литосферных плит в процессе разрастания геологически молодых впадин Атлантического и Индийского океанов.

Вслед за А. Вегенером глобальные палеогеографические схемы, на которых отражена эволюция Пангеи, были предложены Р. Дитцем и И. Холденом (рис. 2).

В первой половине XX в. сейсмологи установили, что под островными дугами глубины очагов землетрясений достигают нескольких сот километров, а очаги эти группируются в сравнительно узкие (до 100 км) сейсмофокальные зоны, уходящие на глубину под разными углами — от 30 до

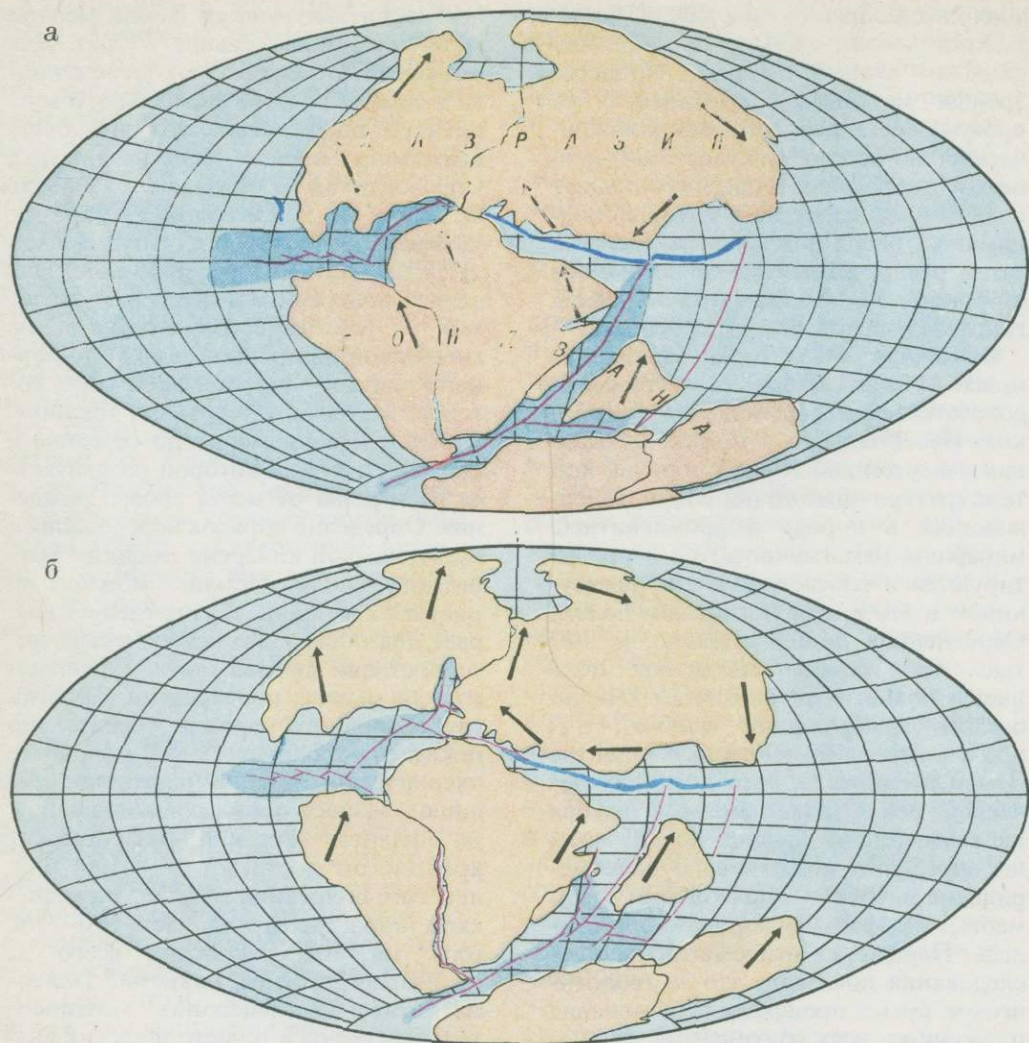


Рис. 2

Положение материков (по Р. Дитцу и И. Холдену, 1972):

а — 180 млн. лет назад;

б — 135 млн. лет назад;

в — 65 млн. лет назад;

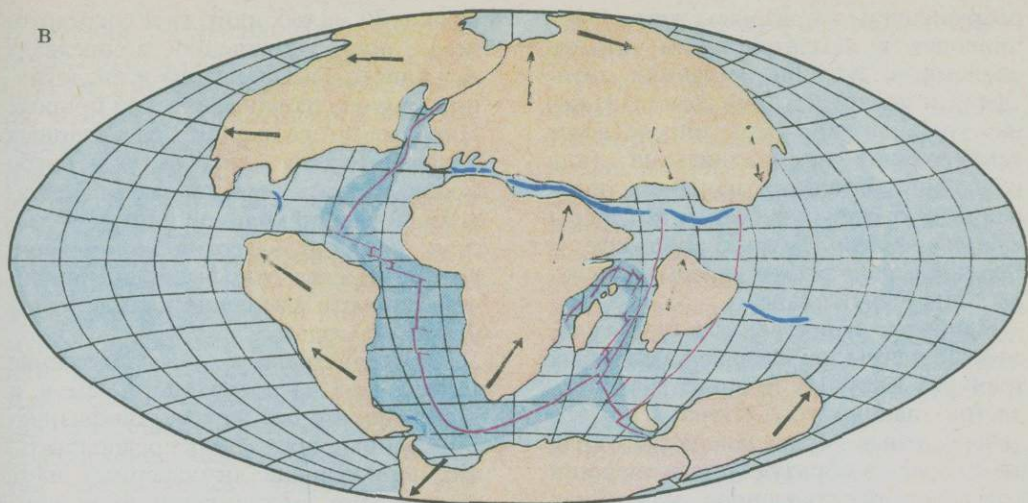
г — современное

70°. Хотя еще в начале 30-х годов голландский геофизик Ф. Венинг-Мейнес, а в середине 40-х годов советский геолог академик А. Заварицкий интерпретировали эти зоны как результат вдавливания или поддвигания тихоокеанской литосферы под материковую, но большинство геофизиков и геологов вслед за Г. Беньоффом традиционно интерпретировали глубинные сейсмофокальные зоны как расколы жесткой мантии. Только в конце 60-х годов Л. Сайкс, Ж. Оливье,

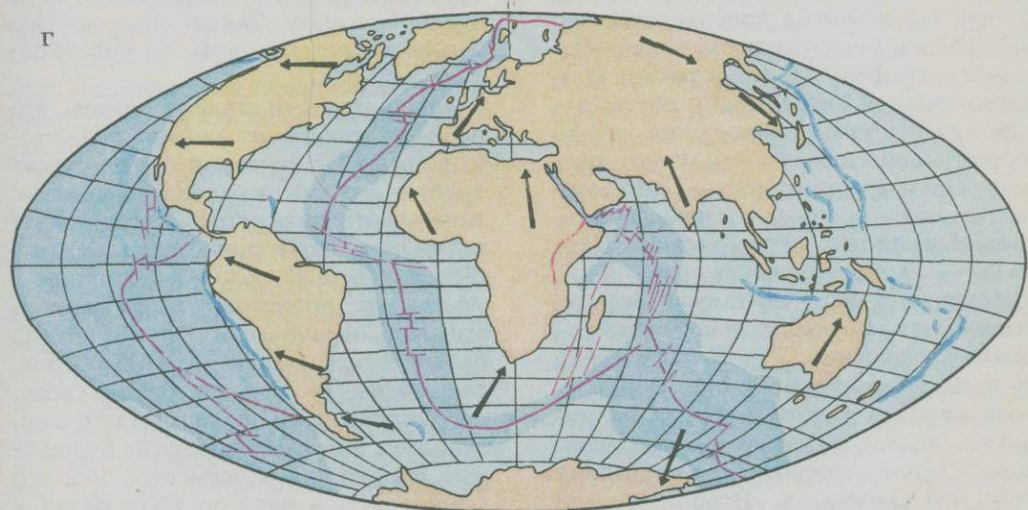
Б. Айсекс на основании анализа сейсмологических данных убедительно показали, что глубинная сейсмофокальная зона под островными дугами действительно по своим упругим параметрам представляет плиту, более жесткую, чем окружающая мантия.

Другим ярким доказательством погружения океанической литосферы в мантию под островными дугами служит рельеф дна. Еще в конце 20-х годов было установлено, что характерные парные морфоструктуры — глубоководные желоба и невулканические гряды островных дуг далеки от равновесия; для того чтобы удерживать их в таком состоянии, литосфера должна обладать прочностью порядка $1000 \text{ кг}\cdot\text{см}^{-2}$, что соответствует условно-мгновенной прочности кристаллических горных пород на скалы-

В



Г



— Глубоководные желоба — Рифтовые зоны — Подводные хребты, обусловленные рифтогенезом — Зоны трансформных разломов

вание. Отсюда С. А. Ушаковым (1968) сделан вывод, что нескомпенсированные морфоструктуры островных дуг могут длительно существовать только при условии перераспределения напряжений в процессе поддвижения одной плиты под другую, т. е. они представляют собой поверхностное проявление динамики конвергентных (сходящихся) краев плит.

Третий тип границ литосферных плит (впервые выделен в середине 60-х годов Дж. Т. Уилсоном) — это трансформные разломы, вдоль которых края плит скользят без значительного раздвигания или поддвижения.

О том, что литосферные плиты в первом приближении можно рассматривать как жесткие недеформируемые тела, свидетельствует местоположение поясов сейсмической активно-

сти на поверхности Земли: эти пояса четко оконтуривают границы плит. Иными словами, деформация и расколы литосферы происходят преимущественно на границах плит, при этом на конвергентных (сходящихся) границах выделяется 95—96% всей упругой энергии, тогда как остальные 4—5% — на дивергентных и трансформных.

Таким образом, к концу 60-х годов были сформулированы основные положения тектоники литосферных плит, а именно: на поверхности нашей планеты перемещаются сферические плиты литосферы — оболочки Земли, в пределах которой все петрологические компоненты находятся в кристаллическом состоянии. Поэтому только литосфера обладает конечной длительной прочностью и хрупким

разрушением — разрывы литосферы приводят к землетрясениям; иными словами, с позиций механики литосфера и является корой Земли. Нижняя граница литосферы определяется температурой кристаллизации (или плавления) базальтов; начало их плавления — фазовый переход литосферы в астеносферу — неустойчивую сферу. Верхняя граница литосферы определяет лик нашей планеты.

Наиболее существенные геологические процессы происходят на боковых границах плит. Их принято разделять на три главных типа. Первый — это дивергентные (расходящиеся) края плит. Здесь в образующуюся трещину поступает расплавленное мантийное вещество; достигая поверхности, оно остывает и образует новую океаническую литосферу. Поэтому раскол континентальной литосферы и раздвижение краев двух материков дают начало образованию между ними нового океана. Другой тип границ — это конвергентные, которые в свою очередь можно разделить на два подтипа. Первый — когда океаническая плита сталкивается с другой плитой (океанической или континентальной) и погружается в мантию. Такое погружение приводит к образованию глубоководных желобов и островных дуг, например Курильской, или андийской окраины Южной Америки, или восточной окраины Камчатки. Второй подтип конвергентных границ можно наблюдать там, где сталкиваются континентальные края плит. Континентальная кора, будучи существенно более легкой, чем мантия, играет в материковой литосфере роль «пробки» и не позволяет ей глубоко погрузиться в астеносферу. Поэтому столкновение континентальных окраин подобно торошению льдин во время затора при ледоходе. Актуалистический пример такого «торошения» материковой литосферы — Альпийско-Гималайский горный пояс. Третий тип границ — трансформные разломы. Вдоль них края плит скользят без существенного раздвигания или надвигания.

Крупных литосферных плит немного — восемь-девять; число таких главных плит зависит от того, какой характерный линейный размер плиты и какую скорость их относительного смещения выбрать за начальные. В настоящее время можно выделить еще

свыше 20 малых плит; они сосредоточены преимущественно в пределах Альпийско-Гималайского и аналогичного ему по геодинамической природе Циркумтихоокеанского планетарных поясов сжатия литосферы. Грубо можно считать, что характерный линейный размер крупной плиты — тысячи, а малой — сотни километров; нижний предел относительной линейной скорости смещения двух плит — 0,5—1 см/год.

Пространственное расположение границ плит на поверхности Земли, а также некоторые другие геофизические данные позволяют предполагать, что перемещение литосферных плит обусловлено крупномасштабной конвекцией, охватывающей всю мантию нашей планеты, вплоть до поверхности ядра.

Теперь геологи стали понимать, что непосредственно из мантии в рифтовых трещинах срединно-океанических хребтов рождается океаническая кора. Континентальная кора представляет собой продукт вторичной переработки (переплавления) океанической коры в местах, где происходит погружение в мантию океанических плит. Когда океаническая кора переплавляется, слагающие ее породы теряют воду, часть кремнезема, щелочные металлы, глинозем и некоторые другие подвижные соединения и элементы. Все эти компоненты в виде богатых водой и кремнеземом магм поднимаются на поверхность напозлающего края плиты, образуют вулканические цепи островных дуг и континентальных окраин; среди продуктов вулканизма преобладают андезиты — породы по среднему химическому составу наиболее близкие к континентальной коре.

Такие свойства литосферы, как прочность и жесткость, при относительно кратковременном воздействии возмущающих сил позволили построить на основании принципиально различных по своей физической природе данных (а именно: по аномальному магнитному полю дна океана близ рифтовой трещины, по простиранию развивающихся трансформных разломов и механизмам в очагах землетрясений) единую замкнутую глобальную количественную картину «мгновенной» кинематики главных литосферных плит.

Математической основой для рас-

смотрения «мгновенной» кинематической картины движения литосферных плит служит известная теорема Эйлера, которая гласит, что произвольное перемещение твердого тела с некоторой неподвижной, расположенной внутри тела точкой можно представить как результат его вращения относительно фиксированной оси, проходящей через эту точку. Применяя эту теорему Эйлера к «мгновенному»* перемещению литосферных плит по поверхности сферической Земли, получаем, что это перемещение (при условии, что плита в некотором приближении ведет себя как жесткое тело) можно описать вращением с вектором угловой скорости Ω , проходящим через центр Земли. Следовательно, описание геометрии перемещения плит базируется на предположении об относительной жесткости каждой плиты.

Проверка этого предположения и вытекающих из него следствий впервые была выполнена в 1968 г. У. Морганом и Кс. Ле Пишоном. Ле Пишон (1968) при расчете первой глобальной модели «мгновенной» кинематики шести наиболее крупных плит использовал 30 значений относительных скоростей на дивергентных границах плит и 30 направлений смещений, определенных по простираниям трансформных разломов. Дж. Минстер и др. (1974) при расчете своей глобальной кинематической модели плит использовали около 200 исходных величин, добавив около 100 направлений смещений на границах плит, полученных из решения механизмов в очагах землетрясений; все исходные данные в зависимости от их точности имели «вес», и при расчете был использован метод максимального правдоподобия. При построении нашей кинематической модели двенадцати плит (Ушаков, Галушкин, 1978) было использовано около 300 исходных значений скоростей и направлений смещений на границах плит. Результаты во всех моделях получились достаточно близкими между собой. Тектоника плит позволила впервые в геологической науке получить количественную воспроизводимость

глобальной модели природного процесса.

В частности, полученные во всех моделях положения полюсов относительного вращения Евразийской, Африканской, Аравийской и Индийской плит согласуются со сжатием широкого Альпийско-Гималайского пояса, в пределах которого линейные скорости сближения плит увеличиваются с запада на восток от 0,5 см/год в районе Гибралтара до 6 см/год в районе Памира и Гималаев. Заметим, что в том же направлении возрастает и средняя высота горных сооружений. Самые низкие скорости относительного движения плит на дивергентных границах установлены на арктическом участке границы Евразийской и Северо-Американской плит — 0,3—0,5 см/год, самые высокие, до 18 см/год, — в рифтовой трещине Восточно-Тихоокеанского поднятия (рис. 3).

Информация об относительном движении литосферных плит Земли позволила перейти к оценке их движения в новой системе координат, не связанной с плитами. Особый интерес представляет движение плит в системе координат, связанной с так называемыми «горячими пятнами» мантии. В этой модели исходными данными для определения «абсолютного» движения каждой плиты служили простирания асейсмичных подводных вулканических хребтов в пределах ложа океана и поясов щелочных базальтов на континентах. Увеличение возраста вулканических островов по мере удаления от области современной вулканической активности, доказанное ныне для ряда островных цепей, позволяет предполагать, что каждый из таких поясов подводных гор или щелочных базальтов на континентах образован при движении литосферы над «пятном» аномально высокого плавления (или тепловой неоднородности в мантии). Такое «горячее пятно» создает область ослабленной литосферы, где концентрируются напряжения, образуются трещины и проявляется вулканизм. Если «горячие пятна» неподвижны относительно друг друга, то азимут простирания вулканического следа движения плиты над каждым пятном указывает направление движения плиты в искомой системе координат.

* Характерное время «мгновенной» кинематики плит в геологическом масштабе составляет первые миллионы лет.

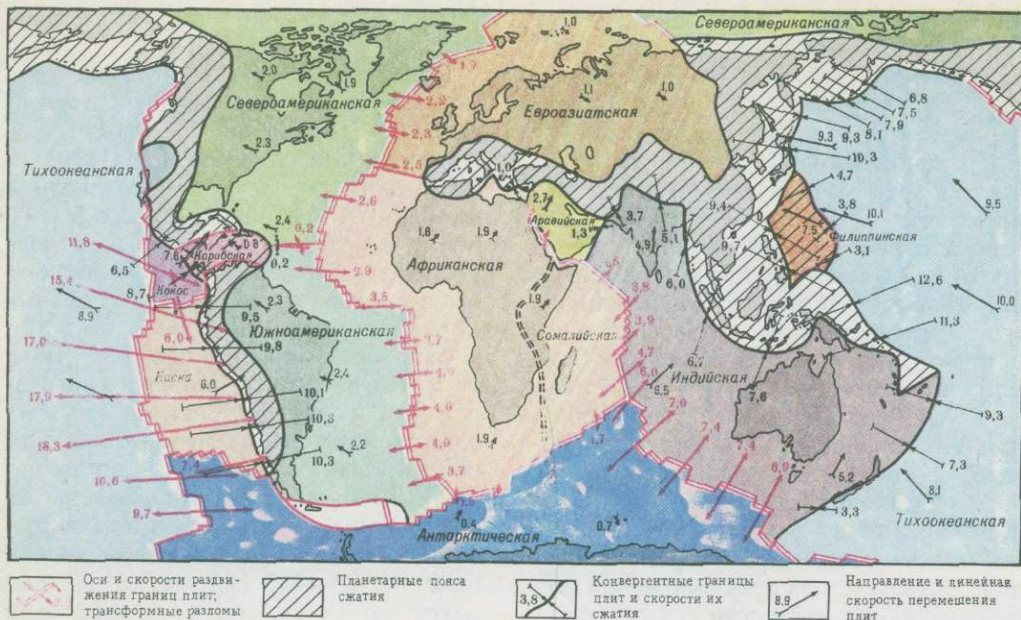


Рис. 3

Основные литосферные плиты Земли и их относительные линейные скорости перемещения (см/год)

Построив соответствующую систему координат, можно определить в ней скорости движения плит. Исходные данные по «абсолютному» движению плит в нашей модели (Ушаков, Галушкин, 1978), как и в предыдущей (Минстер и др., 1974), включали 20 азимутов простирания линейных поясов подводных гор и наземных щелочных вулканических провинций. Направление простирания соответствовало среднему за последние 10 млн. лет; погрешность определения азимутов — 10 — 20°. Оценки скорости перемещения подводных вулканических гор основаны на определении абсолютного возраста изверженных пород. Погрешность определения скоростей «абсолютного» перемещения плит в нашей модели около 15%. Результаты расчета показали, что движение Тихоокеанской плиты, вычисленное на основании информации, полученной на других плитах, практически совпадает с перемещением, определенным в результате измерений на самой плите. Этот факт свидетельствует в пользу справедливости предположения об относительной неподвижности «горячих пятен» за интервал времени, равный миллионам лет.

Наиболее высокие скорости перемещения в системе координат «горячих пятен» у океанических литосферных плит: они в 3—7 раз превышают скорости тех плит, где значительную часть площади составляют материки. Так, например, в «абсолютной» системе координат Тихоокеанская плита перемещается в северо-западном направлении с линейной скоростью в районе Гавайских островов около 10 см/год. Тихоокеанская плита — самая быстрая из всех плит, а Антарктическая и Евразийская — самые медленные. Следует обратить внимание на такой интересный факт: с направлением абсолютного перемещения Евразийской плиты совпадает генеральное простирание северной границы Альпийско-Гималайского пояса от Карпат до Копетдага включительно, а также простирание Таласо-Ферганского разлома (река Сырдарья) и разлома, вдоль которого течет река Амударья.

Таким образом, полученная на основании геомагнитных, геоморфологических и сейсмологических данных количественная глобальная замкнутая модель «мгновенной» кинематики литосферных плит принципиально отличается современную мобилистскую теорию, развитую на основе гипотезы А. Вегенера о дрейфе материков, от всех предшествующих геотектонических гипотез, объяснявших геологи-

ческие процессы лишь на качественном уровне. Этот факт делает тектонику литосферных плит надежной основой для разработки фундаментальной теории образования и эволюции коры Земли, которая неотделима от остальных геосфер вплоть до ядра. Поэтому тектонику литосферных плит следует рассматривать как наиболее практически важную составную часть более общей теории глобальной тектоники.

§ 4. ВКЛАД СОВЕТСКИХ УЧЕНЫХ В РАЗВИТИЕ НОВОЙ МОБИЛИСТСКОЙ ТЕОРИИ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ И ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ

При беспристрастном анализе, вероятно, каждый историк науки в будущем придет к выводу о том, что вклад советских исследователей в становление идей новой глобальной тектоники значителен. В нашей книге специальный акцент на этом вопросе сделан еще и потому, что до настоящего времени среди американских и западноевропейских ученых бытуют неверные представления о том, что якобы все советские исследователи продолжают твердо стоять на «фиксистских» позициях и поэтому остаются далеко в стороне от магистрального пути развития науки о Земле.

Существенный вклад в развитие идей мобилизма в конце 50-х годов и в 60-х годах XX в. внес П. Н. Кропоткин. Он одним из первых оценил перспективы использования палеомагнитных данных для построения глобальных палеогеографических реконструкций (Кропоткин, 1958, 1961). На примере многих регионов мира, в том числе на примере Азии и южных гондванских материков, им было показано значительное перемещение (на многие тысячи километров) крупных блоков земной коры.

Существенный вклад в развитие идей мобилизма внес А. В. Пейве. В конце 60-х годов, используя большой фактический материал, он убедительно обосновал тот факт, который теперь большинством исследователей признается очевидным, а именно что встречающиеся в современных горных областях офиолитовые покровы на самом деле представляют собой фрагменты древней океанской коры,

механически надвинутые на континентальные окраины.

Большой вклад в развитие и распространение новых идей в нашей стране принадлежит А. Н. Храмову и В. Е. Хаину. А. Н. Храмов в конце 60-х годов был первым советским геофизиком-магнитологом, который использовал новые палеомагнитные данные для определения параметров движения континентов и подтвердил крупные перемещения материков в течение всего фанерозоя, т. е. около 600 млн. лет (Khramov, 1970; Храмов и др., 1974).

С. А. Ушаковым и В. Е. Хаиным (1965) на основе анализа геологических данных по Антарктиде был сделан вывод, что без привлечения гипотезы дрейфа континентов невозможно объяснить общность строения этого материка с соседними континентами гондванской группы. Литосфера начала рассматриваться с позиций механики именно как жесткая и хрупкая кора Земли (Ушаков, 1968); было показано, что нарушение изостазии в районах островных дуг объясняется динамическим эффектом поддвигания океанических плит под эти структуры.

Советскими учеными внесен большой вклад в разработку теории тектоники литосферных плит. Еще в конце 60-х годов был рассчитан механизм образования континентальной коры за счет дегидратации и переплавления океанской коры в зонах поддвига плит (Сорохтин и др., 1971). В эти же годы была предложена модель восходящих мантийных потоков (Ушаков, Исаев, Красс, 1969), достаточно близкая к модели Уилсона—Моргана. Были рассмотрены модели термической и динамической эволюции литосферы в результате ее прогрева восходящим мантийским потоком, а также модели бокового прогрева континентальной литосферы на краю медленно раздвигающейся рифтовой трещины (Ушаков, Галушкин, 1975, 1978).

В начале 70-х годов была количественно объяснена природа увеличения глубины дна срединно-океанических хребтов по мере удаления от рифтовой трещины (Сорохтин, 1973); несколько позже эта задача была решена самостоятельно Р. Л. Паркером и Д. В. Ольденбургом (Parker, Oldenburg, 1973). С учетом конвективного выноса тепла были определены

суммарные теплотери через рифтовые зоны Земли (Ушаков, Федынский, 1973; Сорохтин, 1973). Кроме того, советскими исследователями был описан новый механизм возникновения региональных надвигов, а также модель образования системы крупных складок в островных дугах и активных континентальных окраинах (Сорохтин, 1974; Ушаков и др., 1972, 1976).

В начале 70-х годов советские исследователи (Ушаков, Федынский, Шебалин, 1972; Лисицын, 1974) по данным бурения и магнитным аномалиям построили карты возраста дна Мирового океана. Кроме того, А. П. Лисицын одним из первых использовал изменения условий осадконакопления для определения направлений и величины смещений океанских плит. И. П. Герасимов, А. В. Живаго и С. С. Коржуев (1974) с позиций новой мобилистской теории предприняли интересную попытку рассмотреть геоморфологические особенности дна Мирового океана. Л. И. Лобковским и О. Г. Сорохтиным (1976) был теоретически исследован механизм поддвига литосферных плит под островные дуги и рассчитано условие затягивания осадков в зоны поддвига плит. Позднее на основе результатов теоретических расчетов и сопоставления их с сейсмологическими данными советскими геофизиками впервые была составлена карта толщины океанической литосферы (Городницкий, Сорохтин, 1977).

Ю. И. Галушкиным и С. А. Ушаковым в числе первых исследователей были рассмотрены различные геодинамические модели внутриплитовой эволюции литосферы. На основании теоретического анализа распределения напряжений и внутриматериковых трещин была предсказана Монгольская рифтовая система, которая должна располагаться посередине между Байкальской и Шаньси (Ушаков, Галушкин, 1978). Были рассмотрены различные геодинамические модели эволюции литосферы в трансформных разломах, осуществлена классификация трансформных разломов по динамическим признакам, выполнен геодинамический анализ моделей процессов, происходящих на конвергентных краях плит (Ушаков, Галушкин, 1978, 1979).

В начале 70-х годов Л. П. Зоненшайн (1972, 1976), С. А. Ушаков (1974) и В. Е. Хаин (1973) вслед за Дж. Дьюи (Dewey, 1970) начали разработку нового подхода к глобальным палеогеографическим реконструкциям; при таких мобилистских реконструкциях наряду с палеомагнитными данными широко использовалась палеогеографическая и геологическая информация, которая позволила по целому ряду признаков восстанавливать древние границы и перемещение литосферных плит. Глобальные модели кинематики плит в фанерозое были пионерными (Зоненшайн, Городницкий, 1977).

Определенные успехи достигнуты советскими исследователями благодаря приложению достижений тектоники литосферных плит к задачам региональной географии и геологии. В первую очередь это исторический анализ результатов планомерных площадных магнитных съемок в различных частях Мирового океана, особенно в Арктике и Субарктике (Деменицкая, Карасик, 1969, 1971). С начала 70-х годов советскими исследователями успешно разрабатывается геодинамическая классификация и проводится металлогенический анализ главных структурных элементов земной коры в зависимости от условий их образования и эволюции на границах плит (Ковалев, 1972, 1976; Шульц, 1973, 1976). А. А. Ковалевым и Л. П. Зоненшайном последовательно разрабатывается металлогеническая зональность Урало-Азиатского и Монголо-Охотского складчатого поясов. В ряде работ тектоника литосферных плит привлекается для выяснения условий образования месторождений нефти и газа (Ковалев, 1974; Сорохтин, Ушаков, Федынский, 1974, 1976), металлогении золота (Сорохтин, Ковалев, 1976) и других полезных ископаемых (Зоненшайн и др., 1976).

Наряду с развитием вышеперечисленных прикладных проблем теории тектоники плит советские геофизики, в частности О. Г. Сорохтин (1974, 1979), внесли существенный, а возможно, даже и определяющий вклад в разработку химической, динамической и термической моделей глобальной тектоники нашей планеты. Полученные результаты дают основание пред-

полагать, что в недалеком будущем возможно создание общей теории глобальной эволюции Земли. Такая новая, единая геологическая и географическая эволюционная теория Земли активно разрабатывается советскими учеными в настоящее время на мобилистской, геодинамической основе. В частности, анализ глобальной эволюции климата Земли недавно был выполнен А. С. Мониным (Монин, 1977, 1980; Монин, Широков, 1979).

Глава II

ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ГРАНИЦ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

§ 1. СЕЙСМИЧЕСКИЕ ПОЯСА ЗЕМЛИ — КОНТУРЫ СОВРЕМЕННЫХ ПЛИТ

4888
Гипотеза дрейфа материков возродилась в новой фундаментальной теории тектоники литосферных плит, которая привела к бурному развитию более общей концепции глобальной тектоники, став ее составной частью. Для того чтобы принять новую теорию, надо понять те факты, на которых она основана. Материки перемещаются не сами по себе, а в составе литосферных плит. Поэтому кратко рассмотрим имеющиеся данные и построенную на их основе теорию эволюции литосферы.

Из определения литосферы как жесткой оболочки с конечной прочностью и хрупким разрушением вытекает естественное следствие: если литосферная плита представляет собой единую пластину, то ломаться она должна лишь по краям, и каждый такой разлом — это источник землетрясения. Следовательно, сейсмическая активность сосредоточена на границах литосферных плит в пределах сравнительно узких зон.

Давно было известно, что землетрясения распространены по поверхности Земли в виде поясов сейсмической активности, оконтуривающих обширные асейсмичные области. Более надежному выделению границ литосферных плит помогла созданная к началу 60-х годов мировая сеть стандартных сейсмологических станций. Хорошо определенные сравнительно

узкие пояса современной сейсмической активности — это наиболее существенный определяющий признак для трассирования границ и, как следствие, оконтуривания самих литосферных плит (рис. 4).

Развитие широкой мировой сети сейсмологических станций позволило установить преобладающие направления смещений на различных типах границ литосферных плит. Современная достаточно обоснованная кинематическая модель очага землетрясения базируется на том простом условии, что смещение происходит по разрыву, обусловленному воздействием пары сил. Согласно такой модели, от очага землетрясения будут распространяться волны сжатия и растяжения. При этом в каждой стороне от плоскости разрыва будут возникать области первичного распространения волн сжатия и растяжения. В направлении смещения каждой из плоскостей разрыва первыми будут возникать волны сжатия, в противоположном — волны растяжения (рис. 5). Эти четыре симметричные области — две сжатия и две растяжения — разделены двумя взаимноперпендикулярными (нодальными) плоскостями. Одна из них, та, по которой происходит разрыв, — главная, вторая — вспомогательная. Как следует из модели, только по сейсмологическим данным невозможно разделить главную и вспомогательную нодальные плоскости. Выбор каждой из плоскостей для неглубоких, близповерхностных очагов можно сделать по геоморфологическим данным, а для более глубоких — на основании геологических и геофизических критериев. Достоверное направление протирания нодальной плоскости может быть получено, как правило, только статистически, на основании достаточно большого количества решений фокальных механизмов землетрясений вдоль одной границы литосферных плит. Для разработки метода определения механизмов смещений в очагах землетрясений по сейсмологическим данным в нашей стране много сделала А. В. Введенская, а для приложения этих данных к тектонике плит — Л. Р. Сайкс.

Полученные сейсмологические результаты кратко можно суммировать в следующем виде. В осевой части срединно-океанических хребтов глу-



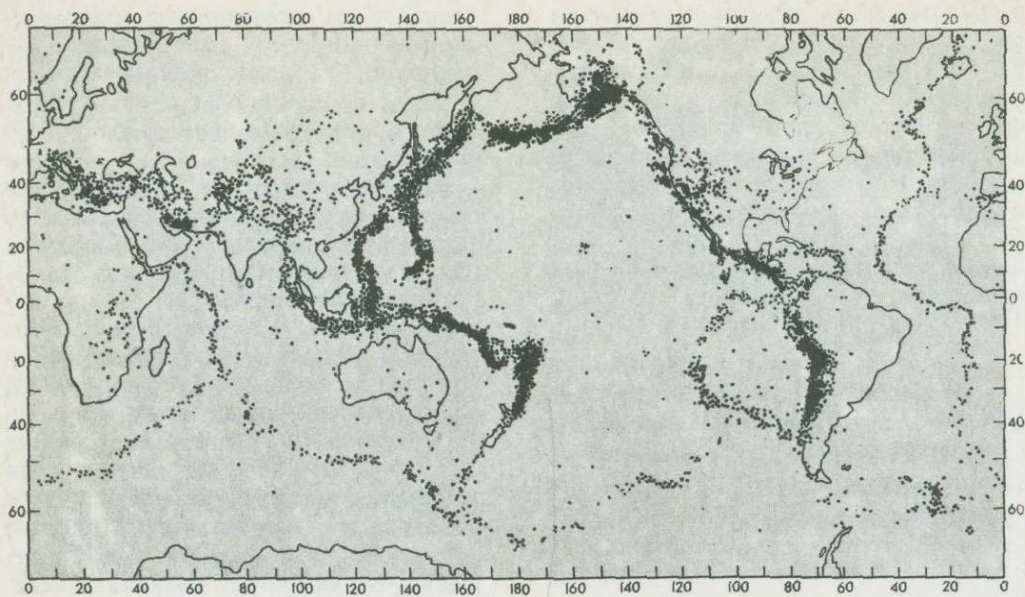


Рис. 4

Сейсмическая активность Земли за период с 1962 по 1974 г.; точками даны эпицентры землетрясений

бина очагов землетрясений очень небольшая (максимальная — первые десятки километров). При этом по характеру механизма в очаге достаточно четко выделяются два типа землетрясений. Очаги первого типа сосредоточены в пределах очень узких зон сейсмической активности, протягивающихся вдоль гребня срединно-океанического хребта в направлении его простирания. В этих зонах возникают рои очень мелкофокусных землетрясений, глубина очагов которых, как правило, не превышает первых километров от дна*. В очагах преобладают механизмы субгоризонтального растяжения в направлении, перпендикулярном простиранию осевой рифтовой трещины.

Очаги второго типа простираются также в виде достаточно узких зон, как правило перпендикулярных к генеральному простиранию рифтовой трещины срединно-океанического хребта. В таких очагах преобладают преимущественно субгоризонтальные сдвиги в направлении, ортогональном

* Этот результат был получен с помощью данных сейсмографов на специальных сейсмологических полигонах, созданных в осевой зоне рифтовых хребтов. В нашей стране пионер исследований таких землетрясений — профессор Московского университета Ю. Н. Рыкунов.

простиранию хребта. Сейсмофокальные зоны со сдвиговыми механизмами в очагах землетрясений свидетельствуют о субгоризонтальном смещении краев плит. В абсолютном большинстве случаев каждая такая сейсмическая зона расположена между двумя отрезками осевой рифтовой трещины. Эта зона фиксирует собой живущий трансформный разлом, по которому и происходит смещение отдельных отрезков рифтовой оси. Глубина очагов вдоль трансформных разломов срединно-океанических хребтов невелика: в абсолютном большинстве случаев она не превышает первых десятков километров. Простирающиеся в осевой области срединно-океанических хребтов сейсмоактивные зоны маркируют собой смещения краев плит в рифтовых трещинах и по трансформным разломам.

На отдельных участках, таких, как треугольник Афар на юге Красного моря или как северное продолжение Мексиканского залива (трансформный разлом Сан-Андреас), сейсмоактивные зоны переходят на континент, что позволяет проследить генетическое родство между океаническими и континентальными рифтовыми трещинами и трансформными разломами, например развивающимися в пределах Восточно-Африканской рифтовой системы.

От описанных выше сейсмоактивных зон существенно отличаются те, которые расположены в районах островных дуг и активных континен-

тальных окраин обрамления Тихого океана. Хорошо известно, что характерная особенность таких зон — их очень большая глубинность. Очаги землетрясений достигают глубины 600—650 км. При этом, как показали последние исследования С. А. Федотова, Л. Р. Сайкса и А. Хасегавы, ширина уходящей в глубь зоны сейсмической активности не превышает 50—60 км (рис. 6). Другая важная отличительная особенность этих сейсмоактивных зон — механизмы в очагах землетрясений, вполне определенно свидетельствующие о сжатии литосферы в районе внешнего края островных дуг и активных континентальных окраин.

Наконец, третья обширная зона сейсмической активности приурочена к Альпийско-Гималайскому поясу. На мировой карте сейсмичности она представлена в виде широкой вытянутой области как бы беспорядочно рассеянных эпицентров землетрясений (см. рис. 4). Однако детальные исследования отдельных регионов этого горного пояса позволяют выделить целый ряд крупных разломных зон, около которых и концентрируется большинство зарегистрированных очагов землетрясений. В пределах разломных зон Альпийско-Гималайского пояса абсолютное большинство очагов имеет глубину от 70 до 100 км. Только на четырех участках: в Калабрийской дуге на юге Италии, в Эллинской дуге Восточного Средиземноморья, в районе Вранча в Карпатах, в районе города Хорога между Памиром и Гиндукушем — зафиксированы большие глубины очагов. Но нигде в пределах этого горного пояса не установлены сейсмофокальные зоны с очагами глубже 300 км. Механизмы в очагах землетрясений Альпийско-Гималайского пояса достаточно разнообразны. Преобладают разрывы в условиях сжатия, а также сдвиги или их комбинации, т. е. сдвиги со сжатием. Зарегистрированы также механизмы растяжения или сдвиги с компонентой растяжения, которые преобладают в литосфере Эгейского моря и его обрамления.

В рифтовых трещинах и трансформных разломах срединно-океанических хребтов выделяется около 3% всей упругой энергии, в Альпийско-Гималайском поясе — около 15%; по-

чти вся остальная упругая энергия выделяется в районах островных дуг. Меньше 1% общей энергии выделяется в очагах, расположенных в пределах самих литосферных плит; как правило, такие очаги приурочены к районам внутриплитового вулканизма (например, Гавайские острова) и реже — к пассивным переходным зонам атлантического типа.

Итак, пояса сейсмической активности служат важнейшим критерием для трассирования боковых границ современных литосферных плит. Механизмы в очагах землетрясений (при условии их статистической достоверности) позволяют определить кинематику смещения краев плит вдоль того или иного разлома и, следовательно, выделить кинематический тип этой границы. Поэтому мировая карта сейсмичности отразила контуры наиболее крупных литосферных плит. Самая крупная по площади плита — Тихоокеанская. Она целиком состоит из океанической литосферы и занимает большую часть дна от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия до системы глубоководных желобов северного и западного обрамления этого океана. Много меньше по площади плита Наска, но все же и она может быть отнесена к главным. Состоит плита Наска только из океанической литосферы и занимает дно Тихого океана к востоку от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия до оси Перуано-Чилийского желоба. С севера эта плита ограничена рифтовой трещиной и трансформными разломами Галапагосского хребта, а с юга — Чилийского. По трансформному разлому Сан-Андреас Тихоокеанская плита граничит с Северо-Американской, которая с юга ограничена трансформными разломами Кайман и Барракуда. Восточная граница Северо-Американской плиты проходит по оси Срединно-Атлантического хребта, а северная — по ее арктическому продолжению — оси хребта Гаккеля. Некоторые исследователи относят к Северо-Американской плите Аляску и Чукотку; нам представляется, что более правомерно включать эти области в состоящий из многих малых плит Циркумтихоокеанский планетарный пояс сжатия литосферы.

Четвертая крупная плита — Южно-Американская, граничащая с Северо-



Рис. 5

Принципиальная схема дислокаций в очаге землетрясений. Стрелки показывают направление движений в очаге

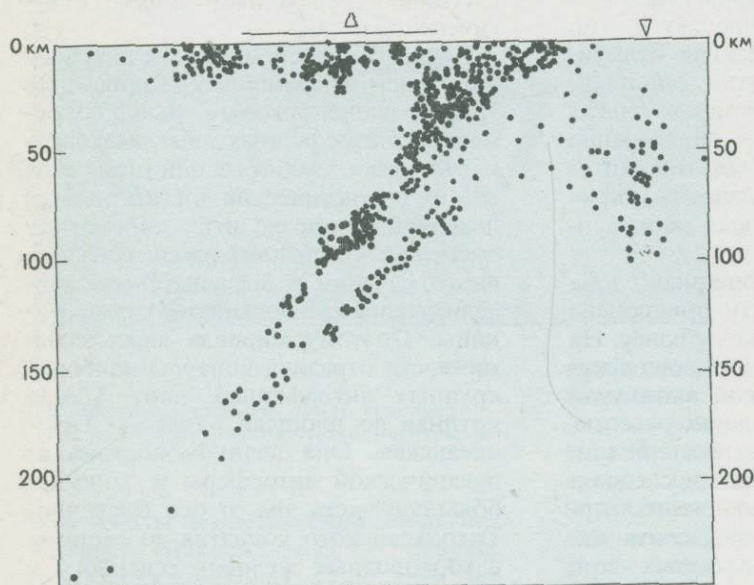


Рис. 6

Распределение фокусов микроземлетрясений центральной части Японской дуги, спроектированное на вертикальную плоскость В-З простирания с района 39—40° с. ш. (по Хасегава и др., 1978). Треугольники отмечают положение оси желоба и вулканического фронта (горизонтальный и вертикальный масштабы эквивалентны)

Американской по трансформному разлому Барракуда. С востока Южно-Американская плита ограничена осевой зоной Срединно-Атлантического хребта; ее южная граница проходит преимущественно по трансформным разломам, которые протягиваются от острова Буве к Южно-Сандвичевому желобу; далее к западу эта граница проходит севернее Южно-Антильского хребта, также по трансформному разлому, вплоть до Магелланова пролива. Западную границу Южно-Американской плиты традиционно проводят по оси Перуанско-Чилийского желоба.

Однако анализ геоморфологических и геофизических данных позволяет нам относить Анды к Циркумтихоокеанскому планетарному поясу сжатия литосферы.

По осевой зоне Срединно-Атлантического хребта Южно-Американская плита граничит с Африканской. Около $\frac{1}{5}$ общей протяженности

границ Африканской плиты приходится на осевые рифтовые трещины и соединяющие их участки трансформных разломов Южно-Атлантического, Африкано-Антарктического, Западно-Индийского и Аравийско-Индийского подводных хребтов, а также Аденского залива и Красного моря. С севера эта плита ограничена Азоро-Гибралтарским трансформным разломом, который к востоку переходит в конвергентную границу между Африканской плитой и западной частью Альпийско-Гималайского планетарного пояса сжатия литосферы. При этом весь африканский Атлас относится к поясу сжатия, тогда как Восточное Средиземноморье — к Африканской плите; именно поддвигание океанической литосферы в Калабрийской и Эллинской дугах является причиной развития сейсмофокальных зон с глубинами очагов до 200 км и более.

Африканская плита непосредствен-

но граничит с Евразийской лишь по Азоро-Гибралтарскому трансформному разлому. Далее к востоку южная граница Евразийской плиты проходит по северному краю Пиренеев, Альп, Карпат, Кавказа и Копетдага; все эти горные области (за исключением Крымских гор и западной части Главного Кавказского хребта) входят в состав Альпийско-Гималайского горного пояса сжатия литосферы. Восточная граница Евразийской плиты проходит по западным предгорьям Памира, Тянь-Шаня, Алтая, Саян, а далее к востоку — по северному краю Станового и Алданского нагорий. Восточную границу Евразийской плиты маркируют реки Алдан и далее к северу Лена. По своей геодинамической природе Предверхоянский прогиб является материковым аналогом глубоководного желоба. Проведенный нами анализ геоморфологических и геофизических данных позволяет считать, что Предверхоянский прогиб как морфоструктура образован благодаря тому, что восточный материковый край Евразийской плиты поддвигается под малую Колымскую плиту (или систему малых плит), входящую в состав Циркумтихоокеанского планетарного пояса сжатия литосферы. С севера и запада Евразийская плита по рифтовой оси срединно-океанических хребтов Гаккеля, Мона и Северо-Атлантического граничит непосредственно с Северо-Американской плитой.

Седьмая крупная плита — Индийская (Индостанская, или Индо-Австралийская) включает как материковую литосферу Индостана и Австралии, так и океаническую — северо-восточной части Индийского океана. К северу и востоку эта плита поддвигается под Гималаи, западную окраину Юго-Восточной Азии и Малайский архипелаг. Поэтому северная и северо-восточная границы этой плиты маркируются системой предгорных прогибов Индостана и глубоководных желобов, из которых самый крупный — Яванский. С востока под Индостанскую плиту поддвигается Тихоокеанская, и здесь граница плит проходит по желобам Тонга и Кермадек. Далее к югу восточная граница Индийской плиты проходит по пересекающему Новую Зеландию Альпийскому трансформному разлому и по

трансформному разлому Маккуори. Юго-западная граница Индийской плиты протягивается по осевой зоне Австрало-Антарктического, Центрально-Индийского и Аравийско-Индийского подводных хребтов, расположенных в Индийском океане.

Восьмая большая литосферная плита — Антарктическая; она почти со всех сторон окружена дивергентными и трансформными границами. Только на одном участке — под самую северную окраину Антарктического полуострова — происходит поддвигание океанической литосферы; здесь конвергентная граница проходит по оси глубоководных Шетландского и Оркнейского желобов, находящихся между Атлантическим океаном и Северным морем.

Некоторые исследователи к крупным плитам причисляют Аравийскую, которая почти целиком состоит из материковой литосферы, хотя она пока не очень далеко удалась от своей «родительницы» — Африканской. Последняя, продолжая раскалываться буквально на наших глазах, по системе рифтовых впадин разделяется на две: западную — Сомалийскую и восточную — собственно Африканскую, или Нубийскую. Еще одна плита — Кокос, которая состоит целиком из океанической литосферы и иногда причисляется к крупным (Зоненшайн, Савостин, 1979). Западная граница этой плиты фиксируется узкой сейсмоактивной зоной, приуроченной к рифтовой оси подводного поднятия Альбатрос, южная — аналогичной по своей природе зоной, проходящей вдоль оси Галапагосского хребта. Северо-восточная граница плиты Кокос проходит по оси глубоководного Центрально-Американского желоба.

Итак, в настоящее время можно выделить лишь семь наиболее крупных плит. Это Тихоокеанская, Северо-Американская, Южно-Американская, Африканская, Евразийская, Индийская (Индостанская, Индо-Австралийская) и Антарктическая. В несколько раз меньше по размерам плита Наска, но она также, как правило, причисляется к крупным плитам. Как свидетельствует анализ «мгновенной» кинематики плит, Наска перемещается с достаточно большой скоростью. Также со значительной скоростью пере-

мещаются еще две плиты — Кокос и Аравийская, площадь каждой из них почти в 3 раза меньше, чем плиты Наска. Из семи крупных плит выделяются две самые большие — Тихоокеанская и Африканская (вместе с Сомалийской). Они имеют в плане округлую форму и расположены антиподально. Все остальные крупные плиты имеют очертания ближе к эллипсовидным.

За последнее десятилетие кроме названных выше плит выделено несколько десятков более мелких, из которых самые крупные — Филиппинская, Скоша и Карибская по площади соизмеримы с плитами Аравийской или Кокос. Почти все малые плиты входят в состав Альпийско-Гималайского и Циркумтихоокеанского планетарных поясов сжатия литосферы. Все эти малые плиты объединены некоторой общей геодинамической особенностью: они подчинены границам сжимающих их более крупных плит.

Кроме того, малые плиты (отличные по своей геодинамической природе от рассмотренных выше) могут быть реликтами более крупных в области сближения дивергентных и конвергентных границ, например океаническая малая плита Хуан-де-Фука, расположенная близ западного края Северо-Американской плиты между 40 и 50° с. ш.

Завершая рассмотрение закономерностей пространственного расположения поясов сейсмической активности на поверхности Земли, необходимо отметить антиподальность и ортогональность главных поясов сейсмичности. Первый сейсмический пояс характеризуется механизмами растяжения и протягивается по рифтовым трещинам Атлантики, Красного моря, Аденоского залива, Аравийско-Индийского и Центрально-Индийского хребтов и далее к востоку вдоль осевых рифтовых трещин Австралийско-Антарктического, Южно- и Восточно-Тихоокеанского поднятий к Калифорнийскому заливу. Второй наиболее сейсмоактивный пояс Земли, ортогональный к первому, простирается в пределах Альп, Гималаев и по периферии Тихого океана; механизмы в его очагах свидетельствуют о преобладании сжатия — это поистине планетарный пояс сжатия литосферы.

К этим ортогональным и антиподальным поясам сейсмической активности, маркирующим границы главных литосферных плит, приурочены: к первым — дивергентным — рифтовые трещины, а также подводные хребты (обычно называемые срединно-океаническими); ко вторым — конвергентным — глубоководные желоба, островные дуги и складчато-глыбовые горные цепи на континентах. Подавляющее большинство молодых вулканических процессов также сосредоточено вдоль вполне определенных границ плит. Прежде и больше всего вулканические процессы имеют место в рифтовых трещинах Мирового океана, меньше — в континентальных рифтовых областях. Из конвергентных границ наибольшей вулканической активностью обладают те, под которыми сейсмофокальные зоны достигают глубины 150—200 км и более. Наглядным примером тому может служить все тихоокеанское «огненное» кольцо, а также вулканические дуги: Яванская в Индийском океане, Малая Антильская и Южно-Сандвичева в Атлантическом, Калабрийская и Эллинская в Средиземном море. Иными словами, почти вся тектоническая и магматическая активность приурочена к боковым границам литосферных плит.

Само пространственное положение двух дивергентных планетарных поясов, от которых большие литосферные плиты расходятся, и двух планетарных поясов сжатия литосферы заставляет задуматься о механизме, управляющем движением всего ансамбля литосферных плит. Такое упорядоченное расположение главных границ плит в виде двух ортогональных друг другу поясов наводит на мысль о двухъячейстой (или близкой к ней) структуре конвективных течений, охватывающих всю мантию Земли. При этом рифтовые трещины будут образовываться в областях, где преобладают восходящие потоки, тогда как планетарные пояса сжатия литосферы возникают над нисходящими потоками. Конечно, из-за жесткости и прочности литосферы не будет полного совпадения дивергентных и конвергентных границ плит с осями восходящих и нисходящих потоков в мантии, но генеральная связь должна иметь место.

§ 2. ДИВЕРГЕНТНЫЕ ГРАНИЦЫ ПЛИТ — НАРАЩИВАНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Как было отмечено выше, наиболее характерная черта сейсмической активности в пределах рифтовых трещин, как континентальных, так и океанических — неглубокие очаги землетрясений. Максимальные глубины очагов — самые первые десятки километров под материковыми рифтовыми впадинами и первые километры в осевой рифтовой зоне океанических хребтов. Другая их общая, существенная отличительная черта — преобладание в очагах землетрясений механизмов субгоризонтального растяжения в направлении, ортогональном простиранию рифтовой трещины. Именно сейсмологические данные стали той первой объективной, инструментальной информацией, которая и позволила выделить рифтовые трещины (в том числе и на дне океана) в качестве дивергентных, т. е. расходящихся, границ литосферных плит.

Но не только сейсмологические данные свидетельствуют о геодинамической общности континентальных и океанических рифтовых трещин. Не менее сильным подтверждением такой общности служат геоморфологические, гравиметрические и геотермические данные. И океанические и, как правило, континентальные рифтовые трещины располагаются в пределах обширных возвышенностей, при этом и сами рифтовые трещины, и обширные возвышенности очень близки к изостазии, т. е. все эти морфоструктуры достаточно полно уравновешены. Но, пожалуй, наиболее наглядным геоморфологическим свидетельством их геодинамической общности является постепенный переход континентальных рифтовых трещин Эфиопии в океанические трещины Красного моря и Аденского залива в районе треугольника Афар.

Хорошо известно, что и материковым, и океаническим рифтовым трещинам присущи значительно повышенные величины теплового потока через поверхность. Обычно они в 2—3 раза превышают среднее для Земли значение. И сейсмологические, и геотермические (также и геоэлектрические) данные свидетельствуют о том, что под рифтовыми трещинами литос-

фера аномально тонкая: 20—40 км под континентами и всего несколько километров под океанами. И под континентальными, и под океаническими рифтовыми трещинами кровля астеносферы фиксируется по скоростям продольных волн (7,5—7,6 км/сек). Комплексная интерпретация геоморфологических, гравиметрических, геотермических и сейсмических данных позволяет с хорошей достоверностью считать, что именно приближение кровли астеносферы (менее плотной, чем литосфера) к поверхности служит причиной подъема глыбовых горных сооружений, к которым в большинстве случаев и приурочены рифтовые трещины на континентах. На основании сейсмологических и гравиметрических данных установлена связь между глубиной кровли астеносферы и высотой срединно-океанического хребта: чем ближе к поверхности кровля астеносферы (т. е. чем меньше толщина океанической литосферы), тем выше поднят над абиссальной глубиной океана соответствующий участок срединно-океанического хребта (Сорохтин, 1973; Ушаков, Галушкин, 1978). Еще одно сходство континентальных и океанических рифтовых трещин — петрологическое: в океанических рифтовых трещинах повсеместно наблюдаются непрерывные (в геологическом масштабе времени) проявления базальтового вулканизма, в континентальных рифтовых трещинах базальтовый вулканизм существенно преобладает.

Кроме разнообразных базальтов в пределах континентальных рифтовых зон достаточно широко распространены породы кислого состава, часто щелочные; вместе с базальтами они образуют характерную для континентальных рифтовых областей сводовулканического типа контрастную по составу серию вулканических пород. Эту серию обычно называют бимодальной — по распределению в виде двух максимумов как основных, так и кислых пород в одной и той же рифтовой вулканической провинции. С позиций тектоники литосферных плит образование такой контрастной серии вулканических пород обычно принято объяснять с помощью модели вторжения в континентальную литосферу восходящего мантийного, аномально горячего потока, который переводит в

астеносферное состояние сначала материковую литосферу, а затем приводит к расплавлению и низов континентальной коры (в ее традиционном понимании, как пород, расположенных выше поверхности Мохо). По мере подъема поверхности астеносферы щелочные базальты сменяются щелочно-оливиновыми, а затем толеитовыми. Когда аномально горячая астеносферная область (возможно, сначала по отдельным трещинам в материковой литосфере) достигает кислых или карбонатных пород и переплавляет их на глубине, то на поверхность изливаются карбонатиты или кислые вулканиты; последние вместе с базальтами и образуют контрастную по петрологическому составу (бимодальную) серию изверженных пород.

Наиболее крупные внутриматериковые рифтовые трещины, например Байкальская, имеют глубину до 2 км. На дне таких трещин толщина слоя грубообломочных осадков может достигать 6—7 км. Следовательно, глубина до фундамента в этих трещинах может достигать 8—10 км. Большинство внутриматериковых рифтовых трещин развивается в пределах обширного, сравнительно пологого свода. Как свидетельствует геоисторический анализ развития сводово-вулканических рифтовых областей (Милановский, 1975), сначала происходит пологое воздымание обширной области; по мере увеличения подъема и расширения области воздымания начинается приуроченное к отдельным небольшим трещинам изливание преимущественно щелочных и щелочно-глиноземистых базальтов. Затем процесс растяжения концентрируется в ограниченном числе наиболее глубоких рифтовых трещин, как правило эшелонированных, реже параллельных между собой. Именно в осевой зоне этих наиболее глубоких рифтовых впадин и начинается проявление толеитового вулканизма.

Заметим, что такой процесс развития сводово-вулканических материковых рифтовых областей получает хорошее объяснение в рамках модели восходящего мантийного потока. Такой поток прогревает континентальную литосферу, постепенно переводит ее нижние слои в разуплотненное астеносферное состояние. Результатом термического расширения и явля-

ется постепенный подъем поверхности, а также инициальные разрывы. Продолжение воздействия восходящего потока приводит к значительному утончению и растяжению материковой литосферы. На поверхности это проявляется в углублении отдельных рифтовых трещин и в изливании на их дне толеитовых базальтов, выплавляемых из мантии на глубинах 20 км и менее. Наконец (если выходящий мантийный поток настолько мощный, что способен значительно изменить структуру течений в астеносфере) происходит полный разрыв материковой литосферы по системе главных рифтовых трещин. Затем начинается постоянное раздвижение краев двух половинок единого континента (теперь уже двух самостоятельных материков) и заполнение образующейся между ними трещины мантийными дифференциатами, т. е. начинается процесс образования океанической литосферы. Переход от внутриконтинентального разрыва к образованию новой молодой океанической впадины наглядно виден в районе треугольника Афар — тройного соединения рифтовых трещин Эфиопии, Красного моря и Аденского залива.

Концепция тектоники литосферных плит позволила дать хорошее объяснение природы срединно-океанических хребтов и расположенных на их вершине осевых рифтовых трещин. Раздвижение краев плит (они поэтому и получили название дивергентных, т. е. расходящихся) приводит к внедрению в непрерывно образующуюся осевую трещину новых порций мантийного материала, который изливается на дно в виде толеитовых океанических базальтов. Мантийные дифференциаты, застывая в рифтовой трещине, «запечатывают» ее на короткое время, пока растяжение не приведет к новому разрыву на самом тонком участке недавно застывших мантийных дифференциатов. Так происходит симметричное наращивание океанской литосферы на каждый дивергентный край. Ввиду того что на дивергентных краях плит происходит непрерывное в геологическом масштабе времени наращивание океанической литосферы, дивергентные границы плит часто называют конструктивными.

Симметричное наращивание оке-

анической литосферы на дивергентных (конструктивных) границах плит в каждой океанической рифтовой трещине подтверждается геосторическим анализом аномального магнитного поля океана; его результаты получили убедительное подтверждение благодаря определениям возраста керна, поднятого из многих скважин при глубоководном бурении дна океана по международному проекту с судна «Гломар Челленджер». В каждом районе возраст дна океана увеличивается симметрично относительно рифтовой оси в направлении, параллельном простиранию трансформных разломов.

Обусловленная простым принципом — где тонко, там и рвется, симметрия в наращивании океанической литосферы на дивергентных краях двух соседних плит (в первом приближении независимая от их абсолютного и относительного смещения) дает ключ к объяснению генеральной симметрии в морфологии дна срединно-океанических хребтов относительно их осевой зоны, а именно — симметричного увеличения глубины дна океана по мере удаления от рифтовой трещины. Такое симметричное увеличение глубины дна обусловлено остыванием двух одновозрастных кусков океанической литосферы — близнецов, рожденных одновременно, но «припаявшихся» к краям разных плит, — по мере удаления каждого такого куска от места их общего рождения — рифтовой трещины. Теплопотери через поверхность приводят к постепенному остыванию, увеличению толщины и, как следствие, к термическому сжатию океанической литосферы по мере увеличения ее возраста, который возрастает симметрично по мере удаления от рифтовой оси. Теоретические исследования показывают, что толщина океанической литосферы в первом приближении должна быть прямо пропорциональна корню квадратному из ее возраста (Сорохтин, 1973). Следовательно, и увеличение глубины дна срединно-океанического хребта относительно осевой зоны должно в среднем соответствовать этому закону. Сейсмологические исследования толщины океанической литосферы, а также многочисленные проверки характера увеличения глубины дна океана в функции возраста свидетельствуют о принци-

пиальной справедливости закона

$$\Delta h = Kt^{1/2},$$

где Δh — приращение толщины океанической литосферы или глубины дна относительно осевой зоны; K — коэффициент пропорциональности (в каждом случае свой); t — возраст дна океана.

Принимая температуру кровли литосферы близкой к 0°C и температуру подошвы литосферы близкой к 1200°C (она определяется исходя из температуры кристаллизации или плавления базальтовой компоненты мантии), можно теоретически рассчитывать изменения теплового потока через поверхность океанической литосферы в функции ее возраста. При таких предположениях уменьшение величины удельной теплопотери (т. е. через единицу площади дна за единицу времени) должно быть прямо пропорционально увеличению толщины литосферы и, следовательно, подчиняться зависимости $t^{1/2}$. Сравнение теоретических и экспериментальных данных показало, что для возраста дна океана, превышающего 5—10 млн. лет, установлено хорошее соответствие между теоретическим тепловым потоком и экспериментальными данными, измеренными на дне океана (рис. 7). На участках близ рифтовой оси, в области с возрастом коры менее 5—10 млн. лет, измеренные величины теплового потока, как правило, значительно меньше теоретических. Такое расхождение обусловлено значительным конвективным выносом тепла термальными водами, циркулирующими в молодой океанической литосфере до тех пор, пока она сверху не покрывается слоем осадков толщиной в первые десятки метров. Гидротермальная циркуляция в верхних горизонтах молодой литосферы (вероятно, до глубины 5—8 км от дна) теснейшим образом связана с процессом ее гидратации (серпентинизации) и с формированием металлоносных осадочных отложений близ осевой зоны за счет выноса из литосферы железа и марганца.

По мере разрастания молодой океанической впадины рифтовая трещина, оставаясь все время на ее середине, постепенно отодвигается от каждого из материковых краев. Поэтому самая первая океаническая литосфера оказывается «припаянной» к каждо-

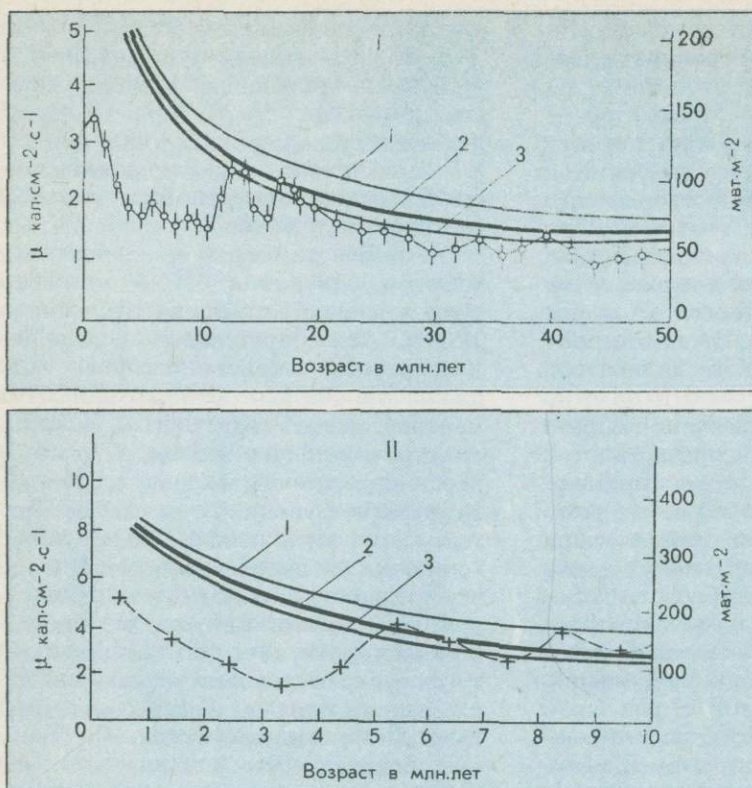


Рис. 7

Сравнение теоретических (сплошные линии) и наблюдаемых значений теплового потока на океанических рифтовых хребтах:

I — Восточно-Тихоокеанское поднятие; II — район Галапагосского центра разрастания. Теоретические термические модели:

1—2 — увеличение толщины литосферы по закону $K^{1/2}$, 3 — модель постоянной толщины плиты; $H = 80$ км, $T = 1200^\circ\text{C}$

му краю материковой литосферы, т. е. к каждой из двух половинок некогда единого материка. При отодвигании рифтовой трещины от материковых окраин и материковая, и самая древняя, «прилаянная» к ней, океаническая литосфера начинают остывать. Но тонкая океаническая литосфера остывает с большей скоростью, а поэтому дно океана опускается быстрее, чем поверхность континентальной окраины. Дифференциация вертикальных движений в зоне перехода между материковой и океанической литосферами усиливается благодаря быстрому накоплению толстого слоя осадков на самой древней океанической литосфере. В настоящее время толщина осадочного слоя в переходной зоне Атлантики местами превышает 12 км. Следовательно, величина вертикального смещения, а именно опускание океанической литосферы относительно континентальной, может достигать в пассивных переходных зонах (атлантического типа) 10 км и более. Скорость таких вертикальных относительных подвижек наибольшая в первые 20—30 млн. лет после образования океанической

литосферы как из-за остывания, так и благодаря быстрому накоплению осадков в небольшой океанической впадине.

Глубинная структура океанической коры получена на основании сейсмических данных. Первый сейсмический слой составляют осадки, характерные особенности литологического состава которых описаны выше. Океаническая кора имеет толщину в среднем 6—8 км. По сейсмическим данным она сначала была разделена на два слоя — второй и третий, а затем каждый из них по скоростям продольных волн — еще на два: «А» и «Б». Наиболее вероятный петрологический состав океанической коры получен на основании сопоставления сейсмических скоростей, измеренных на дне океана и в лабораторных условиях, по образцам пород, поднятым из глубоких рифтовых трещин и трансформных разломов. Океанические осадки залегают на пиллоу-базальтах (слой 2А), излившихся и застывших на дне рифтовой трещины. Глубже по разрезу слоистые базальты переходят в дайковые и сменяются габбро (слои 2Б и 3А), а затем пироксенитами и

перидотитами, которые в значительной степени серпентинизированы. Океаническая кора имеет в своем основании слабо дифференцированные гипербазиты — ультраосновные породы, преимущественно гарцбургиты и лерцолиты, которые принято отождествлять с границей Мохо. Магматические породы океанической коры и верхов мантии; а именно толеитовые базальты, габбро и гипербазиты, составляют единую петрологическую триаду очень близкую к офиолитовым комплексам складчатых поясов на континентах. Такая петрологическая близость и характерная тектоническая обстановка позволили Г. Хессу, а в нашей стране А. В. Пейве сделать принципиальный вывод о том, что офиолитовые ассоциации на континентах есть не что иное, как куски океанической литосферы геологического прошлого, и, следовательно, офиолиты на современных континентах — это маркеры ныне «захлопнувшихся» палеоокеанических впадин.

Разумеется, приведенный выше усредненный разрез океанической коры надо рассматривать лишь как первое приближение. Геофизическими исследованиями выявлены значительные вариации глубинной структуры и, как вероятное следствие, изменение петрологического состава. Особенно резкое различие наблюдается в структуре и составе океанической коры, образованной над восходящими мантийными потоками (например, в районах Исландии), и океанической коры, образованной вдали от них: толеитовые базальты над восходящими мантийными потоками богаче железом и магнием.

Формирование восходящих (и нисходящих) мантийных потоков и таких свойственных им характеристик, как структура, распределение температур и петрологический состав, является основополагающим в теории глобальной тектоники, теснейшим образом связанной с эволюцией литосферы Земли. Действительно, образование внутриматериковых сводово-вулканических поднятий и рифтовых трещин, наконец, полный раскол континента и раздвижение двух самостоятельных, образовавшихся после раскола материков наиболее просто и естественно могут быть объяснены с помощью модели восходящего ман-

тийного потока. С большой степенью вероятности (на основании анализа геоморфологических, геофизических и геологических данных) можно предполагать, что фокусы мощных восходящих потоков, приводящих к раздвижению литосферных плит, расположены под Исландией в Атлантике, под треугольником Афар на севере Индийского океана, в районах Галапагосских островов и острова Пасхи в Тихом океане, под провинцией Бассейнов и Хребтов (фокус — Йеллоустон) на западе Северо-Американского материка, а также, возможно, в некоторых других местах. Проблема «горячих» мантийных пятен (точек) остается дискуссионной среди исследователей, развивающих тектонику литосферных плит. Некоторые выделяют всего 2—3 таких крупных восходящих потока, другие — несколько десятков. Для объяснения генезиса многих базальтовых вулканических провинций, развивающихся ныне как на дивергентных границах, так и внутри плит (и на океанической, и на континентальной литосфере), можно назвать несколько механизмов. Первый, наиболее мощный — восходящие мантийные потоки конвективных ячеек, охватывающих всю мантию Земли; второй — восходящие потоки конвекции в верхней мантии; третий — трещины растяжения в литосфере, обусловленные внутриплитовыми напряжениями; к последним, возможно, относится Байкальская рифтовая зона.

§ 3. ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ — СКОЛЬЖЕНИЕ КРАЕВ ПЛИТ

Выше были описаны дивергентные границы плит, на которых происходит симметричное образование новой океанической литосферы. Другой тип границ, антиподальный первому, — конвергентный. Здесь в условиях сжатия происходит асимметричное погружение края одной литосферной плиты под край другой. Этот тип границ в настоящее время фиксируется глубоководными желобами, сопряженными с островными дугами и Андами, а также предгорными прогибами и горными грядами в пределах Альпийско-Гималайского пояса.

Каждый из перечисленных выше типов границ может быть прерван тран-

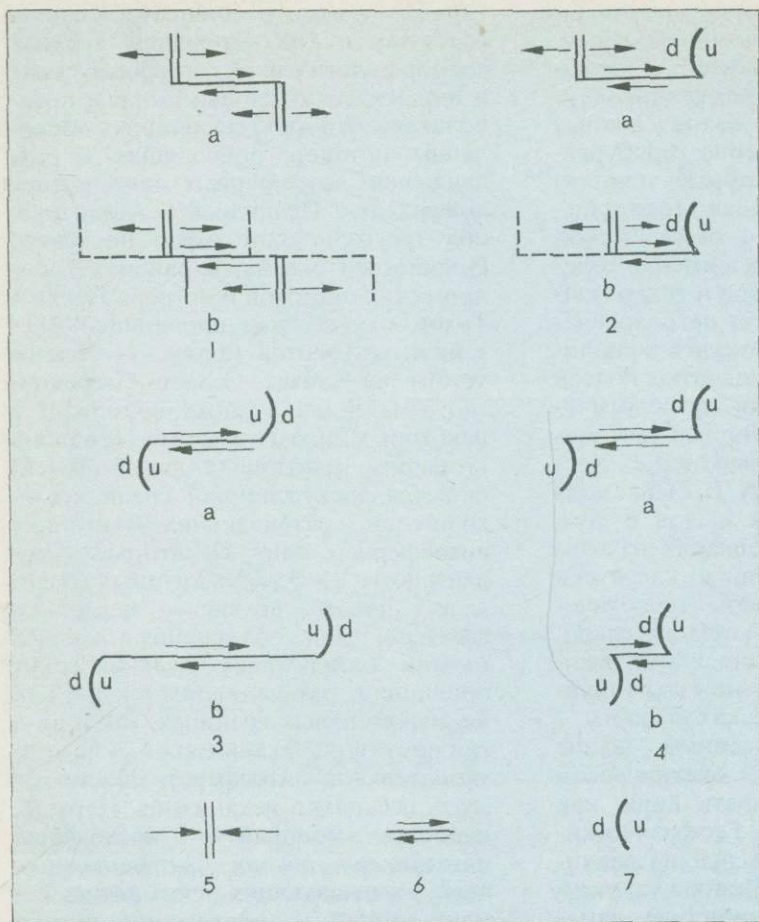


Рис. 8

Главные типы трансформных разломов (по Т. Уилсону):
 а — начальная фаза;
 б — более поздняя фаза развития разлома;

- 1 — разлом типа рифт — рифт;
 - 2 — тип рифт — дуга;
 - 3 — тип вогнутая дуга — вогнутая дуга;
 - 4 — тип выпуклая дуга — выпуклая дуга;
 - 5 — срединно-океанический хребет;
 - 6 — трансформный разлом;
 - 7 — островная дуга;
- u — погружающаяся плита; d — напозлающая плита

сформным разломом, вдоль которого движение краев двух плит в основном сдвиговое. При таком сдвиговом смещении площадь поверхности каждой плиты вдоль трансформных границ остается неизменной. Трансформными эти границы названы потому, что они переводят дивергентную (или конвергентную) границу, расположенную вдоль одной линии на поверхности Земли, в аналогичную или противоположную по типу границу, но вдоль другой линии.

Трансформный разлом называется правосторонним, если наблюдатель, находящийся на одном его крае, будет видеть смещение противоположного края плиты вправо, и левосторонним, если — влево. Вследствие того что образование новой океанической литосферы вдоль конструктивных, дивергентных границ происходит симметрично, а погружение вдоль конвергентных — асимметрично, может иметь место лишь один вариант право-

стороннего трансформного разлома, соединяющего два участка конструктивной границы (правосторонний трансформный разлом класса «рифт — рифт»). Правосторонних трансформных разломов класса «рифт — дуга» может быть два варианта: в первом — разлом пересекает погружающуюся плиту, во втором — напозлающую; первый вариант — «рифт — выпуклая дуга», второй — «рифт — вогнутая дуга». Кроме того, в самом общем случае можно представить три кинематических варианта трансформных разломов класса «дуга — дуга» (рис. 8). Итак, шесть вариантов правосторонних трансформных разломов и шесть — левосторонних, итого двенадцать независимых, кинематических вариантов трансформных разломов.

Трансформные разломы как новый тип границ литосферных плит были впервые выделены в 1965 г. канадским геофизиком Дж. Т. Уилсоном.

Он и обосновал принципиальную возможность развития в процессе эволюции литосферы Земли двенадцати независимых кинематических вариантов трансформных разломов. Хотя главная компонента смещения по трансформному разлому — это сдвиг краев плит, но наряду с преобладающей сдвиговой иногда может иметь место небольшая дивергентная или конвергентная компонента смещения в направлении, ортогональном простиранию разлома. Наличие такой компоненты относительного смещения краев плит приводит к развитию характерных морфоструктур в зоне трансформного разлома, а также проявляется в геофизических полях — тепловом, гравитационном и др. Трансформный разлом с раздвиговой компонентой движения краев плит геоморфологически маркируется глубокой впадиной и приразломными глыбовыми горами. И впадина, и обрамляющие ее глыбовые горы близки к изостазии; тепловой поток через дно впадины аномально высокий. При конвергентной компоненте смещения по разлому на одном его краю образуется гряда, на другом — впадина, напоминающая желоб островных дуг; впадина и гряда изостатически не скомпенсированы.

Хорошо известен и изучен правосторонний трансформный разлом Сан-Андреас (на западе США), соединяющий две рифтовые трещины. Исследования дна океана показали, что трансформные разломы между рифтовыми трещинами наиболее многочисленны и сосредоточены в приосевой зоне срединно-океанических хребтов. Как правило, эти разломы простираются параллельно друг другу и перпендикулярно простиранию отрезков рифтовой трещины, которые они соединяют (или разделяют). Характерное расстояние между этими трансформными разломами (и собственно, средняя протяженность отдельного участка рифтовой трещины на дне океана) составляет десятки километров.

Разумеется, что трансформные разломы рассекают океаническую (и континентальную) литосферу от поверхности до подошвы. Некоторые приуроченные к трансформным разломам ущелья на дне океана характеризуются глубиной до нескольких киломе-

тров. Предполагается, что кое-где в них может быть обнажен весь разрез океанической коры. Действительно, драгирование на склонах таких ущелий даст (сверху вниз) толеитовые базальты, глубже — габброиды, диабазы и пироксениты, а еще глубже — серпентинизированные и раздробленные перидотиты. Породы на склонах таких ущелий метаморфизованы, преобладают зеленосланцевая и амфиболитовая фации. Имеются геологические доказательства (характерная сланцеватость, микроскладчатость и др.), свидетельствующие о том, что в зонах трансформных разломов, на краях океанических плит, горные породы деформируются и метаморфизируются.

Трансформный разлом класса «рифт — рифт», как следует из самого названия, является активным и служит границей двух плит лишь на участке между краями соседних отрезков рифтовой трещины. За пределами этого активного участка трансформный разлом отмирает — разновозрастные края океанической литосферы соединяются воедино. Но различие в возрасте соседних участков единой плиты проявляется в рисунке магнитных аномалий и рельефе дна (ведь чем старше и толще океаническая литосфера, тем больше глубина дна). Гидромагнитная съемка и батиметрия позволяют трассировать следы таких ныне отживших трансформных разломов на дне Мирового океана. Многие трансформные разломы, например в экваториальной Атлантике, заложены в процессе раскола единого материка, в частности разломы экваториальной Атлантики — при расколе Гондваны на Африку и Южную Америку.

Хорошим примером трансформного разлома класса «рифт — дуга» (вариант — левосторонний разлом «рифт — выпуклая дуга») может служить Ливанский (или Иорданский), который протягивается от рифтовой трещины Красного моря до южного края Альпийско-Гималайского пояса. Другой пример — левосторонний трансформный разлом «рифт — выпуклая дуга», который пересекает только океаническую литосферу и служит границей Северо- и Южно-Американской плит в Атлантике, — это Барракуда.

Примерами трансформных разломов класса «дуга — дуга» могут служить разломные зоны, ограничивающие Карибскую плиту с севера (желоб Кайман) и юга. Каждая из этих разломных зон имеет сложную структуру, но если ее рассматривать в генерализованном виде, то она представляет собой левосторонний (северная) и правосторонний трансформный разлом класса «вогнутая дуга — вогнутая дуга». Еще один хорошо известный пример — трансформный разлом класса «дуга — дуга» — Альпийский, пересекающий Новую Зеландию. Значительное количество таких трансформных разломов в настоящее время развито в пределах планетарных поясов сжатия литосферы — Циркумтихоокеанском и Альпийско-Гималайском. Смещение материковых краев литосферных плит по этим разломным зонам составляет несколько десятков и даже сотни километров.

§ 4. КОНВЕРГЕНТНЫЕ ОКРАИНЫ ПЛИТ — ОСТРОВНЫЕ ДУГИ И ПЛАНЕТАРНЫЕ ПОЯСА СЖАТИЯ ЛИТОСФЕРЫ

На конвергентных границах плит в условиях сжатия происходит асимметричное погружение края одной литосферной плиты под край другой. Каждый из краев плит, и погружающийся, и напозлающий, может быть представлен океанической или континентальной литосферой. Отсюда значительное разнообразие геоморфологического проявления конвергентных краев плит, а также их отражения в геофизических полях — сейсмичности, тепловом потоке и др. Но при всем разнообразии геоморфологического, геологического и геофизического проявления этих границ существуют достаточно простые и общие, а поэтому сильные признаки, позволяющие уверенно маркировать конвергентные границы больших и малых плит. Главный из них — геоморфологический: конвергентные края маркируются сопряженными между собой положительными (поднятыми) и отрицательными (опущенными) и продолжающимися опускаться) морфоструктурами, которые всегда далеки от изостазии. Поэтому второй отличитель-

ный признак — парный пояс значительных по амплитуде и параллельных друг другу положительных и отрицательных изостатических аномалий силы тяжести. Сопряженные между собой положительные и отрицательные морфоструктуры далеки от изостазии, они аномально подняты и опущены.

Если конвергентная граница проходит между двумя краями океанической литосферы, развиваются островные дуги с их характерными морфоструктурами — океаническим валом, глубоководным желобом, невулканической и вулканической грядами. Из всех этих морфоструктур в целом уравновешена лишь вулканическая гряда, тогда как остальные весьма далеки от изостазии, особенно вал и глубоководный желоб, которые практически полностью не скомпенсированы. Когда океаническая литосфера поддвигается под континентальную, то на дне океана, как правило, образуются вал и глубоководный желоб, а со стороны материка развивается активная континентальная окраина, типа Андийской, с характерной вулканической грядой. Между желобом и вулканической грядой появляются характерные морфоструктуры, похожие на невулканические острова островных дуг тем, что именно к этим морфоструктурам, так же как и к невулканическим грядам, приурочен пояс положительных изостатических аномалий. При столкновении и поддвижении материковых краев литосферных плит образуются сопряженные между собой, изостатически не скомпенсированные морфоструктуры — предгорный (краевой) прогиб и горная гряда. Но не только пояса нарушения изостазии свидетельствуют о том, что глубоководные желоба островных дуг и предгорные прогибы являются морфоструктурами, близкими по своей геодинамической природе, иногда они переходят друг в друга. Так, глубоководный Яванский желоб имеет продолжение на континенте в виде Бирманского и Предгималайского краевых прогибов.

Известно, что многие из таких сопряженных между собой неуравновешенных морфоструктур существуют и развиваются на протяжении десятков миллионов лет. Если считать эти сопряженные и нескомпенсиро-

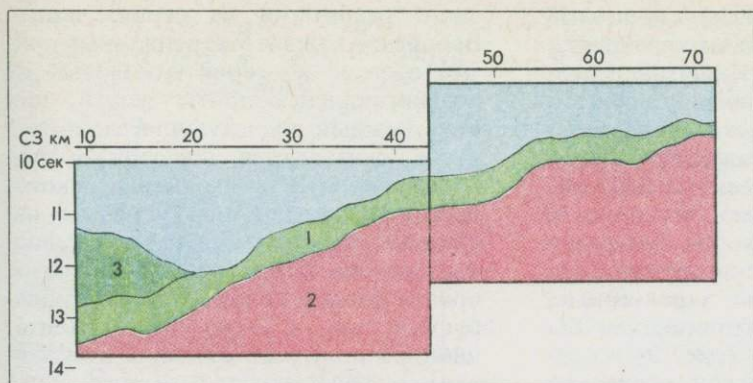


Рис. 9

Сейсмический разрез осевой зоны Курильского желоба (по Гаркаленко, Ушакову, 1978):

1 — осадки, 2 — океаническая кора Тихоокеанской плиты, 3 — край надвигающейся плиты. Уступы фундамента (слой 2) на приокеаническом краю желоба, обусловленные сжатием поддвигающейся океанической плиты. Левее желоба видно, как океанические осадки (слой 1) вместе с Тихоокеанской плитой погружаются под надвигающийся край (слой 3)

ванные морфоструктуры стационарными, то длительная прочность литосферы, необходимая для их поддержания, должна была бы достигать нескольких килобар и практически не меняться со временем. Такая величина близка к условно-мгновенной прочности скальных горных пород на скалывание. Но из анализа областей современных покровных оледенений и послеледниковых движений известно, что при распределении ледников на достаточно большой площади (линейные размеры порядка сотен километров) нагрузка порядка десятков — первой сотни бар уравновешена достаточно полно. Следовательно, для поддержания характерных, сопряженных между собой неуровновешенных морфоструктур островных дуг (или предгорных прогибов и горных гряд) необходим некоторый механизм, а не просто стационарная прочность литосферы.

Такой механизм впервые был предложен в начале 30-х годов Ф. А. Веннинг-Мейнесом в виде упругого вдавливания всей литосферы. Эта идея была развита в конце 60-х — начале 70-х годов (Ушаков, 1968; Ушаков, Красс, 1972), когда был сформулиро-

ван общий принцип поддержания не-изостатических нагрузок. Сопряженные между собой и далекие от изостазии морфоструктуры (островные гряды, желоба и передовые валы или горные гряды и предгорные прогибы) могут существовать длительное время, порядка нескольких миллионов лет и более, только при условии непрерывного перераспределения напряжения в трущихся краях литосферных плит. Но перераспределение напряжений невозможно представить без непрерывного погружения края одной литосферной плиты и постепенного стирания наползающего края. Иными словами, парные, сопряженные между собой, изостатически не скомпенсированные морфоструктуры по своей природе являются динамическими. Они обусловлены процессом подвигания края одной плиты (который маркируется отрицательными изостатическими аномалиями и желобом или предгорным прогибом) и надвигания края другой плиты (последний маркируется положительными аномалиями и невулканической или горной грядой).

После прекращения процесса сжатия (и как следствие, прекращения подвигания края одной плиты и надвигания другой) происходит релаксация напряжений, выравнивание некомпенсированных морфоструктур и исчезновение парных поясов нарушения изостазии; время такой релаксации не превышает 10^5 лет.

Проведенные за последнее десятилетие теоретические и экспериментальные исследования подтвердили принципиальную справедливость вывода о динамической природе некомпенсированных морфоструктур

островных дуг и планетарных поясов сжатия литосферы, а также позволили выявить новые геоморфологические и геофизические проявления конвергенции краев литосферных плит (Сорохтин, 1979; Ушаков, Галушкин, 1979). В частности, сейсмическими исследованиями было доказано, что приокеанические склоны желобов бесспорно относятся к океаническим плитам. На этих склонах развиты характерные, вытянутые по простиранию, как бы «вздернутые» уступы (рис. 9), которых нет на океанической плите вне желоба. Форма этих уступов позволяет считать, что они обусловлены разрывами океанической литосферы в условиях сжатия при поддвижении под наползающую плиту.

Кроме того, сейсмические исследования показали, что океанические осадки, расположенные на опускающейся плите, затягиваются вместе с нею под надвигающийся край. Несколько ранее советскими исследователями было теоретически обосновано (по аналогии со слоем вязкой смазки между двумя жесткими движущимися пластинами) условие затягивания осадков (Сорохтин, Лобковский, 1976). Данные сейсмических исследований в Курильском, Японском и некоторых других желобах послужили экспериментальным подтверждением теоретического прогноза.

Достаточно толстый осадочный слой ($h \geq 1$ км), а также наименее вязкие осадки не могут быть затянуты под наползающий край плиты, ибо он, часто деформируясь сам, срывает эти осадки с поддвигающейся плиты, тем самым присоединяет их к себе и таким путем образует и наращивает аккреционную призму в нижней части внутреннего склона глубоководного желоба (или в пограничной зоне между предгорным прогибом и горной грядой). В некоторых желобах такие аккреционные призмы настолько велики, что отдельные вершины поднимаются выше уровня океана, например острова Ментавай перед Суматрой или остров Барбадос перед грядой Малых Антиль.

Там, где аккреционная призма фронтальной части островной дуги поднята на поверхность, можно видеть, что она сложена сильно деформированными флишеподобными кремнисто-терригенными осадками,

часто разбитыми на серию чешуй. Вероятно, каждая аккреционная призма состоит из серии отколотых от поддвигающейся плиты чешуй, при этом каждый последующий сколотый кусок оказывается подсунутым под предыдущий. В ряде районов некоторых дуг аккреционные призмы настолько разрослись, что глубоководные желоба как морфоструктуры не проявляются в рельефе дна, а фиксируются лишь в аномальном гравитационном поле и по сейсмическим данным в виде глубоко погруженного под осадками фундамента.

Именно такая картина установлена, например, в районе острова Барбадос. Аккреция на наползающем краю осадочного материала, сорванного с поддвигающейся плиты, привела к образованию острова Крит в Эллинской дуге Средиземного моря, а также к развитию осадочных горных пород в западной, примыкающей к Черному морю части Главного Кавказского хребта, ибо складки кавказского побережья в районе Туапсе как бы «вылезают» прямо со дна Черного моря. Из-за быстрого накопления и аккреции осадков желоб в кавказской переходной зоне на дне Черного моря не выражен, хотя поддвижение края Черноморской плиты под Кавказ четко проявляется в виде парных поясов нарушения изостазии и менее четко — в сейсмической активности (Ушаков и др., 1977).

Уходящие под островные дуги и активные континентальные окраины глубокие сейсмофокальные зоны в середине 50-х годов были проинтерпретированы Х. Беньоффом как разломы хрупкой и прочной верхней мантии. Имеющиеся теперь геофизические данные позволяют эту модель Беньоффа рассматривать как далекую от действительности. Однако в свое время она получила широкое распространение среди исследователей, и за уходящими на глубину сравнительно узкими в разрезе областями сосредоточения очагов землетрясений закрепилось название «зоны Беньоффа», хотя еще в середине 40-х годов А. Н. Заварицкий, а за 10 лет до него К. Вадати трактовали эти глубинные сейсмофокальные зоны как результат поддвижения тихоокеанской литосферы. Анализ многих геофизических фактов в дополнение к анализу рас-

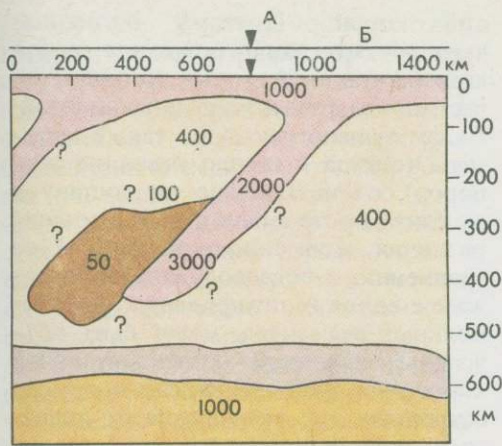


Рис. 10

Добротность мантии под Японией (по Сайксу, 1977). Области высокой добротности соответствуют цифры 1000—3000, промежуточной — 300—500, низкой — 50—100. Знак ? отвечает местам, где добротность не определена достаточно четко. А — вулканическая дуга, Б — ось желоба

пределения очагов землетрясений и механизмов в них свидетельствует о реальности погружения океанической литосферы на значительную глубину в мантию. Прежде всего — распределение добротности (величины, обратной затуханию сейсмических волн) в мантии под островными дугами. Известно, что добротность литосферы высокая — около 800—1000 (т. е. амплитуда плоской упругой волны уменьшится в литосфере в e раз через 800—1000 колебаний). У расположенной глубже и частично расплавленной астеносферы добротность значительно меньше: в среднем она близка к 200—300. Сейсмологические исследования убедительно показали, что очень высокой добротностью, даже несколько превышающей литосферную, обладает лишь сама сейсмофокальная зона.

Выше ее, вплоть до глубин 50—70 км, непосредственно под вулканической грядой, добротность мантии очень низкая: она меньше, чем в литосфере, в 10—20 раз (рис. 10).

Простое объяснение этому факту дала тектоника литосферных плит: в мантию погружается сравнительно холодная кристаллическая литосфера, обладающая высокой добротностью, прочностью и хрупким разрушением.

Последние свойства и обуславливают сейсмическую активность под островными дугами. В процессе погружения в мантию океаническая литосфера разогревается и, постепенно переходя в астеносферу, перестает быть хрупкой. Время такого разогрева зависит от толщины погружающейся океанической литосферы; оценки дают характерную величину, близкую к 10 млн. лет.

Отметим, что модель погружающейся в мантию океанической литосферы позволила объяснить протяженность глубинных сейсмофокальных зон, их предельную глубину и угол погружения в различных дугах. Эти параметры в каждой дуге зависят от линейной скорости поддвижения и, главное, от возраста поддвигающейся океанической литосферы. С возрастом, по мере остывания, океаническая литосфера становится не только толще, но и в среднем несколько плотнее. Несколько позволяют судить теоретические оценки плотности, из-за более легкой океанической коры литосфера моложе 30 млн. лет имеет положительную плавучесть относительно подстилающей ее астеносферы. Когда погружается океаническая литосфера в возрасте $30 \leq t \leq 70$ млн. лет, то предельная глубина, по теоретическим оценкам, не превышает 300 км. Только при условии погружения в островных дугах океанической литосферы старше 70—80 млн. лет и при значительной линейной скорости поддвига литосфера может достичь, прежде чем перейдет в астеносферное состояние, больших глубин. Действительно, самые глубокие и протяженные сейсмофокальные зоны под теми островными дугами (Курильской, Японской, Идзу-Бонинской, Марианской, Яванской и Тонга), где погружается океаническая литосфера, образованная в меловое и юрское время.

Подъем легких и легкоплавких дифференциатов, погружающихся в мантию океанической коры, позволяет объяснить природу области очень низкой добротности, расположенную между опускающейся плитой и вулканической грядой на напользающем краю плиты. Дифференциаты опускающейся океанической коры ответственны и за островодужный вулканизм. Действительно, вулканические островные

дуги протягиваются параллельно глубоководным желобам на расстоянии 150—200 км. Геологические исследования свидетельствуют, что самые древние вулканические породы современных дуг имеют преимущественно миоценовый или олигоценый (редко эоценовый) возраст, который рассматривается как индикатор времени развития процесса поддвига океанической литосферы в каждом конкретном регионе. Хотя в пределах современных вулканических гряд развиты очень разнообразные породы (от основных — базальтов до кислых — дацитов), но существенно преобладает известково-щелочная ассоциация вулканических пород, преимущественно андезиты.

Важная закономерность, отмеченная впервые Х. Куно, У. Диккинсоном, Т. Хазертоном, — это полярность островодужного вулканизма, а именно изменение состава вулканических серий в крест простиранию дуги. Например, во фронтальной части вулканических гряд наиболее распространены толеитовые базальты, в тыловых — щелочные; по мере отодвигания от фронтальной части к тыловой в вулканических продуктах возрастает содержание щелочей, прежде всего K_2O . Выявлена эмпирическая зависимость между процентным содержанием K_2O в вулканических продуктах (с одинаковым количеством SiO_2 , например 55 или 60%) и глубиной до поверхности сейсмофокальной зоны в месте их извержения. Для каждой вулканической гряды эта зависимость своя, но во всех установлено увеличение K_2O с глубиной. Поэтому среднестатистическая зависимость, полученная в современных дугах, может быть использована для грубой оценки направления наклона и глубины погружения океанической литосферы, которое имело место ранее, в фанерозое, на палеоконвергентных границах плит. Необходимо отметить еще один важный эмпирический факт: андезитовый вулканизм характерен только для тех регионов, где поверхность опускающейся океанической плиты достигает глубины 150 км и более (Зоненшайн, Савостин, 1979).

Наиболее распространенные в современных островных дугах вулканические породы — андезиты — очень близки к среднему составу материко-

вой коры*. Поэтому островные дуги — это зоны рождения новой континентальной коры. Хорошо известно, что продукты позднекайнозойского вулканизма Анд также андезиты (откуда и пошло название этих пород), очень близкие по составу к андезитам островных дуг. Небольшие различия, а именно повышенное по сравнению с островодужными содержание калия и литофильных редкоземельных элементов, могут быть объяснены влиянием континентальной коры Анд. Магматические продукты островных дуг отличаются от андийских еще и тем, что в последних гораздо больше лав кислого состава, а также кислых интрузий, в частности редкометалльных гранитоидов. Это различие, вероятно, обусловлено также влиянием материковой коры, толщина которой в Андах достигает 60 км. Только недавно геологи поняли, что континентальная кора рождается лишь в зонах достаточно глубокого ($h \geq 150$ км) погружения в мантию океанической плиты. Выделение легких, летучих и легкоплавких компонентов из погруженной океанической коры представляет собой эффективный механизм образования континентальной коры.

Конвергентные края плит, в частности островные дуги и континентальные окраины, представляют собой современные зоны наиболее сильного метаморфизма горных пород, т. е. их изменения под влиянием температуры и давления. Действительно, попадая непосредственно на конвергентную границу, океаническая кора и затянутые вместе с нею осадки достаточно быстро оказываются в зоне высокого всестороннего давления, обусловленного сжатием краев плит. Как показывают оценки, в породах, проникших в зону подвига на расстояние 50—70 км от оси желоба, температура будет еще сравнительно невысокой — 200—250°C, тогда как обусловленное динамикой давление может достигать нескольких килобар. Согласно этой модели, на верхнем, до глубины

* Только содержание K_2O в андезитах современных островных дуг почти в 2 раза меньше, чем в среднем в материковой коре (1,6 и 2,9% соответственно). Наиболее вероятное объяснение этого факта — постепенное обеднение мантии Земли калием (Сорохтин, 1979).

15—20 км, участке конвергентной границы плиты горные породы подвергаются метаморфизму в условиях высокого всестороннего давления и относительно низкой температуры. Сравнительно недалеко от этой области (на расстоянии около 100 км в крест простираю дуги) располагается вулканическая гряда, где к поверхности поднимаются и застывают расплавленные магматические продукты, температура которых — около 1000°С. Поэтому вполне естественно, что вулканическая гряда — это область развития высокотемпературного метаморфизма в условиях низкого всестороннего давления.

Итак, погружение океанической литосферы под островные дуги и под активные континентальные окраины приводит к одновременному развитию двух метаморфических поясов: непосредственно на конвергентной границе — метаморфизма высокого всестороннего давления и сравнительно низкой температуры, а в пределах вулканической гряды — высокой температуры и низкого давления. В пользу справедливости этой модели свидетельствует, в частности, распределение теплового потока в крест простираю дуги; на внутреннем склоне желоба и в пределах невулканической гряды он аномально-низкий, а близ вулканической гряды — аномально-высокий.

Расположенные за островными дугами краевые моря, как правило, характеризуются океанической литосферой и различными средними величинами теплового потока через дно каждой котловины. Как отмечалось, величина теплового потока при отсутствии конвективного выноса тепла — функция толщины океанической литосферы. Все котловины краевых морей можно разделить на несколько групп. В котловинах, где тепловой поток близок к нормальному, океаническая литосфера достаточно толстая; следовательно, она на протяжении значительной части кайнозоя не претерпевала существенного утончения, а только, остывая, утолщалась. Таковы котловины Карибского, большей части Филиппинского и Берингова морей. В глубоководных котловинах Охотского и Японского морей тепловой поток повышен, а в междуговых бассейнах в тылу дуг Марианской и

Тонга-Кермадек он наиболее высок; можно считать, что океанская литосфера здесь сравнительно тонкая, но причина этого пока неясна.

В пределах планетарных поясов сжатия литосферы геодинамические процессы на конвергентных границах больших и малых плит весьма разнообразны, как и сама структура литосферы этих поясов. Начальный этап столкновения островных дуг и континентальных окраин можно сейчас наблюдать в районе Филиппинского, Малайского и Меланезийского архипелагов. Как свидетельствует анализ геоморфологических и геофизических данных (и прежде всего парные пояса нарушения изостаии), северная окраина Австралийского материка поддвигается в настоящее время под остров Тимор.

О том, что почти все малые плиты литосферы в Альпийско-Гималайском горном поясе испытывают сдвиги и сжатия, свидетельствуют рельеф поверхности, сейсмичность и особенно ярко — парные пояса нарушений изостаии. Резкими нарушениями изостаии характеризуются такие сопряженные между собой морфоструктуры, как Гималаи и Предгималайский прогиб, Копетдаг и Предкопетдагский прогиб, Восточный Кавказ и восточная часть Предкавказского прогиба, Западный Кавказ и восточная переходная зона Черного моря. В процессе общего сдавливания картина распределения напряжений и деформаций в каждом конкретном регионе определяется плотностью и прочностью отдельных малых плит литосферы. В частности, как свидетельствует сделанный нами теоретический анализ изостатических аномалий, Крымские горы именно как горы существуют сейчас потому и только потому, что континентальная литосфера Крымского полуострова надвигается на океаническую Черноморской малой плиты. Иными словами, Крымские горы существуют сейчас потому, что закрывается впадина Черного моря. Забегая вперед, отметим, что скорость поддвигания края Черноморской плиты под Крым и Западный Кавказ невелика — порядка нескольких миллиметров в год.

Складчатость осадков на дне Черного моря в зоне перехода к Крыму и Кавказу обусловлена, по нашему мне-

нию, процессом поддвижения черноморской литосферы. Как отмечалось, образованные смятыми в складки осадочными породами горные хребты Западного Кавказа составляют единую по геодинамической природе систему со складками осадочного чехла в северо-восточной переходной зоне Черного моря — здесь происходит формирование крупной аккреционной призмы. Можно предполагать, что именно таким способом (благодаря поддвижению края литосферной плиты, на котором накопилась значительная, порядка нескольких километров, осадочная толща) развились крупные аккреционные призмы Западного Загроса и Восточных Карпат. Черноморская переходная зона Кавказа, Загрос и Восточные Карпаты (известные карпатские «скибы») — хорошие примеры формирования обширных и протяженных зон складчатости, которые обычно среди геологов принято называть геосинклинальными. Вероятно, именно поэтому планетарные пояса сжатия литосферы, как правило, называют складчатыми поясами. В Альпийско-Гималайском и Царкумтихоокеанском поясах сжатия литосферы происходят самые разнообразные столкновения островных дуг и континентальных окраин, дробление краев материковых плит на отдельные более мелкие, развитие крупных и протяженных складчатых зон, образование надвигов, наконец, нагромождение друг на друга отдельных блоков; именно эти пояса представляют собой современные аналоги древних складчатых поясов.

Действительно, несмотря на многочисленные спорные вопросы, касающиеся деталей строения литосферы в пределах Альпийско-Гималайского горного пояса, можно в крест его простирацию (на примерах Кавказа, Гималаев, Загроса, Альп и Динарид) проследить характерную смену различных структурных зон. С каждой стороны этого горного пояса его обрамляет, как правило, обширная зона длительного (порядка нескольких десятков — первых сотен миллионов лет) погружения прилежащего края платформы. Об этом свидетельствуют карбонатные и реже глинистые толщи, обычно характерные для отложений континентальной окраины атлантического типа, на которых за-

легает флиш, наиболее характерный для внутренних и краевых морей в тылу островных дуг, и, наконец, моласса краевого прогиба, образованная продуктами разрушения соседнего горного сооружения. По мере приближения к горной цепи, в полосе предгорного прогиба, осадки более деформированы, разбиты разломами и вовлечены в шарьяжи.

Шарьяжи и сложная деформация осадочных пород характерны для складчатого фронта горного пояса, который в значительной степени образован серией тектонических покровов, надрывных на предгорный прогиб. Обычно эти покровы состоят преимущественно из карбонатных, реже — глинистых пород; породы фронтальной части горного пояса, так же как и предгорного прогиба, по своему составу близки к осадочным породам переходной зоны Атлантического океана. Как правило, фронтальная зона горного пояса амагатична, иногда только под осадками обнажается древнее кристаллическое основание, близкое или даже аналогичное фундаменту прилегающей платформы. Эту внешнюю амагатичную зону горного пояса геологи привыкли называть миогеосинклинальной.

По мере удаления от предгорного прогиба за фронтальной амагатичной зоной следует внутренняя зона, в пределах которой породы так же или даже более сложно дислоцированы, но среди них значителен вклад самых разнообразных магматических формаций, от основных и даже ультраосновных до кислых. Как правило, основные и ультраосновные породы, образующие характерные офиолитовые комплексы, залегают в основании покровов или даже всего разреза горных пород этих внутренних зон. Сводный разрез наиболее полных офиолитовых комплексов, например Симейльского в Омане, включает (снизу вверх) ассоциацию гипербазитов, габбро, диабазов, образующих дайковый комплекс, и выше — подушечных базальтов, на которых залегают глубоководные осадки. Разительное сходство офиолитовых комплексов с разрезами океанической коры (обнажающимися в глубоких впадинах трансформных разломов Атлантики и Индийского океана) позволяет рассматривать офиолиты как распо-

женные на континентах фрагменты океанической коры геологического прошлого — куски ныне погруженной в мантию древней океанической литосферы, каким-то образом из нее вырванные и «впечатанные» в состав материков и островных дуг. Каким путем могли произойти отрывы кусков от палеоокеанической литосферы и их нагромождение буквально на поверхность континентов? Для того чтобы попытаться ответить на этот вопрос, остановимся на характерных чертах тектоники наиболее крупных офиолитовых покровов.

Обобщение структурных исследований в областях таких покровов позволяет сделать вывод (Пейве, 1969; Зоненшайн, Савостин, 1979), что сейчас наиболее подняты те пластины, которые оказались надвинутыми первыми и первоначально находились достаточно далеко от зоны современного надвига, примыкающего к горному сооружению края передового прогиба. Отдельные пластины офиолитов настолько сильно смещены со своего первоначального положения в составе литосферы палеоокеана, что в настоящее время перекрывают мелководные отложения континентальной окраины.

В горных поясах планетарного сжатия (например, в кайнозое в Альпах и в Гималаях) происходит также формирование разнообразных гранитных батолитов и гранитогнейсовых куполов, обязанных своим развитием высокотемпературному метаморфизму. В основу современных моделей генезиса протяженных зон крупных гранитных батолитов и гранитогнейсовых куполов положена идея поддвигания одного края материковой коры под другой. При таком сдавливании, если материковая окраина способна погрузиться на значительную (порядка нескольких десятков километров) глубину, то расположенные на краю континента осадки и участки коры, частично или полностью расплавляясь, начинают подниматься в виде крупных куполообразных интрузий в напозающем краю и метаморфизуют при этом подъеме окружающие породы. Поэтому резонно предположить, что достаточно протяженная полоса разнообразных по генезису гранитогнейсовых куполов маркирует собой границу погруженного края матери-

ковой литосферы или субматериковой — покрытой толстым слоем осадков.

Все вышеизложенное позволяет абсолютному большинству геологов считать, что горно-складчатые пояса (в частности, современный Альпийско-Гималайский и более древние — Уральский, Аппалачский и другие, обычно называемые геосинклинальными) образовались в результате «захлопывания» древних океанических впадин. В каждой такой впадине были развиты и свои пассивные материковые окраины, свои дивергентные границы — оси срединно-океанических хребтов, и свои малые материки, подобные нынешнему Мадагаскару, и свои системы глубоководных желобов, островных дуг и активных окраин, в которых происходило погружение в мантию на переплавку почти всей океанической литосферы. Эти океаны оставили геологам в наследство лишь очень малую толику своей литосферы — офиолиты.

§ 5. ГЛАВНЫЕ СТАДИИ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ

Геодинамический анализ структуры Альпийско-Гималайского и других (более древних, ныне отживших), в частности Уральского и Аппалачского планетарных поясов сжатия литосферы позволяет рассматривать образование каждого из них как результат «захлопывания» впадины палеоокеана (Ушаков, 1974; Зоненшайн, Кузьмин, Моралев, 1976; Ковалев, 1978). Следовательно, стадийность эволюции литосферы начинается с раскола материка, за которым может наступить или не наступить образование новой океанической впадины.

Итак, первая стадия — это образование на материке обширного сводово-вулканического поднятия и развитие в его пределах новой дивергентной границы плит в виде системы рифтовых трещин; возможно также образование отдельных внутриконтинентальных рифтовых трещин вне сводового поднятия («щелевых» — по Е. Е. Милановскому). Современные примеры таких внутриматериковых рифтовых трещин — Рейнский грабен в Европе, Байкальская рифто-

вая система и грабен Шаньси в Азии*, провинция Бассейнов и Хребтов в Северной Америке и Восточно-Африканская рифтовая система. Некоторые из этих внутриматериковых рифтовых систем вполне определенно связаны с крупными сводовыми поднятиями, например с Эфиопским нагорьем — Африканская или с Большим Бассейном — провинция Бассейнов и Хребтов на Западе США. Другие рифтовые трещины приурочены к краю поднятия, в частности Байкальская — к краю Станового нагорья и Витимского плоскогорья. Третьи, как, например, Рейнский грабен, образованы вне связи с обширным поднятием. В первом примере развитие рифтовых трещин, вероятно, обусловлено выходящим мантийным потоком, во втором и третьем — более вероятно образование трещин связывать с внутриплитовыми напряжениями.

Развитие внутриматериковых рифтовых трещин может или продолжаться, или заглухнуть; вероятно, исход зависит прежде всего от мощности восходящего мантийного потока. В том случае, когда расширение трещин прекратилось, но материковая литосфера не разорвана полностью, вся рифтовая область переходит в стадию постепенного остывания. В результате остывания и под тяжестью накапливающихся осадков поверхность такой впадины опустится на глубину 10—12 км за первые десятки миллионов лет, а обрамляющие впадину горы за это время опустятся только на 2,5—3 км (Ушаков, Галушкин, 1978). На пассивной стадии эволюции внутриконтинентальных рифтовых областей происходит постепенное увеличение толщины материковой литосферы и опускание ее поверхности. В результате щелевая рифтовая трещина переходит в авлакоген (дословно — «бороздой рожденный»), а на месте сводово-вулканического поднятия формируется обширная впадина, как, например, Западно-Сибирская. Она

* По нашему мнению, характерный пример самого начального этапа развития щелевых внутриматериковых рифтовых трещин — это Восточно-Монгольская система неглубоких впадин, протягивающихся близ юго-восточной границы Монгольской Народной Республики, от р. Эдзин и оз. Гашун на юге до оз. Буйр на западе (Ушаков, Галушкин, 1978).

обладает не только сильно дифференцированным, но и глубоко погруженным фундаментом. Отрицательные морфоструктуры в том и другом случае заполняются осадками, вещественный состав которых зависит от ландшафтно-климатических условий.

В процессе дальнейшего раздвижения внутриматериковой рифтовой трещины происходит полный разрыв континентальной литосферы и последующее разрастание вновь образованной океанической впадины — это вторая активная стадия эволюции литосферы. По мере наращивания океанической литосферы рифтовая трещина постепенно отодвигается от континентальной окраины и становится осью симметрии разрастающегося бассейна. По мере отодвигания рифтовой трещины вся область перехода от материка к океану вступает в пассивный период развития. В этот период происходит остывание, увеличение толщины и постепенное опускание молодой океанической впадины.

По мере старения, остывания и утолщения океанической литосферы поверхность в ее переходной зоне погружается, и это погружение усиливается весом накапливающихся осадков. Максимальная глубина молодой океанической впадины пока еще небольшая и составляет 2,5—3 км. Скорость вертикальных перемещений — опускания поверхности океанической литосферы — наибольшая в первые десятки миллионов лет после начала ее остывания. Характер опускания в пассивной переходной зоне приводит к увеличению толщины одновозрастных осадочных слоев по мере удаления от края континента.

Надо отметить, что между переходными зонами, образовавшимися в результате разрыва континентальной литосферы в области сводово-вулканического поднятия и при раздвижении щелевой рифтовой трещины, имеются структурные и петрологические различия. В пределах ложа океана, развивающегося вблизи края бывшей сводово-вулканической области, формируется цепочка подводных вулканических гор, и средние глубины океанической впадины здесь на 1,5—2 км меньше, чем в районах океана, образовавшихся после разрыва щелевой слабовулканической рифтовой трещины. Примерами современных областей

океанических впадин, образовавшихся после раскола сводово-вулканического материкового поднятия, являются южная часть Красного моря и Аденский залив в Индийском океане, а также Исландско-Фарерский регион в Северной Атлантике. Большая часть площади Атлантического океана — хороший пример обширной молодой океанической впадины. Но в отдельных районах Атлантики эволюция океанической литосферы (а следовательно, и сама впадина) вступает в третий этап: происходит погружение литосферы в мантию. Это видно в островных дугах Малых Антиль и Южно-Сандвичевой (Скоша).

В третьей стадии, в которой в настоящее время находится Тихоокеанская и в которую только вступают впадины Атлантического и Индийского океанов, развиты два главных типа границ плит и на них происходят два антиподальных процесса. В рифтовой трещине рождается океаническая литосфера, а по периферии впадины, в районах островных дуг и материковой окраины андийского типа, осуществляется погружение океанической литосферы.

Напомним, что литосфера в области внешнего склона глубоководного желоба мало чем отличается от обычной соседней океанической, за исключением напряженного состояния, вызванного изгибом и сжатием плиты перед погружением. Это проявляется в изостатически не компенсированных морфоструктурах (вал, желоб) и в развитии сколов в океанической литосфере на внешнем склоне желоба, где и появляется серия уступов. Внутренний склон, прилегающий к островной дуге или к активной континентальной окраине, имеет различную крутизну и протяженность в зависимости от того, насколько в его пределах развита аккреционная призма.

По степени развития аккреционной призмы выделяют два типа внутренних склонов желобов. В тех, где эта призма мала и даже отсутствует (желоба Марианский, Тонга-Кермадек), на внутренних склонах желобов мало осадков, и в этих желобах, вероятно, происходит затягивание сравнительно тонкого (около 0,5 км) слоя осадков. В других желобах аккреционная призма сильно развита и представляет четко выраженную мор-

фоструктуру; актуалистические примеры — остров Барбадос в желобе Малых Антиль, остров Ментавай в Зондской дуге, острова Кадьяк, Чирикова, Шумагина в Алеутской дуге.

Скорость наращивания аккреционной призмы определяется толщиной осадочного слоя, линейной скоростью и временем процесса поддвижения. При поддвижении осадочного слоя толщиной в несколько километров мощная аккреционная призма образуется за период времени от нескольких миллионов до первых десятков миллионов лет. Под внутренним склоном желоба, на конвергентной границе плит, развивается метаморфизм высокого давления и сравнительно низких (100—400°С) температур.

Современные островные дуги находятся на разных эволюционных этапах. Это позволяет представить эволюционный ряд развития островной дуги от момента ее заложения вплоть до зрелой вулканической гряды. На первом этапе, когда происходит раскол океанической литосферы, более древний, остывший и тяжелый ее край погружается под более легкий и молодой. В процессе подвига появляются сопряженные между собой, изостатически не скомпенсированные морфоструктуры — глубоководный желоб, невулканическая гряда и вал. На самом начальном этапе развития процесса поддвижения в настоящее время находится хребет Маккуори в Индийском океане. Затем по расколам, образующимся в пределах напозающего края плиты, происходит подъем продуктов начального вулканизма базальтового типа. По мере погружения океанической литосферы в мантию появляются самые первые выплавки известково-щелочных пород; на таком этапе развития находится сейчас Южно-Сандвичева (Скоша) дуга.

По мере развития известково-щелочного вулканизма происходит процесс наращивания новой континентальной коры в пределах островных дуг, увеличение объема магматических продуктов. Рост континентальной коры приводит к изостатическому подъему отдельных участков вулканической гряды выше уровня океана, например Курильская гряда.

Несмотря на то что развитым вулка-

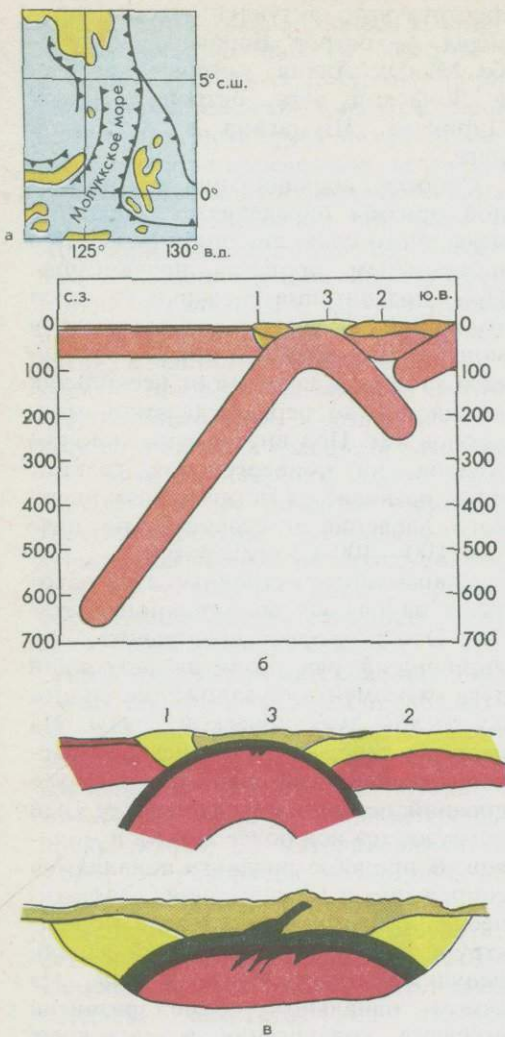


Рис. 11

Столкновение типа дуга — дуга на примере Молуккского моря (по Силверу и Моору, 1978):

а) карта района; б) сечение литосферных плит района по профилю, указанному на рис. стрелкой; в) структура зоны столкновения Молуккского моря в настоящее время. Точки — эпицентры землетрясений; 1 — дуга Сангихе; 2 — дуга Хальмахера; 3 — комплекс столкновения

ническим грядам свойствен довольно широкий петрологический набор магматических продуктов, устанавливается довольно четкая их смена по мере увеличения глубины зоны поддвига. В пределах вулканического фронта поднимаются толеитовые базальты, а в тылу — щелочные. В крест простирацию вулканических гряд по мере уда-

ления от фронта к тылу намечается изменение состава магматических пород и, как правило, увеличение щелочности. Намечается эмпирическая корреляция между глубиной погружения океанической плиты и содержанием K_2O в вулканических продуктах. Породы вулканических областей островных дуг характеризуются метаморфизмом низкого давления и достаточно высоких температур — около $1000^\circ C$.

Намечается также связь между линейной скоростью погружения океанической плиты, с одной стороны, и вулканической активностью, а также петрологическими особенностями магматических пород островных дуг — с другой. К одной группе относятся те дуги, где линейная скорость погружения океанической плиты составляет $8-9$ см/год. Вулканические породы в пределах островных дуг (Тонга, Идзу-Бонинская, Курило-Камчатская) представлены толеитовыми базальтами, а известково-щелочные и щелочные серии появляются только в зрелую стадию. К другой группе относятся островные дуги со скоростью погружения $4-7$ см/год. Здесь развиты главным образом известково-щелочные серии. К данной группе относятся Алеутская, Индонезийская дуги и дуга Рюкю (Нансэй). В третью группу объединены дуги, где линейная скорость поддвижения океанической плиты составляет первые сантиметры в год. В них установлены щелочные породы и подчиненные щелочно-известковые вулканы; например, Калабрийская дуга.

Изучение природы магматизма островных дуг с позиций тектоники литосферных плит пока находится на начальной стадии, и намеченные закономерности могут быть уточнены и дополнены. Однако некоторые из выявленных эмпирических закономерностей можно использовать для восстановления направления, а иногда и средней скорости поддвижения литосферы палеоокеанов под островные дуги геологического прошлого.

Далее следует четвертая стадия эволюции литосферы, когда процесс сокращения размеров зрелой океанической впадины приводит к тому, что начинается процесс столкновения между собой континентальных краев ли-

тосферных плит, приводящий (из-за малой плотности материковой литосферы) к блокировке процесса надвига — отмиранию конвергентной границы в одном месте и развитию ее в другом. Так, например, в настоящее время сталкиваются между собой в районе Индонезийского архипелага дуги Молуккская и Сулавеси, северная окраина Австралии с вулканической грядой — островом Тимор. Вероятно, в результате более раннего близкого по геодинамической природе столкновения образовался офиолитовый комплекс Папуа. Мы не исключаем такой возможности, что в недалеком геологическом будущем в районе Восточного Средиземноморья может произойти столкновение двух активных континентальных окраин: Италии (Калабрии) и Греции, подобно тому как геологически недавно, всего несколько миллионов лет назад, столкнулись между собой Большой и Малый Кавказ (Зоненшайн, Савостин, 1979).

Весь Альпийско-Гималайский пояс совместно с островными дугами в районе между Австралией и Юго-Восточной Азией — прекрасный пример самых разнообразных геодинамических обстановок, столкновения, сжатия, поддвигания и надвигания континентальных краев плит. Северное обрамление этого горного пояса демонстрирует, как в процессе сжатия начинают выкалываться из азиатской материковой литосферы малые плиты, которые назовем Туркменской и Узбекской. Граница между этими только еще образующимися плитами проходит по развивающемуся (или активизирующемуся) глубинному разлому (вдоль него начинается подвиг края Туркменской плиты под Узбекскую); к нему и приурочена Амударья. Северная граница Узбекской плиты трассируется более четко — это западный отрезок Таласо-Ферганского разлома, по которому происходит правосторонний сдвиг со сжатием; конвергентная компонента усиливается по мере приближения к Тянь-Шаню. Восточные границы этих выкалывающихся малых плит совпадают с предгорьями Гиндукуша, Западного Намира и Тянь-Шаня. Западные границы этих плит только еще формируются, вероятно в районе Аральского моря (Узбекской плиты) и между

Аральским и Каспийским (Туркменской). Можно считать, что в Средней Азии буквально на наших глазах происходит развитие новой обширной горной области благодаря сжатию материковой литосферы. Геодинамический анализ эволюции литосферы Альпийско-Гималайского планетарного пояса сжатия с мобилистских позиций проводится целенаправленно лишь последние 10—15 лет, и дальнейшее развитие этих исследований обещает существование новые и практически важные результаты.

Наиболее вероятно предполагать, что снятие сжимающих напряжений в горном поясе (как и вся смена стадий эволюции) происходит из-за перестройки структуры глобальной мантийной конвекции (Сорохтин, 1974; Ушаков, 1974; Монин, Сорохтин, 1977). После снятия сжимающих напряжений в бывшей аномально сжатой области материковой литосферы преобладают релаксационные процессы. Поэтому пятую стадию эволюции можно назвать стадией динамической и термической релаксации.

Динамическая релаксация — это восстановление нарушений изостазии после снятия сжимающих напряжений. Происходит достаточно быстрое вертикальное выравнивание: аномально поднятые горные хребты опускаются, а сопряженные с ними предгорные прогибы и межгорные впадины поднимаются.

В качестве примера постараемся мысленно представить себе, какое изменение претерпел бы рельеф Крымско-Кавказского региона, если бы произошло полное восстановление изостазии. Крымские горы опустились бы и превратились в шельфовую зону. Опустился бы на километр-полтора и Главный Кавказский хребет; на несколько сот метров (местами до километра-полтора) опустилось бы Закавказье; еще более значительно опустился бы хребет Эльбурс. Соответственно почти вся впадина Южного Каспия превратилась бы в сушу, местами на несколько сот метров поднятую выше уровня моря. Поднялась бы и западная часть Среднего Каспия вместе с восточной частью Предкавказского прогиба, которые морфологически напоминали бы современное Ставропольское поднятие, где лито-

сфера сейчас близка к изостазии. Поднялись бы также районы нынешних Куринской и Рионской низменностей. Несколько поднялось бы и дно Черного моря в зоне перехода к Крыму и Кавказу, и северо-западная черноморская переходная зона стала бы гораздо более пологой, чем в настоящее время. Но в целом и Кавказский регион, и Закавказье остались бы приподнятой областью, и это изостатически уравновешенное поднятие было бы обусловлено увеличением толщины материковой коры в составе литосферы. Такое увеличение в значительной степени обусловлено механическим сжатием, которое продолжается здесь буквально в настоящее время, ведь мы прекратили этот процесс только мысленно.

Мы предполагаем, что щиты формируются на месте наиболее высоких горных областей, претерпевших максимальное сжатие литосферы и, как следствие, максимальное утолщение (в основном благодаря поддвижению и раздавливанию) легкой континентальной коры. При условии, что вся наиболее высокая горная область Альпийско-Гималайского пояса (а именно Памир, Гиндукуш, Куньлунь, Тибет и Гималаи) образована в результате поддвижения, обламывания и «спрессовывания» материковой литосферы, она после снятия сжимающих напряжений, вероятно всего, превратится в высокоподнятый щит. Динамические и термические релаксационные процессы пятого этапа эволюции литосферы следует рассматривать как внутриплитовую тектонику.

Для того чтобы в пределах сложной глубинной структуры, образованной в пределах горного пояса после снятия сжимающих напряжений, различить все предыдущие стадии эволюции литосферы, необходимо четко выделить геологические следы, структурные и вещественные, каждой стадии.

Структурные индикаторы (ископаемые следы) первой стадии эволюции литосферы — это обширные опущенные области (например, Западно-Сибирская низменность, вероятно, впадины Северного моря в Европе, а также морей Росса и Уэдделла в Антарктиде), которые развиваются на месте сводово-вулканических поднятий. Другой сильный структурный индикатор — глубокие палеорифтовые

впадины типа Бенуэ. Осадочные формации таких впадин — это песчаники, конгломераты, пресноводные толщи, иногда эвапориты, составляющие все вместе характерную грабенную фацию. Вулканические породы, индикаторы начальной стадии раскола континентов, — это бимодальные (кислые и основные) вулканические серии, в осевых зонах наиболее глубоких трещин — толеитовые базальты.

Структурный индикатор второй стадии эволюции литосферы — молодая разрастающаяся океаническая впадина с осевой, срединной рифтовой трещиной (и ее порождением — действительно срединным океаническим подводным хребтом) сохраняется только до тех пор, пока литосфера этой впадины не вступит в следующую стадию. Еще раз отметим, что эволюция в третьей стадии приводит к закрытию самой впадины и к погружению в мантию на переплавку почти всей рожденной в рифтовой трещине (или трещинах) этой впадины (как на второй, так и на третьей стадии развития) океанической литосферы.

Забегая несколько вперед, подчеркнем, что по самым оптимистичным оценкам площадь офиолитов Альпийско-Гималайского пояса составляет не более сотой доли процента от площади всей океанической литосферы, рожденной в рифтовых трещинах палеоокеана Тетис. Главный геологический результат, служащий индикатором эволюции литосферы во второй стадии и (наряду с офиолитами) сохраняющийся после завершения всего эволюционного цикла, — это отложения пассивных континентальных окраин — характерные призмываемых мелководных карбонатных отложений, сменяющиеся (по мере удаления от края палеоматерика в сторону палеоокеанической впадины) карбонатно-глинистыми флишоидными отложениями, включающими в себя турбидитные обломочные толщи, образовавшиеся в условиях палеоконтинентального подножия. Иногда в основании карбонатного осадочного комплекса в отдельных впадинах выявляются обломочные отложения и эвапориты — индикаторы окончания первой стадии и начального этапа второй.

Характерные морфоструктурные особенности третьей стадии эволюции

литосферы, когда происходит постепенное сокращение размеров впадины, — это развитие зон поддвижения в мантию океанической литосферы с их изостатически не скомпенсированными морфоструктурами (океанический вал, глубоководный желоб и невулканическая гряда). Отметим сразу, что все эти морфоструктуры после прекращения поддвижения исчезают достаточно быстро (за 10^4 — 10^5 лет) благодаря восстановлению равновесия. После отмирания конвергентной границы (т. е. после прекращения погружения океанической литосферы) в качестве индикаторов поддвижения остаются аккреционные призмы и парные пояса метаморфизма. Другим четким репером для определения направления палеоподвижения океанической литосферы служат аккреционные призмы и вулканические гряды, но только для тех палеоконвергентных границ плит, на которых они были развиты.

Еще один характерный морфоструктурный признак третьей стадии эволюции — появление плит, состоящих целиком из океанической литосферы, которая, рождаясь в рифтовой трещине и образуя дно постепенно закрывающейся океанической впадины, затем погружается по ее периферии в мантию. Кроме того, насколько можно видеть на примере Тихого океана, именно в эту третью стадию рифтовая ось перестает занимать среднее положение во впадине — дивергентная граница смещается к одному ее краю, где развиваются активные материковые окраины. У противоположного края в океанической впадине (вступившей в третью стадию эволюции) развиваются островные дуги и окраинные моря с их характерными глинистыми, часто флишоидными осадками. Заметим, что рифтовая ось (вероятно, благодаря перестройке структуры мантийной конвекции — развитию новых восходящих потоков под континентальными) вторгается в пределы ближайшего материка и начинает откалывать от него куски, подобно тому как происходит сейчас развитие восходящего мантийного потока под провинцией Бассейнов и Хребтов и, как следствие этого, вторжение рифтовой оси Восточно-Тихоокеанского поднятия и откол Калифорнийского полуострова от Северо-

Американского континента. Отколотые от континента с одного края, закрывающие океанические впадины малые материки, оказываются «вмерзшими» в океаническую плиту; в ее составе они переносятся к противоположной окраине, где и сталкиваются с островной дугой. Такое столкновение может привести к «впечатке» офиолита на поверхность малого материка; последний в дальнейшем превратится в срединный массив в составе будущего пояса сжатия литосферы. Если же вместо небольшого куска материковой литосферы (порядка десятков — сотни километров) отколется достаточно большая область (соизмеримая, например, по размерам с Индостаном), то произойдет полное закрытие старой океанической впадины и образование новой, молодой с противоположного края этого крупного куска материковой литосферы.

Полное закрытие океанической впадины — это начало нового этапа формирования и развития горноскладчатого планетарного пояса сжатия материковой литосферы. Закрытие океанической впадины (от океанической литосферы которой остаются только пояса офиолитов или отдельные офиолиты) — это исчезновение большинства морфоструктурных признаков, характерных для третьей стадии ее развития. Кроме того, поддвижение океанической плиты, характерное для третьей стадии, сменяется на четвертой поддвижением континентальных окраин и островодужных комплексов. В результате закрытия краевых морей происходит развитие новых аккреционных призм и столкновение между собой островных дуг, тылом или фронтом, а также островных дуг с пассивными и активными окраинами материков (рис. 12). В наследие от третьей стадии кроме очень важного реперного признака — офиолитов в четвертой стадии остаются островодужные комплексы (аккреционные призмы и палеовулканические дуги), микроматерики и комплексы активных континентальных окраин, а комплексы пород пассивных континентальных окраин обрамляют такой сжатый горный пояс, будучи наследием от второй стадии развития. В четвертой стадии, в условиях сжатия и сдвигов, происходят поддвижение одних комплексов по-

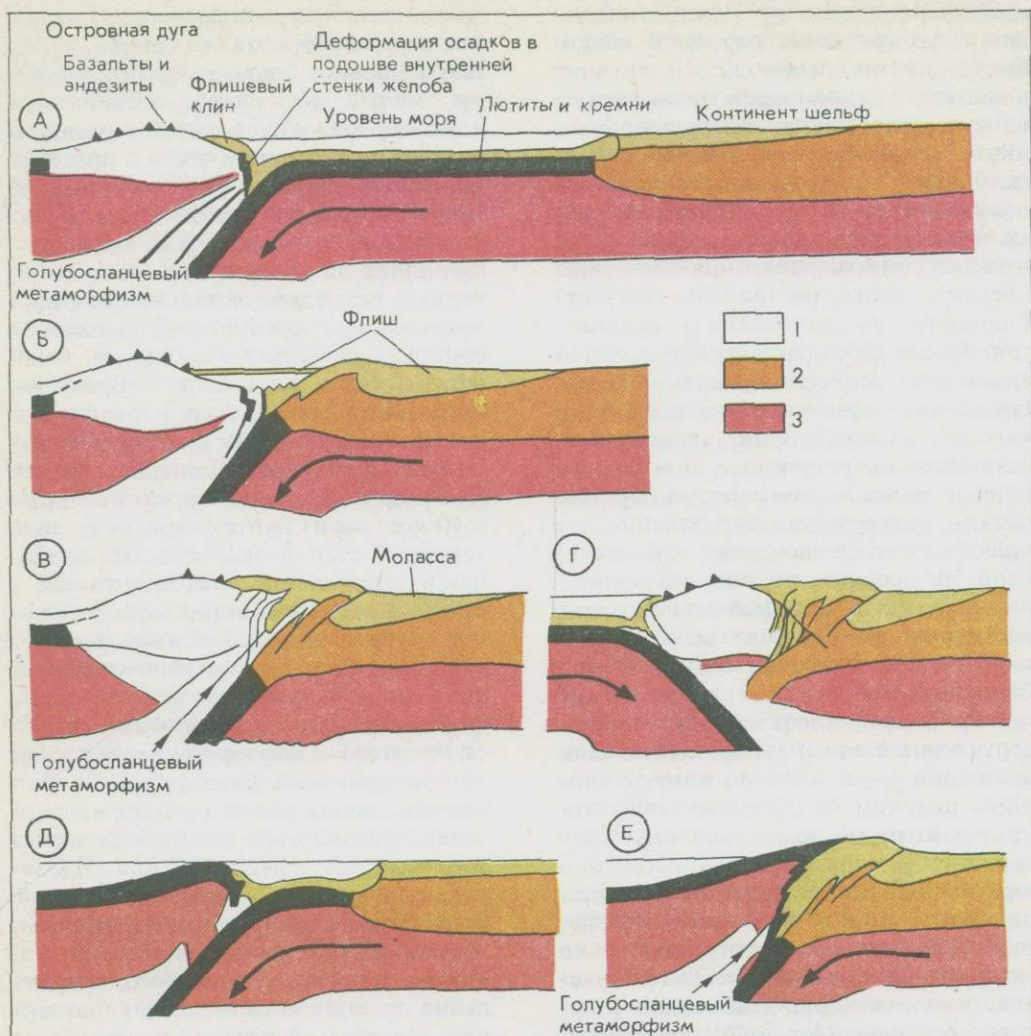


Рис. 12

А—Г — схематические разрезы, иллюстрирующие столкновение континентальной окраины атлантического типа с островной дугой, которое сменяется изменением направления погружения плиты; Д—Е — предполагаемый механизм надвигания океанической коры и мантии на континентальную кору. Литосферная плита: 1 — океаническая кора, 2 — континентальная кора, 3 — мантия (по Дьюи, 1974)

род под другие и сдвиги некоторых комплексов (иногда на значительное расстояние порядка десятков и даже сотен километров), некогда сформированных недалеко друг от друга. Развитие самых разнообразных фаций метаморфизма — также характерная черта четвертой стадии эволюции литосферы.

Главный геоморфологический признак четвертой стадии — это развива-

ющиеся в условиях сжатия высокие горные цепи, образованные в процессе надвигания одного края материковой литосферы и поддвигания другого; как следствие, происходит откалывание отдельных кусков литосферы и их сжатие или нагромождение. Вещественный индикатор этой четвертой стадии эволюции — широкое развитие в межгорных и предгорных прогибах грубообломочной континентальной молассы. Еще один очень важный вещественный глубинный индикатор четвертой стадии эволюции — широкое развитие над многими (но не всеми) погруженными краями материковой литосферы поясов крупных по размерам интрузивных тел преимущественно кислого состава и над этими телами концентрических областей метаморфических пород.

Но гранитные батолиты и связанные с ними концентрические зоны метаморфизма достигают поверхности (да и то далеко не все) лишь на пятой стадии эволюции, когда происходит после снятия сжимающих напряжений переход горной области в пассивную стадию внутриплитовой тектоники, приводящую к образованию континентальных щитов и платформ на месте горно-складчатых поясов. Ясно, что сдавливание и сдвиги, характерные для четвертой стадии, а также дифференцированные вертикальные подвижки отдельных блоков литосферы на пятой существенно затрудняют детальную расшифровку всех предшествующих событий. Отдельные геологические комплексы-индикаторы могут оказаться погребенными на большой глубине и недоступны геологу для наблюдения. Палеотектоническая реконструкция поэтому представляет собой как бы прочтение главы из книги природы, в которой нет отдельных фраз, отдельных слов, а в некоторых словах отдельных букв. Исследователям приходится домысливать содержание этих пропусков ближе или дальше от текста, записанного природой.

Полный цикл эволюции литосферы, состоящий из пяти стадий, был впервые подмечен в природе Дж. Т. Уилсоном и опубликован им в 1966 г. Разумеется, такой цикл — существенная генерализация реальной эволюции литосферы. Например, на отдельных участках размеры океанической впадины, остановившейся в своем разрастании, могут оказаться настолько небольшими, что сокращение площади такой впадины и поддвижение океанической литосферы не приведут к развитию андезитового вулканизма по ее периферии, а обусловят лишь смятие заполнивших ее осадков. Такая судьба может ожидать район моря Баффина и пролив Дейвиса, если произойдет сжатие океанической литосферы между Гренландией и Северной Америкой. Кроме того, процесс поддвижения не обязательно завершается столкновением активной окраины с пассивной или с островной дугой: на западном побережье США конвергентная граница плит буквально на наших глазах переходит через геологически быстротечную фазу развития трансформного разлома в дивергентную границу. Эти

примеры свидетельствуют о необходимости дальнейшей детализации наших представлений о смене геодинамических обстановок на разных стадиях эволюции литосферы.

Отметим, что рассмотренная с позиций тектоники плит стадийность эволюции литосферы существенно отличается от господствовавшей в науке о Земле на протяжении целого столетия геосинклинальной концепции. Главнейшее отличие заключается в том, что, согласно тектонике плит, рождение континентальной коры происходит только как результат погружения в мантию на достаточно большую глубину океанической коры (из легких и легкоплавких дифференциатов в процессе ее дегидратации). Второе существенное отличие: геосинклинальная модель не учитывала, что каждый горно-складчатый линейно-вытянутый пояс есть конечный результат сначала разрастания, а затем сокращения и полного исчезновения, как правило больших по размерам (в максимальную фазу), океанических впадин. Поэтому события на границах и внутри плит, геологические следы которых после замыкания краев океанической впадины могут оказаться очень близко друг от друга, происходили в природе (возможно, иногда даже одновременно) на расстоянии нескольких тысяч километров друг от друга. Иными словами, крупные горизонтальные перемещения литосферных плит не учитывались в геосинклинальной модели.

Глава III

МЕТОДИКА КИНЕМАТИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ ОКЕАНОВ И РЕЗУЛЬТАТОВ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА КОНТИНЕНТАХ

§ 1. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ И ГЛУБИНЫ ДНА ОКЕАНА

Палеомагнитные данные позволяют реконструировать геометрию перемещения литосферных плит и, следовательно, помогают определить местоположения границ литосферных плит,

где происходили различные геологические события, чьи следы запечатлены в структуре литосферы планетарных поясов сжатия, как современных, так и отживших. Благодаря развитию палеомагнитного метода исследования геофизика приобрела те элементы историзма, которые сделали ее в полном смысле слова составной частью геологии как науки об истории эволюции Земли. С конца 40-х — начала 50-х годов геофизики стали целенаправленно изучать величину и направление вектора остаточной намагниченности ориентированных образцов разновозрастных горных пород, отобранных на различных континентах. В 60-х годах появилась новая модификация палеомагнитных исследований — геосторическая интерпретация маршрутной и площадной магнитной съемки Мирового океана. Развитие этого направления позволило за 10—12 лет получить качественно новую информацию о возрасте дна и истории эволюции литосферы современного океана.

Принципиальная возможность геосторической интерпретации аномального магнитного поля океана, т. е. определение возраста дна по рисунку аномалий ΔT_a , впервые была показана в 1963 г. Ф. Вайном, Д. Мэтьюзом и Л. Морли*. Они правильно объяснили полосчатый и линейный характер магнитных аномалий в океане (рис. 13) как результат сочетания трех фундаментальных и независимо установленных факторов. Первый — разрастание дна океана, при котором каждая новая порция мантийных дифференциатов, застывая в рифтовой трещине, намагничивается под влиянием главного маг-

нитного поля, а затем, «припаиваясь» к дивергентным краям двух плит, разрывается примерно посередине. Второй — изменение полярности главного магнитного поля. Оно происходит достаточно быстро за первые тысячи лет, а один и тот же знак геомагнитного поля сохраняется на протяжении нескольких десятков и сотен тысяч лет. Осредненное за такое время главное магнитное поле Земли (геомагнитное поле) может быть с хорошим приближением описано полем теоретического магнитного диполя, направленного по оси вращения и расположенного практически в центре нашей планеты. Наконец, третий факт, важный для геосторической интерпретации аномального магнитного поля океана, — это существенное преобладание у пород океанической коры остаточной намагниченности (приобретенной в момент их образования в рифтовой трещине) над индуктивной, обусловленной воздействием современного геомагнитного поля.

Итак, сущность разгадки причины образования полосчатого аномального магнитного поля океана, симметричного относительно рифтовой оси, состоит в следующем. В процессе разрастания морского дна магма, поднимаясь в рифтовой трещине и застывая, образует новые порции океанической литосферы. По мере остывания поднимавшийся к поверхности мантийный расплав проходит через температуру Кюри, и после этого новорожденная океаническая литосфера намагничивается в прямом или обратном направлении по отношению к современному полю в зависимости от направления главного магнитного поля в момент ее застывания. Таким образом, новообразованная кора приобретает остаточную намагниченность, направление которой определяется геомагнитным полем во время ее рождения. Но практически сразу после рождения, едва успев остыть, новая порция океанической литосферы разрывается посередине, наращая каждый из дивергентных краев двух плит. Когда направление геомагнитного поля меняет свой знак, порции новорожденной в рифтовой трещине коры, остывая, приобретают остаточную намагниченность, обратную по отношению к обрамляющим участкам.

* Практически одновременно с публикацией Ф. Вайна и Д. Мэтьюза канадским геофизиком Л. Морли в малоизвестном журнале было напечатано идентичное, независимо от них разработанное объяснение полосчатых линейных магнитных аномалий океана. Западным специалистам, как об этом пишет С. Уеда, позже стало достаточно хорошо известно, что Л. Морли раньше, чем его более счастливые коллеги, пытался опубликовать свою работу и посылал ее в ведущие как английские, так и американские журналы, но в самом начале 60-х годов она везде была отвергнута как «слишком умозрительная». Ныне имена Ф. Вайна и Д. Мэтьюза широко известны, а имя Л. Морли — только узкому кругу специалистов. Грустная и поучительная история.

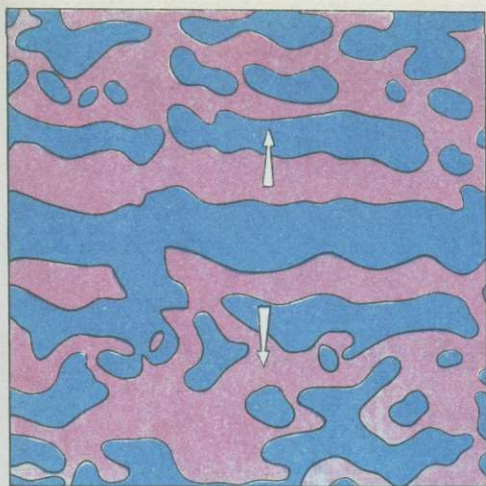


Рис. 13

Схематическая карта магнитных аномалий срединно-океанического хребта

Таким образом, благодаря инверсиям главного магнитного поля создается различие в направлении первичной термоостаточной намагниченности океанической коры, которое сохраняется при ее последующих перемещениях в составе литосферных плит по поверхности Земли. Следовательно, океаническую кору можно рассматривать как магнитоактивный слой, в первом приближении состоящий из последовательности прямо и обратно (по отношению к современному полю) намагниченных тел, вытянутых параллельно рифтовой трещине и симметричных относительно нее. В каждом конкретном случае ширина полосы аномального поля ΔT_a океанического дна определяется как произведение линейной полускорости раскрытия рифтовой трещины на интервал времени, в течение которого геомагнитное поле сохраняет одинаковую полярность.

Весьма важное свойство дивергентной границы океанических литосферных плит — это симметричное образование новой океанической литосферы по разные стороны от нее. Но из теории магниторазведки известно, что в общем случае симметричное наращивание океанической литосферы не должно сопровождаться абсолютной симметрией магнитных аномалий, хотя генеральная симметрия проявляется. Истинная форма каждой едино-

образно намагниченной области океанического дна достаточно сложна из-за различных динамических и термических условий ее образования в природе (рис. 14).

Закономерные особенности аномального магнитного поля океана, обусловленные направлением простирания дивергентной границы плит и ее географической широтой, хорошо известны геофизикам, и теоретическое поле ΔT_a может быть рассчитано для различных моделей. Геоисторическая интерпретация аномального магнитного поля океана на практике обычно осуществляется путем сравнения наблюдаемого поля ΔT_a с рассчитанным теоретически.

При вычислении теоретических профилей геофизики задают: во-первых, наиболее вероятное направление простирания дивергентной границы плит; во-вторых, среднюю географическую широту, на которой происходит разрастание; в-третьих, среднюю полускорость раскрытия рифтовой трещины; в-четвертых, шкалу времени инверсий главного магнитного поля Земли. Кроме того, вычисление модели поля ΔT_a каждого одинаково намагниченного блока океанической коры проводится для некоторых заданных глубин его верхней и нижней границ, а также эффективной намагниченности. Рассчитанную при этих условиях теоретическую аномалию сравнивают с наблюдаемой кривой ΔT_a . Эта наблюдаемая кривая по сравнению с теоретической (последнюю при условии справедливости исходных положений можно рассматривать как эталон «полезного сигнала»), как правило, в большей или меньшей степени искажена «шумом». Источниками этого «шума» могут быть: вариации рельефа магнитной поверхности дна, неучтенные моделью; отличие реальных магнитных тел от двумерных, что особенно существенно близ зон трансформных разломов; неучет вариаций полной намагниченности, а также и погрешности измерения и обработки результатов гидромагнитной съемки.

Главный итог всей мировой гидромагнитной съемки, проведенной за последние 15 лет, — это доказательство принципиальной справедливости определения возраста дна Мирового океана по характеру аномального магнитного поля. Прогноз возраста,

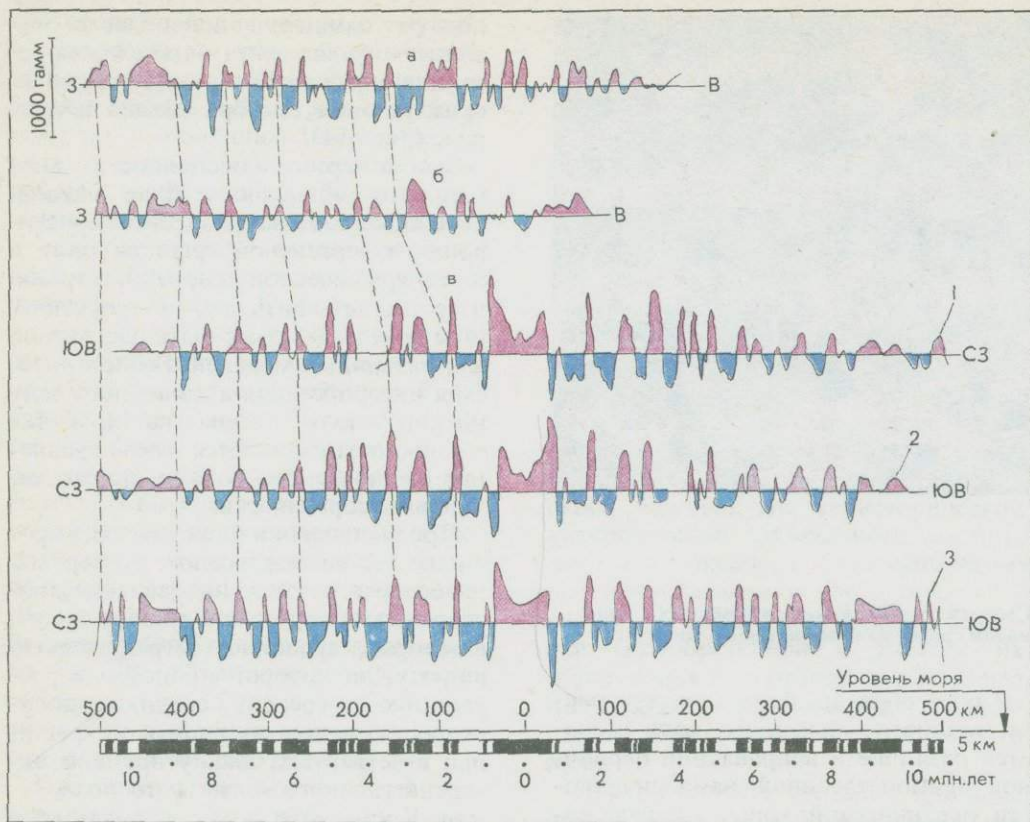


Рис. 14

Сопоставление наблюдаемых и расчетных магнитных профилей в различных районах системы срединно-океанических хребтов: а — хр. Хуан де Фука, 48° с. ш.; б — хр. Горда, 41° с. ш.; в — Восточно-Тихоокеанское поднятие, 51° ю. ш. Наблюдаемый профиль: 1 — прямой; 2 — обращенный; 3 — расчетный профиль (магнитный азимут 102° , скорость разрастания 4,6 см/год, напряженность геомагнитного поля 0,48 э, наклонение — $62,6^\circ$)

сделанный на основании геоисторической интерпретации графиков и карт поля ΔT_a океана, подтвержден палеонтологическими определениями в керне, поднятом на поверхность в самых различных пунктах, где глубоководное бурение достигло второго слоя океанической коры (рис. 15). Наиболее важный результат морских геомагнитных исследований, подтвержденный данными глубоководного бурения (результат, который, собственно, и служит принципиальной основой для геоисторической интерпретации поля ΔT_a океана), состоит в том, что чередования знака поля ΔT_a , полученные в самых различ-

ных районах Мирового океана, с точностью до постоянного коэффициента (линейной полускорости раскрытия рифтовой трещины) повторяют частоту инверсий геомагнитного поля.

Первая шкала времени палеомагнитных инверсий была построена в 1968 г. в Ламонтской геологической обсерватории Дж. Хейртцлером и другими для всего кайнозоя и для самого позднего мела (до 75—80 млн. лет) по аномальным зонам Южной Атлантики. Заметим, что даже в случае самой быстрой скорости разрастания дна эталонная палеомагнитная шкала, полученная по данным морской магнитной съемки, будет неизбежно срезана со стороны высоких частот. Действительно, съемка, проведенная с поверхности океана, имеет среднюю высоту около 4 км над магнитоактивным слоем и может зафиксировать аномалии от пластов, имеющих ширину в крест простирацию порядка нескольких километров. Из-за неучтенных изменений в скорости раскрытия рифтовых трещин первая кайнозойская палеомагнитная шкала инверсий была получена с погрешностью 10—15%.

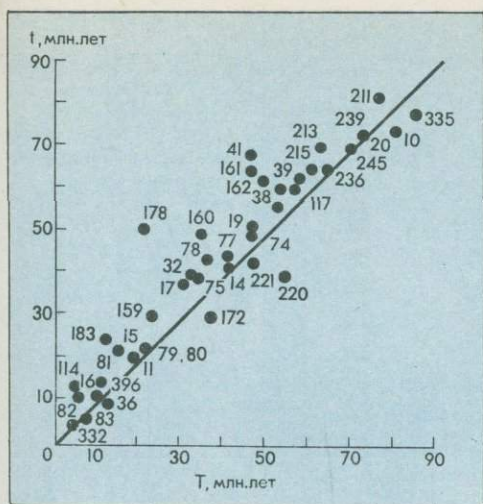


Рис. 15.

Сравнение возраста океанического фундамента t , предсказанного по шкале геомагнитных инверсий, с палеомагнитическим определением по данным глубоководного бурения, T

Благодаря глобальности и быстроте смены знака главного магнитного поля Земли (характерное время одной инверсии — несколько тысяч лет) разработанная на основании гидромагнитной съемки абсолютная шкала времени смены знака геомагнитного поля может быть с успехом использована для стратиграфии кайнозойских и позднемезозойских отложений не только на дне океана, но и на суше. Поэтому остановимся подробнее на рассмотрении точности этой шкалы (рис. 16). Анализ результатов проведенных исследований позволяет считать, что точность абсолютной шкалы времени прямой и обратной полярности главного магнитного поля Земли для ближайших к нам 10 млн. лет составляет 3—4%. В интервале времени от 10 до 75 млн. лет пока нельзя исключать вероятности отдельных погрешностей, близких к 10%.

Сравнение последнего варианта кайнозойской шкалы времени инверсий геомагнитного поля с другими, в которых для коррекции ламонтской шкалы также были использованы биостратиграфические результаты глубоководного бурения, позволяет считать, что среднеквадратическая погрешность в интервале от 10 до 75 млн. лет близка к 6—7%; наиболь-

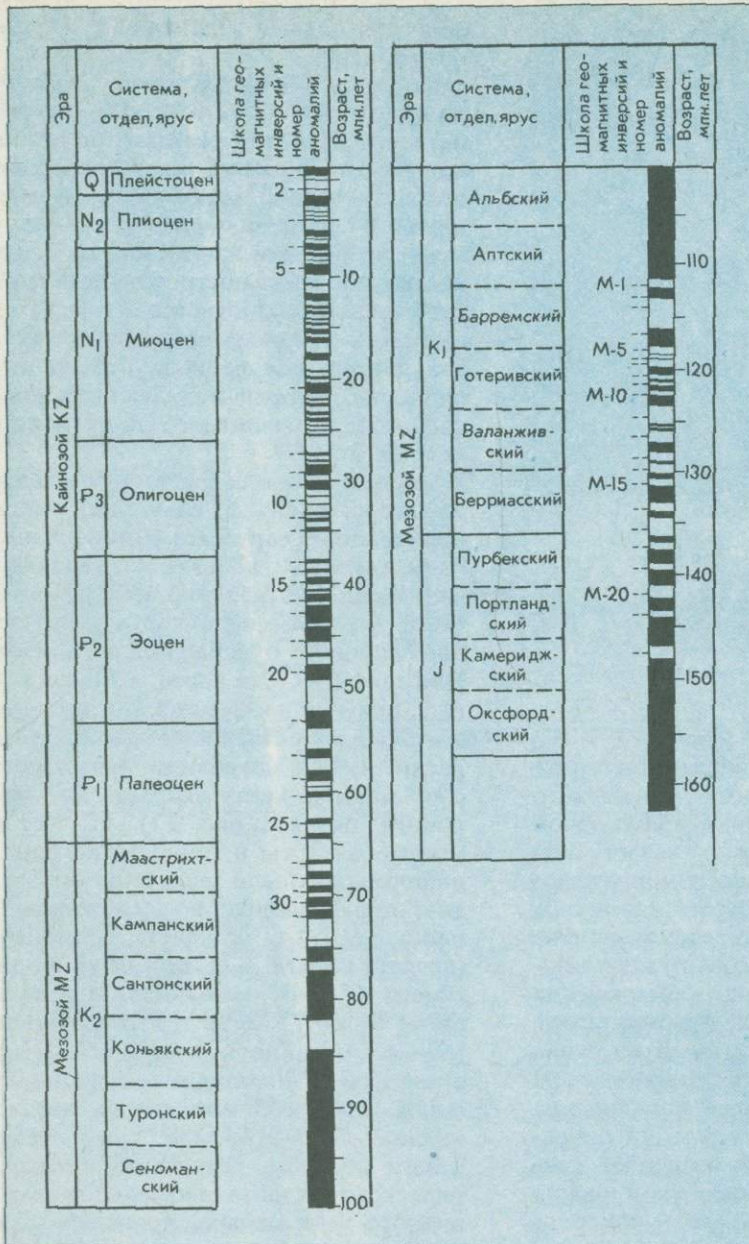
шее расхождение (до 10—12%) выявлено для позднего палеоцена — раннего эоцена.

Построенная на основании геоисторического анализа поля ΔT_a океана (конечно, с учетом результатов глубоководного бурения) палеомагнитная шкала инверсий мелового и позднеюрского времени менее детально и менее точна, чем кайнозойская. Трудность проблемы построения мезозойской шкалы заключается в том, что в юрское и меловое время имели место два длительных периода прямой полярности, которые и обусловили зоны спокойного магнитного поля Мирового океана.

Первая схема возраста дна океана была составлена по советским и опубликованным зарубежным геофизическим данным в 1972 г. (Ушаков, Федьинский, Шабалин, 1972). Затем была опубликована карта возраста дна Мирового океана (Pitman, Larson, Nettou, 1974). Эта карта, а также данные, полученные советскими исследователями в Арктическом бассейне (Карасик, 1974), позволили представить современную карту возраста дна Мирового океана (рис. 17). С учетом масштаба карты и точности исходной информации были выделены области дна, образованные в плейстоцене и плиоцене (0—6 млн. лет), в миоцене (возраст коры 6—21 млн. лет), в олигоцене (21—37 млн. лет), в эоцене (37—59 млн. лет), в палеоцене (69—65 млн. лет), в позднемеловое время (65—100 млн. лет), в раннемеловое (100—135 млн. лет) и позднеюрское (135—160 млн. лет) время. Таким образом, результаты геоисторического анализа аномального магнитного поля океана, проверенные и дополненные биостратиграфическими результатами глубоководного бурения, позволили получить представление о наиболее важных событиях и основных геометрических закономерностях формирования дна впадин Атлантического, Индийского и Тихого океанов.

Существенная отличительная особенность разрастания дна Атлантического и большей части площади Индийского океанов по сравнению с Тихим заключается в том, что разрастание этих молодых океанических впадин пространственно достаточно жестко связано с перемещением обра-

Рис. 16



Хронологическая геомагнитная шкала. Черные интервалы соответствуют периодам прямой полярности геомагнитного поля

мляющих их материков. Поэтому, восстанавливая по полосовым магнитным аномалиям картину конечной относительной кинематики разрастания отдельных бассейнов в пределах каждой из этих впадин, можно тем самым описать и геометрию относительного конечного перемещения тех пар материков, которые входят в состав литосферных плит по разные стороны от общей рифтовой оси. Благодаря возможности совмещения одновозрастных линейных магнитных аномалий можно представить геоме-

трические очертания каждой из этих молодых океанических впадин в любой момент геологического времени их развития в прошлом, но при одном очевидном условии, что магнитные аномалии достаточно уверенно выделены. Для литосферы Тихого океана, которая погружается под обрамляющие его материки и островные дуги, можно реконструировать лишь геометрию разрастания океанической литосферы в рифтовой трещине.

В настоящее время благодаря геофизическому анализу поля ΔT_a из-

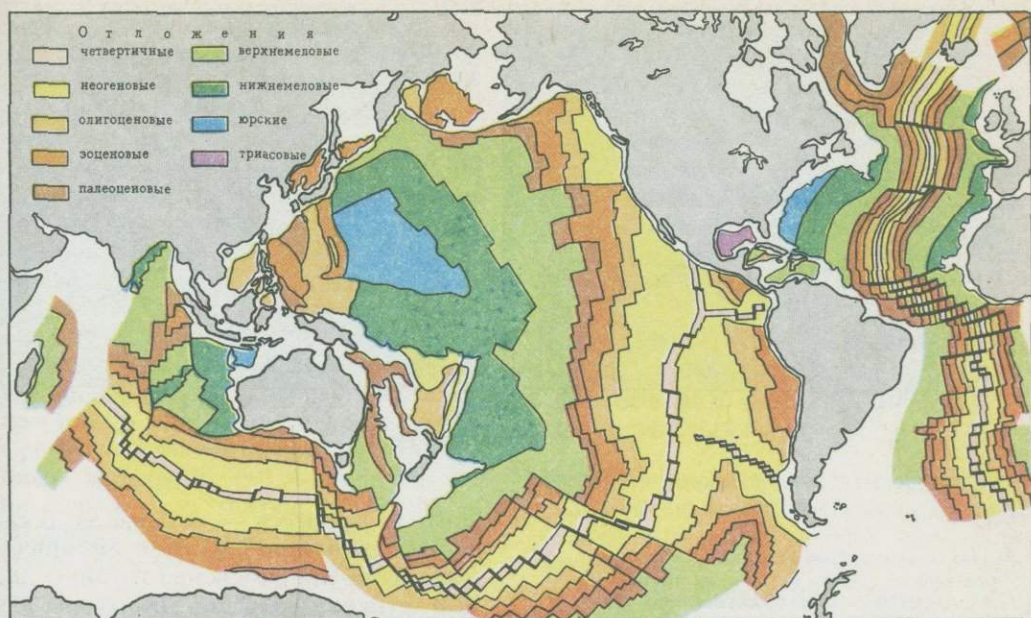


Рис. 17

Схематическая карта возраста океанической коры

вестно, что первая океаническая кора современного Атлантического океана образовалась в раннеюрское время (около 160—170 млн. лет назад) в результате откола Северо-Американского материка от Африканского и разделения Пангеи на Гондвану и Лавразию. Также благодаря геосторическому анализу аномального магнитного поля океана, подтвержденному данными глубоководного бурения, теперь хорошо известно, что раскол Гондваны произошел на границе юрского и мелового времени, когда Индостан откололся от Африки и от современной Восточной Антарктиды. Последняя в свою очередь откололась от Африки и Южной Америки, а эти современные материки разделились между собой. Ведь возраст самой древней океанической коры в Южной Атлантике и Индийском океане не превышает 120—130 млн. лет.

Самая молодая, недавно рожденная океаническая впадина — это Калифорнийский залив; Калифорнийский полуостров отделился от Мексики всего несколько миллионов лет назад. Впадина Красного моря древнее Калифорнийского залива, но скорость ее разрастания невелика, а ско-

рость накопления осадков значительна, поэтому в Красном море типичные океанические полосовые магнитные аномалии установлены лишь в приосевой зоне. В этом отношении Красное море может служить хорошим примером того, как в условиях быстрого осадконакопления на начальной стадии раскрытия океанической впадины могут формироваться в пределах континентального подножия зоны спокойного аномального магнитного поля, даже когда главное геомагнитное поле инверсирует достаточно часто.

Вся океаническая литосфера в полярной и субполярной областях Атлантики образовалась в кайнозое, ибо только в самом позднем мелу Гренландия начала откалываться от Северной Америки и от Европы. В кайнозое нынешний подводный хребт Ломоносова оторвался от современного арктического склона Европы и, удаляясь, привел к образованию Евразийской котловины (Нансена — Амундсена) в Северном Ледовитом океане, которая разрастается до сего времени. Только для Канадской котловины Арктического бассейна пока не получено достоверных результатов геосторической интерпретации аномального магнитного поля.

Для приближенных оценок возраста океанической коры при условии небольшой толщины осадочного слоя

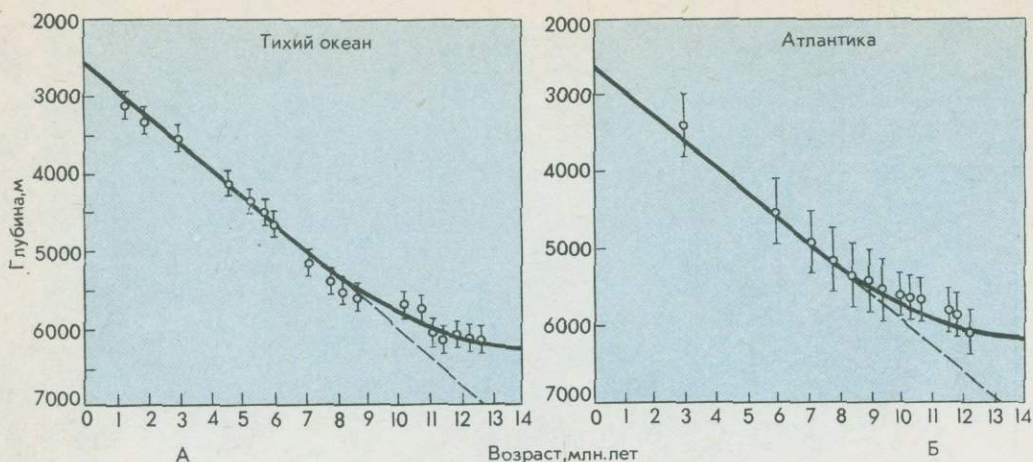


Рис. 18

Результаты экспериментальной проверки термической модели остывания литосферы. Черная линия — модель литосферы, толщина которой возрастает по закону $Kt^{1/2}$. Сравнение показывает, что при $t = 80$ млн. лет толщина океанической литосферы возрастает по закону, несколько отличному от $Kt^{1/2}$.

(0,5 км) можно использовать среднюю глубину дна океана. Действительно, начиная с работы Кс. Ле Пижона многими исследователями была проверена справедливость эмпирического соотношения, связывающего глубину дна с его возрастом. В настоящее время можно считать установленным, что в интервале от 0 до 70 млн. лет глубина дна океана увеличивается по мере удаления от рифтовой трещины пропорционально корню квадратному из возраста океанической коры. Эту эмпирическую зависимость можно представить достаточно наглядно, откладывая по горизонтальной оси не величину возраста t , а величину $t^{1/2}$; тогда увеличение глубины дна от 0 до 70 млн. лет с хорошим приближением аппроксимируется прямой линией (рис. 18).

Как показывают теоретические модели (Сорохтин, 1973), характер увеличения толщины океанической литосферы с возрастом в первом приближении также пропорционален $t^{1/2}$ и увеличение глубины дна есть прямое следствие сжатия мантийного вещества литосферы при его остывании по мере старения и удаления от рифтовой трещины. Увеличение глубины дна и толщины океанической литосферы с возрастом — два следствия одного и

того же процесса — остывания. В самом первом приближении эмпирическая формула изменения глубины дна h в функции возраста литосферы для интервала времени $0 \leq t \leq 70$ млн. лет имеет вид: $h(t) = 2,5 + 0,35t^{1/2}$,

где h — глубина в километрах;

t — время в миллионах лет. Толщина литосферы H того же интервала времени определяется формулой: $H(t) = H_0 + Kt^{1/2}$, где H — толщина литосферы в рифтовой трещине. Как свидетельствуют эмпирические данные, она несколько варьирует в зависимости от линейной скорости разрастания: при быстрой скорости спрединга H_0 несколько меньше, при медленной — больше, а в среднем H_0 близка к 5 км. Величина K , рассчитанная теоретически, в зависимости от принимаемых параметров литосферы (температура плавления и кристаллизации, удельная теплоемкость и теплопроводность) варьирует от 7 до 9,5. Поэтому средняя теоретическая формула изменения толщины океанической литосферы в интервале времени $0 \leq t \leq 70$ млн. лет имеет вид: $H = 5 + 8t^{1/2}$, где H дается в километрах, а t — в миллионах лет.

Причина изменения характера увеличения глубины дна с возрастом, когда последний превышает 70—80 млн. лет, пока не имеет однозначного объяснения. Одна из возможных гипотез — это уменьшение содержания расплава в астеносфере по мере удаления от рифтовой трещины. Эмпирическая зависимость $h(t)$ для $t > 70$ млн. лет имеет вид: $h(t) = 6,4 - 3,2 \exp(-t/63)$, где h в километрах, а t в миллионах лет. Для очень

грубых оценок при палеорекострукциях можно принимать, что $h > 6$ км, если $t > 100$ —120 млн. лет. При этом, как свидетельствует анализ эмпирических данных, при $t > 80$ млн. лет осредненные глубины отклоняются от эмпирической кривой на первые сотни метров. Это может быть обусловлено различной толщиной осадочного слоя, различной средней плотностью мантийного вещества и, как следствие, структурой астеносферных течений.

Гораздо больше разброс средних глубин в районе гребня рифтовых хребтов; в частности, в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта глубина варьирует от 4—4,5 км до нескольких сот метров, а в районе Исландии она выше уровня океана. Изменяется средняя глубина гребня хребта и в зависимости от возраста океанического бассейна. В молодых океанических впадинах, в которых океаническая литосфера начала образовываться менее 20 млн. лет назад, глубина гребня — 1,8 км, а если бассейн имеет возраст более 150 млн. лет, то глубина гребня хребта в нем около 3 км. Сравнительно малые глубины осевой зоны в очень молодых океанических впадинах получают объяснение с помощью модели восходящих мантийных потоков. Если под воздействием такого потока происходит образование и развитие новой океанической впадины, то из-за меньшей средней плотности мантии в пределах такого потока и глубина осевой зоны, и зависимость $h(t)$ в целом для бассейна будет меньше, чем средняя.

Модель восходящего потока позволяет объяснить и аномально высокий рельеф осевых зон, например в Исландии и на Галапагосских островах. Аномально большие глубины осевых рифтовых зон ($h > 4,0$ км) до некоторой степени обусловлены влиянием трансформных разломов, а также динамикой нарастания океанической литосферы на дивергентных границах плит. Кроме того, существенное осложнение в рельеф дна (и в осевых зонах, и на флангах хребта) вносят цепочки подводных вулканических гор как из-за аномальной толщины коры, так и из-за прогибания океанической литосферы под тяжестью вулканической надстройки (Ушаков и др., 1979). Поэтому области подводных гор были исключены при

выводе эмпирической зависимости глубины дна от его возраста. Естественно, что объяснение генерального изменения глубины дна в функции возраста коры с позиции тектоники плит является фундаментальным достижением новой теории и ее развитие требует теперь объяснения намеченных отклонений от средней зависимости $h(t)$.

§ 2. ГЕОМЕТРИЯ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ И ГЛОБАЛЬНАЯ КАРТИНА «МГНОВЕННОЙ» КИНЕМАТИКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Все перемещения жестких литосферных плит по поверхности сферической Земли могут быть представлены как вращения и только как вращения вокруг некоторой проходящей через центр математической оси. Эта ось пересекает поверхность нашей планеты в двух точках — эйлеровых полюсах, или полюсах вращения плиты, имеющих лишь математический смысл (рис. 19).

Каждое конечное вращение одной плиты относительно другой, условно принимаемой за неподвижную, может быть представлено в виде суммы отдельных (дифференциальных или «мгновенных») вращений.

При рассмотрении смещения литосферных плит рассчитывается вращение одной плиты по отношению к другой, условно принимаемой за неподвижную. Можно выбрать из всего ансамбля литосферных плит любую в качестве реперной и рассчитать относительно нее смещение всех остальных. Такое движение будет относительным. Важная кинематическая проблема современного этапа развития теории тектоники литосферных плит — надежное определение их абсолютных перемещений, т. е. в системе отсчета, связанной с осью вращения Земли на протяжении всего геологического времени или его достаточно длительного интервала.

Первая проверка справедливости теоретических представлений о вращении жестких литосферных плит по поверхности нашей планеты была выполнена У. Морганом в 1968 г. на примерах двух дивергентных границ в Атлантическом и Тихом океанах. Он восстановил перпендикуляры, точнее, провел дуги большого круга перпен-



Рис. 19

Схема движения плит А и Б на земной сфере вокруг оси с полюсом Р (по Зоненшайну и Савостину, 1979)

дикулярно к различным трансформным разломам Тихоокеанско-Антарктического хребта и в месте их пересечения получил эйлеров полюс относительного смещения двух плит — Тихоокеанской и Антарктической. Далее, вычислив угловую скорость вращения этих двух плит по магнитным аномалиям на одном участке гребня Тихоокеанско-Антарктического хребта, он проверил на других участках по данным геосторического анализа поля ΔT_a справедливость изменения линейной скорости по формуле $\sin \theta$ относительно полученного им эйлерова полюса (рис. 20). Аналогичные построения были проведены и для различных участков Срединно-Атлантического хребта. Полученные результаты показали справедливость исходных положений о жесткости литосферных плит и о том, что перемещение каждой из них по поверхности Земли действительно описывается вращением вокруг соответствующего математического полюса.

Первую глобальную замкнутую модель «мгновенного» относительного вращения шести наиболее крупных плит рассчитал Кс. Ле Пишон в 1968 г. Для ее вычисления он использовал 30 наиболее уверенно трассированных простираций трансформных разломов и 30 линейных скоростей разрастания рифтовых трещин, полученных из геосторической интерпретации поля ΔT_a . Все расчеты

производились относительно одной из плит, которая принималась за неподвижную. Глобальная картина перемещения шести плит была наглядно представлена в виде нескольких карт, каждая из которых была построена в меркаторской проекции с разверткой относительно оси «мгновенного» вращения соответствующей пары плит. На таких картах рифтовая трещина — дивергентная граница этих плит — действительно проходила по меридиану, тогда как пересекающие ее трансформные разломы и их пассивные следы — вдоль параллели.

Для вычисления глобальной замкнутой модели относительной «мгновенной» кинематики литосферных плит Дж. Минстером и его коллегами в 1974 г. было использовано значительное количество определений фокальных механизмов в очагах землетрясений на трансформных разломах и в зонах поддвига плит. Кроме того, эффективно применялся метод максимального правдоподобия, позволивший не только получить решение математически более корректное, чем в ранних исследованиях, но и оценить значимость исходной геологической и геофизической информации.

В 1973—1977 гг. были опубликованы новые результаты геофизических исследований, позволившие Ю. И. Галушкину и С. А. Ушакову в 1978 г. уточнить глобальную картину «мгновенной» относительной ки-

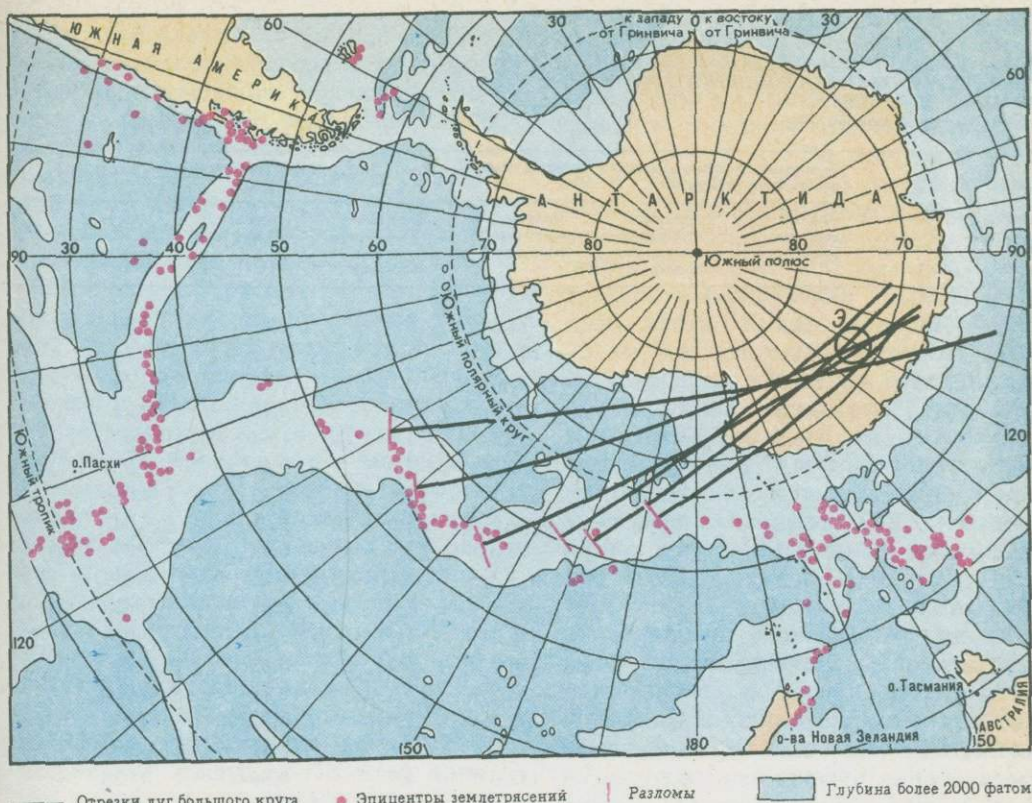


Рис. 20

Местоположение эйлерова полюса (Э) относительно вращения Антарктической и Тихоокеанской плит

нематики наиболее крупных плит. Помимо сейсмологических, геоморфологических и геомагнитных данных для качественной проверки модели были использованы также парные пояса нарушений изостазии как индикаторы развития на тех или иных границах процесса поддвига плит (Ушаков, 1974).

Расчеты глобальной картины «мгновенной» относительной кинематики Ю. И. Галушкиным и С. А. Ушаковым были сделаны для 12 наиболее крупных по площади литосферных плит: Тихоокеанской (ТИХ), Евразийской (ЕАЗ), Северо-Американской (САМ), Южно-Американской (ЮАМ), Индийской (ИНД), Антарктической (АНТ), Африканской (АФР), Аравийской (АРВ), Наска (НАС), Кокос (КОК), Карибской (КАР) и Филиппинской (ФИЛ). Последние две плиты не имеют дивергентных границ и находятся в пределах Циркумтихоокеанского пояса пла-

нетарного сжатия литосферы. Но их размеры достаточно велики, и имеющиеся данные позволяют включить эти плиты в глобальную кинематическую модель.

Всего для расчета глобальной модели Ю. И. Галушкиным и С. А. Ушаковым было использовано 83 значения линейных скоростей на дивергентных границах и 196 азимутов направлений относительных движений, определенных по простираниям трансформных разломов и по фокальным механизмам в очагах землетрясений на границах плит (точнее, были использованы горизонтальные проекции смещения в очагах).

Относительная погрешность использованных величин линейных скоростей изменяется от 4 до 20% и в среднем близка к 10%. Ошибки определения азимутов движения по границам плит изменяются от 4°, когда используются направления трансформных разломов, до 25° для горизонтальных проекций векторов скольжения в очагах землетрясений; в среднем эти ошибки близки к 10—15°. Результаты расчета этой глобальной модели «мгновенной» кинематики 12 наибо-

Таблица 1

ГЛОБАЛЬНАЯ КИНЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ
СОВРЕМЕННОГО ОТНОСИТЕЛЬНОГО ДВИЖЕНИЯ
ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ
(по Галушкину, Ушакову, 1978)

Пара плит*	Координаты полюсов вращения и эллипсы доверительной вероятности, в градусах				Угловая скорость, в градусах	
	Широта северная положительная	Интервал 95%-ной достоверности по широте	Долгота восточная положительная	Интервал 95%-ной достоверности по долготе	Градусы за 1 млн. лет	Интервал 95%-ной достоверности
САМ—ТИХ	51,5	3,1	—73,3	5,8	0,82	0,06
КОК—ТИХ	41	2,4	—108,8	5,0	2,03	0,26
КОК—САМ	30,9	2,7	—123,6	8,7	1,35	0,26
КОК—НАС	—1,0	8,3	—135,0	17,3	0,76	0,22
НАС—ТИХ	56,5	6,1	87,2	4,8	1,64	0,073
АНТ—НАС	—39,5	14,0	88,2	7,4	0,68	0,094
ЮАМ—АНТ	—83,3	7,8	123,7	53,4	0,32	0,048
АНТ—ТИХ	67,3	2,1	—81,6	5,6	1,01	0,04
НАС—ЮАМ	54,2	8,0	—90,0	11,0	0,93	0,09
ИНД—ТИХ	61,3	1,84	—3,3	4,1	1,26	0,053
ИНД—АНТ	15,0	3,4	32,9	2,7	0,67	0,028
ИНД—АФР	16,5	2,92	46,3	1,7	0,63	0,034
ИНД—ЕАЗ	20,4	2,3	36,9	6,3	0,68	0,05
АФР—АНТ	—2,0	14,7	—33,6	3,3	0,15	0,018
АФР—САМ	80,6	3,0	26,8	61,0	0,28	0,05
АФР—ЕАЗ	28,9	8,6	—25,9	4,6	0,12	0,074
ЮАМ—АФР	—58,9	9,7	142,0	4,7	0,36	0,026
ЮАМ—САМ	—12,0	20,1	126,8	11,0	0,17	0,071
ЕАЗ—САМ	67,2	14,4	130,4	5,5	0,23	0,037
ЕАЗ—ТИХ	63,6	2,8	—78,2	7,6	0,96	0,065
ИНД—АРБ	5,8	5,2	65,0	6,0	0,43	0,15
АРБ—АФР	30,1	5,6	9,5	24,5	0,27	0,116
КАР—САМ	58,9	43,0	122,2	6,2	0,16	0,14
КАР—ТИХ	60,9	10,2	—76,1	6,4	0,89	0,11
КАР—КОК	—26,2	4,6	58,1	21,4	1,27	0,93
КАР—НАС	—48,7	18,6	82,9	11,4	0,76	0,15
КАР—ЮАМ	61,0	60,0	—45,0	80,0	0,19	0,070
ФИЛ—ТИХ	—2,5	12	—40,7	14	1,05	0,070
ФИЛ—ЕАЗ	—56,0	10,0	26,0	10,0	0,90	0,50

* Плита, указанная первой, вращается против часовой стрелки относительно второй плиты, которая в этой паре плит рассматривается как неподвижная.

лес крупных плит представлены в табл. 1.

Для независимой проверки принципиальной справедливости полученной кинематической модели могут быть использованы повторные прямые геодезические измерения. Наглядным примером могут служить определения скорости смещения блоков коры по разные стороны разлома Сан-Андреас в Калифорнии. Оказалось, что скорость смещения одного края разлома по отношению к другому составляет 2 см/год. Примерно с такой же скоростью происходят смещения и по другим разломам этой зоны. Таким

образом, суммарная скорость смещения Американской плиты относительно Тихоокеанской, установленная путем прямых геодезических наблюдений, близка к 4 см/год. Теоретическая скорость смещений тех же плит, вычисленная описанным выше методом, близка к 5 см/год. Учитывая, что для вычисления линейных скоростей в глобальной модели использовался интервал времени порядка миллиона лет, а при геодезических — первые десятки лет, можно считать, что получено хорошее соответствие. Геодезические исследования на Гармском геофизическом полигоне на Па-

мире показали, что за последние 20 лет расстояния между реперами по разные стороны Вахшского надвига уменьшились почти на 40 см и продолжают сокращаться со средней скоростью около 2 см/год (Буланже и др., 1977), что соответствует геодинамической обстановке, которая следует из глобальной кинематической модели.

При расчетах рассматриваемой глобальной модели для определения угловой скорости была использована там, где было возможно, только первая магнитная аномалия, возраст которой менее 1 млн. лет, а в других, менее изученных районах — магнитные аномалии 3 и 5, возраст которых около 5 и 10 млн. лет соответственно. Таким образом, полученная глобальная модель «мгновенной» кинематики плит справедлива для интервала времени в несколько миллионов лет. Углы относительного вращения абсолютного большинства пар плит за 1 млн. лет не превышают десятых долей градуса, а для 10 млн. лет — нескольких градусов. Поэтому понятие «мгновенное» вращение плит для плейстоцена и плиоцена геометрически вполне оправдано.

За плейстоцен, точнее, за 1 млн. лет Гренландия отодвинулась от Европы в среднем на 20 км (северный ее край — на 17 км, южный — на 22 км). В районе Северного полюса подводный хребет Ломоносова отодвинулся от Европы на расстояние около 10 км. Северная Атлантика между Америкой и Европой расширилась за плейстоцен на 23—25 км, а между Африкой и Северной Америкой — на 26—28 км. Африка и Южная Америка разъехались за последний миллион лет на расстояние от 30 км на 10° с. ш. до 40 км на 20—30° ю. ш. Африка и Антарктида отодвинулись друг от друга на 16 км, а Австралия удалилась к северу от Антарктиды на 70—75 км.

Ширина впадины Тихого океана за плейстоцен уменьшилась на расстояние от 15 км на севере до 35 км в области между экватором и 30° ю. ш. За это же время в рифтовой оси Восточно-Тихоокеанского поднятия образовалась полоса новой океанической литосферы шириной от 160 км на экваторе до 180 км на 30° ю. ш. В рифтовой трещине Тихоокеанско-Антарктического хребта за последний

миллион лет выросла полоса новой океанической литосферы шириной около 100 км, тогда как в рифтовой трещине соседнего Чилийского хребта — 70—75 км. За последний миллион лет под Южно-Американский континент поддвинулась полоса океанической литосферы плиты Наска шириной около 100 км, под Центрально-Американский перешеек — край плиты Кокос шириной около 75 км (предельные значения от 65 км на севере до 87 км на юге конвергентного края плиты Кокос).

В желобе Тонга—Кермадек за плейстоцен, точнее, за последний миллион лет погрузилась в мантию полоса океанической литосферы Тихоокеанской плиты шириной от 60 км на юге до 100 км на севере. В Манильском желобе сейчас погружается в мантию самая древняя, юрская океаническая литосфера Тихоокеанской плиты; ширина полосы, погрузившейся здесь за последний миллион лет, увеличивается к северу от 30 до 45 км. Зато очень интенсивно идет поддвигание Филиппинской океанической плиты под Лусон — 90—95 км за последний миллион лет. Под Курило-Камчатской дугой за это время мантия поглотила полосу океанической литосферы шириной от 90 до 100 км.

В сжатом состоянии находится литосфера Альпийско-Гималайского пояса. Об этом свидетельствуют сжатия, которые преобладают в очагах землетрясений, сопряженные между собой, изостатически не уравновешенные морфоструктуры, но главное доказательство — глобальная картина мгновенной кинематики литосферных плит. За последний миллион лет суммарная величина сжатия и поддвигания литосферы на различных границах малых плит изменилась от нескольких километров в районе Атласских гор и Пиренеев до 40—50 км в районе Памира и Гималаев. Из-за малой плотности и, как следствие, положительной плавучести при сдавливании малых плит Альпийско-Гималайского пояса материковыми краями главных плит (Евразийской с севера и Африканской, Аравийской и Индийской с юга) литосфера здесь, как правило, не может глубоко погрузиться в мантию. Поэтому происходит не только сжатие малых плит, образованных или находившихся ранее в

Таблица 2

ВЕКТОРЫ УГЛОВОЙ СКОРОСТИ ВРАЩЕНИЙ ПЛИТ
(ПОЛОЖИТЕЛЬНОЕ НАПРАВЛЕНИЕ ПРОТИВ ЧАСОВОЙ СТРЕЛКИ)
В СИСТЕМЕ КООРДИНАТ «ГОРЯЧИХ ПЯТЕН»
(по Галушкину, Ушакову, 1978)

Плиты	Координаты полюсов вращения и эллипсы доверительной вероятности, в градусах				Угловая скорость вращения, в градусах	
	Широта северная	Интервал 95%-ной достоверности	Долгота восточная	Интервал 95%-ной достоверности	Значение в градусах за 1 млн. лет	Интервал 95%-ной достоверности
ТИХ	-67,6	2,9	113,6	10,3	0,91	0,07
НАС	-40,4	11,8	-95,5	6,3	0,74	0,10
КОК	17,1	2,6	-113,8	3,5	1,53	0,18
АНТ	61,4	10,8	-150,0	20,7	0,15	0,07
АФР	39,3	10,8	-56,9	18,2	0,18	0,04
САМ	-60,8	15,0	-90,4	27,6	0,22	0,05
ЮАМ	-70,2	17,1	178,8	35,2	0,21	0,05
ЕАЗ	20,3	50,5	-159,1	29,8	0,09	0,05
ИИД	27,1	5,8	32,4	3,8	0,64	0,04
АРВ	38,0	8,0	-13,7	27,3	0,40	0,08
КАР	-53,9	46,4	-122,9	92,0	0,11	0,11
ФИЛ	-50,2	13,7	-29,0	4,9	1,15	0,31

пределах закрывшейся впадины палеоокеана, но и обкалывание материковых краев плит, сжимающих этот пояс. Как отмечалось, анализ геологических и геофизических данных позволяет считать, что в настоящее время из Азиатской области Евразийской плиты выделяются Туркменская и Узбекская малые плиты, которые могут в дальнейшем, если эта тенденция сжатия сохранится еще 10—15 млн. лет, войти в состав горного пояса, подобно современному Тянь-Шаню.

Так же как в Альпийско-Гималайском поясе, сжатие и поддвижение краев малых плит происходит в пределах Циркумтихоокеанского пояса. Мы отмечали ранее, что Анды сжаты не только с запада Тихоокеанской плитой, но и с востока. Однако линейная скорость поддвижения Южно-Американского материка под Анды, вероятно, составляет несколько километров в год.

Информацию, полученную в результате вычисления глобальной модели относительного движения плит, можно использовать для оценки их движения в новой системе координат, не связанной с плитами. Особый интерес представляет рассмотрение движения литосферных плит в системе координат, связанной с «горячими пятнами» Уилсона—Моргана. Согласно этой модели предполагается, что литосферная плита, проходя над

аномально горячим восходящим мантийным потоком, проплавляется по отдельным трещинам насквозь. Таким образом, на океанической литосфере развивается подводный базальтовый вулканизм. И каждая внутриплитовая цепочка подводных вулканических гор (например, Гавайско-Императорская, Маршаллова-Гилберта и др.) представляет собой протяженный геологический след прохождения литосферной плиты над «горячим мантийным пятном».

Действительно, возраст базальтов в цепочках подводных вулканических гор увеличивается по мере удаления от области современного вулканизма. Поэтому, если положение «горячего пятна» остается неподвижным в мантии на протяжении достаточно большого времени, то простирание подводной вулканической цепи и возраст слагающих ее пород позволяют определить направление и скорость прохождения океанической литосферной плиты в географической системе координат.

На основании полученных результатов (табл. 2) можно вычислить линейную скорость смещения каждой плиты относительно географической системы координат. Крупные, чисто океанические плиты (Тихоокеанская и Наска) имеют линейную скорость перемещения в несколько раз большую, чем те плиты, у которых континен-

тальная литосфера занимает значительный процент площади. Так, Евразийская плита за 1 млн. лет сместилась к востоку — юго-востоку в среднем на 10 км. Интересно отметить, что полученному из глобальной модели направлению абсолютного смещения Евразийской плиты соответствует простирание Большого Кавказа и Копетдага, а также Таласо-Ферганского разлома. В настоящее время самая медленная по абсолютному смещению — Антарктическая плита. Она вращается вокруг Эйлера полюса, расположенного в ее пределах, и максимальная линейная скорость смещения ее различных участков составляет доли сантиметра в год или километры за 1 млн. лет.

Из крупных плит Антарктическая — самая медленная, далее следует Евразийская, затем Африканская. Последняя за 1 млн. лет смещается к северо-востоку на расстояние от 15 км в районе северо-западного края, южнее Атласа, и до 20 км в восточной части Африканского материка. Несколько больше линейные скорости смещения у Северо-Американской и Южно-Американской плит. Они смещаются к западу — северо-западу на расстояние 20—25 км (в различных точках) за 1 млн. лет. Из всех крупных плит, которые состоят частично из океанической, а частично из континентальной литосферы, самые высокие линейные скорости абсолютного перемещения установлены в пределах Индийской плиты. За последний миллион лет она сместилась к северо-северо-западу на расстояние до 50 км в районе Индостана и до 70 км в районе Австралии.

Самые большие линейные скорости абсолютного смещения зарегистрированы в пределах Тихоокеанской плиты, где за плейстоцен величины линейного перемещения к северо-западу изменяются от 70 км в субполярных районах плиты и до 100 км близ экватора (что определяется расположением эйлеровых полюсов вращения этой плиты).

Получены также новые интересные результаты абсолютного перемещения двух плит, состоящих почти целиком из океанической литосферы и входящих в состав Циркумтихоокеанского пояса сжатия, — Карибской и Филиппинской.

§ 3. ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ДРЕЙФА МАТЕРИКОВ В ПРОТЕРОЗОЕ И ГЛОБАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ В ФАНЕРОЗОЕ

Ранее отмечалось, что своим возрождением в науке гипотеза дрейфа материков (конечно, на качественно новом уровне, в виде теории тектоники литосферных плит) обязана прежде всего результатам палеомагнитных исследований. Известно, что намагниченность горных пород, т. е. магнитный момент единицы объема породы, в общем случае есть векторная сумма индуцированной ($\vec{I}_{\text{инд}}$) и остаточной ($\vec{I}_{\text{ост}}$) намагниченностей. Первая обусловлена влиянием на породу современного магнитного поля Земли, а вторая осталась с момента образования породы, когда та впервые намагнитилась под влиянием поля, существовавшего в момент ее образования.

Палеомагнитные исследования убедительно свидетельствуют, что главное магнитное поле у нашей планеты существовало в течение всего времени ее геологического развития, ибо остаточной намагниченностью обладают изверженные породы, образовавшиеся даже около 4 млрд. лет назад.

Важным результатом, полученным в конце 60-х — начале 70-х годов, является возможность описания магнитного поля Земли, осредненного за последние 1—2 млн. лет, полем осевого и центрального диполя, т. е. полем теоретического магнита, расположенного в центре нашей планеты и направленного вдоль оси ее вращения.

Несколько раньше, чем было дано хорошее обоснование близости осредненного главного магнитного поля Земли к полю осевого центрального диполя, палеомагнитологи стали замечать, что полученные результаты при условии неподвижных континентов дают странную картину блуждания палеомагнитных полюсов в геологическом прошлом по поверхности Земли. Странность картины заключалась в том, что полученный по каждому отдельному континенту палеомагнитный полюс имел свою отличную от других траекторию перемещения во времени по поверхности Земли, но к настоящему моменту каждая траектория всегда оканчивалась близ геогра-

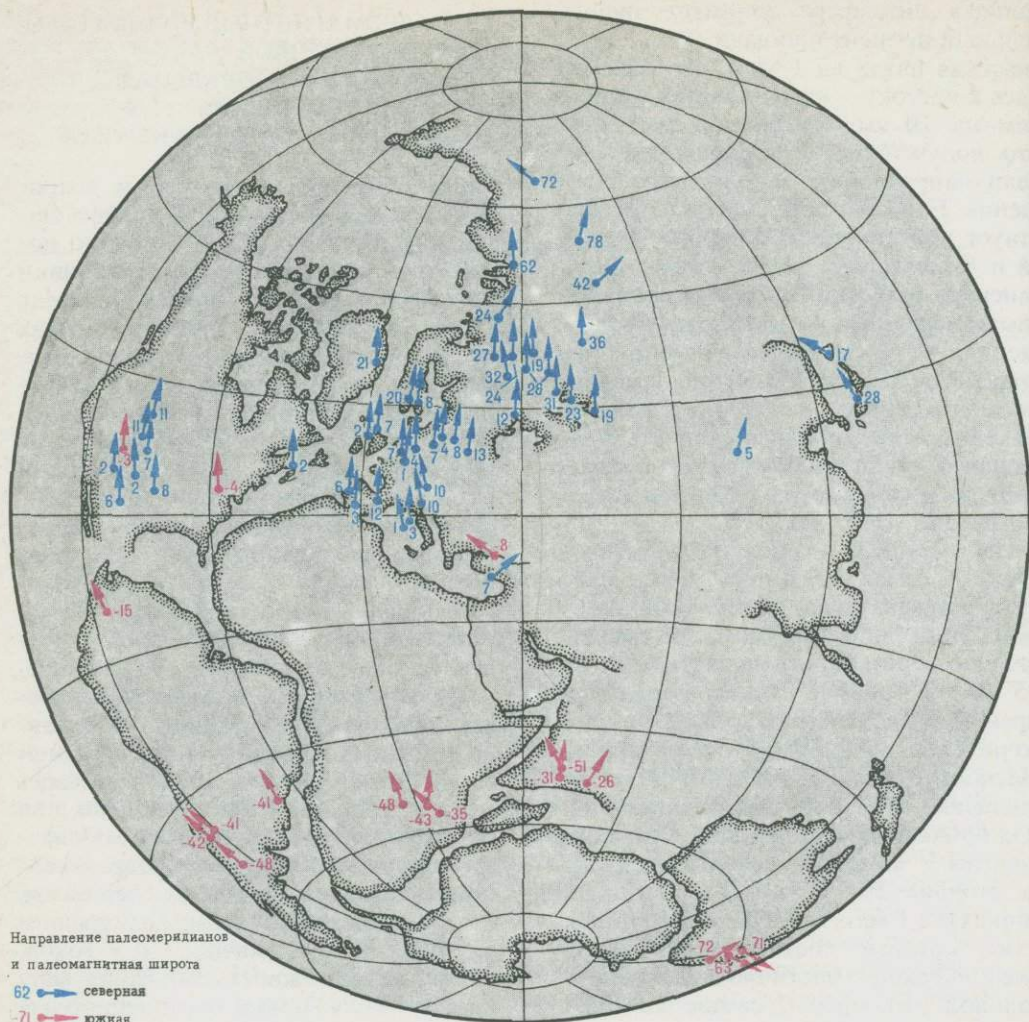


Рис. 21

Положение материка Пангеи в пермский период по палеомагнитным данным (по Храмову и др., 1974)

фического полюса. Тогда палеомагнитологи обратились к вегенеровским реконструкциям материков, и оказалось, что при мобилистском предположении, когда допускается возможность перемещения всех континентов, палеомагнитные полюса могут быть совмещены с географическими. Впервые к такому выводу пришел С. Ранкорн в 1962 г. Затем он показал, что существенного изменения радиуса Земли в течение фанерозоя не произошло.

А. Храмов с соавторами в 1974 г. опубликовал наиболее полную сводку. Она включает около 70 статистически

обоснованных палеомагнитных определений широт и направлений меридианов для пермского времени на всех континентах, кроме Антарктиды. При соединении материков в единый суперконтинент Пангею именно так, как это было сделано мобилистами (А. Дю-Тойтом, П. Вороновым, Э. Буллардом и др.), разброс палеомагнитных широт по всем материкам (относительно полученных при таком их совмещении географических широт) — около $\pm 10^\circ$; разброс направлений палеомеридианов также около $\pm 10^\circ$, что обусловлено погрешностью палеомагнитного метода (рис. 21). Все палеомагнитные построения сделаны при условии, что в триасовое время магнитное поле Земли было близко к полю осевого центрального диполя. Поэтому получен-

ный результат говорит о пригодности осевого центрального диполя для описания главного магнитного поля нашей планеты не только в ее ближайшем, но и в более отдаленном геологическом прошлом. Отметим, что в силу осевой симметрии магнитного диполя палеомагнитные исследования могут дать лишь палеошироту и направление палеомеридиана и в принципе не могут дать никакой информации об изменении местоположения каждого материка вдоль широты. В 1973 г. Г. Смитом с соавторами были опубликованы карты палеомагнитных реконструкций положений материков для всего фанерозойского времени.

Интерполяция взаимного расположения материков по палеомагнитным данным может быть формально выполнена путем серии конечных вращений, каждое из которых эквивалентно сумме дифференциальных поворотов. Разумеется, что все эти конечные вращения выполняют относительно какого-либо одного материка.

В настоящее время построены достаточно обоснованные глобальные схемы взаимного расположения в мезозое и кайнозое континентов и океанов. Эти схемы, полученные на основании палеомагнитных исследований, наглядно демонстрируют принципиальную справедливость и современное развитие мобилистских палеореконструкций Вегенера.

Проблема глобальных реконструкций расположения в фанерозое материков и океанов по палеомагнитным и палеогеографическим данным хотя и вызывает определенные разногласия по местоположению некоторых материков (особенно в раннем палеозое), но, вероятно, близка к своему принципиальному решению. Необходимо накопление палеомагнитных данных по докембрию, для того чтобы можно было наилучшим образом проэкстраполировать палеомагнитные и палеоклиматические данные между двумя Пангеями: последним позднепалеозойским суперконтинентом и его протерозойским предшественником.

Палеомагнитные исследования ориентированных образцов горных пород дают существенную информацию о направлении палеомагнитного вектора, информацию, которая даже в пределах одного континента сама по

себе играет важную роль при тектонической интерпретации его предшествующего геологического развития. Так, именно палеомагнитные данные позволили П. Н. Кропоткину первому в мире на современном уровне обосновать идею (высказанную Э. Арганом еще в 20-х годах нашего столетия) о том, что Азия — это составной континент, т. е. образован из нескольких различных по своей геологической природе и сравнительно недавно спрессованных вместе блоков континентальной литосферы.

Новые интересные выводы позволяют наметить результаты палеомагнитных исследований ориентированных образцов докембрийских пород. Во-первых, если интерпретировать кривые блуждания палеомагнитных полюсов в докембрии аналогично тому, как это установлено для фанерозоя, то палеомагнитные данные определенно свидетельствуют, что перемещения континентов, точнее, отдельных фрагментов современных континентов в составе литосферных плит происходили еще в раннем афебии, т. е. около 2,5 млрд. лет назад. Для более раннего времени пока нет сколько-нибудь достоверных палеомагнитных данных. Во-вторых, не исключена вероятность, что в протерозое все материка могли быть сгруппированы на какое-то время в единый суперконтинент, подобно фанерозойской Пангее. Разумеется, общая площадь такого протерозойского суперконтинента должна была быть несколько меньше площади Пангеи, ибо в интервале между ними происходило постепенное наращивание объема континентальной литосферы. Можно также предполагать, что образовавшие этот протерозойский суперконтинент отдельные материи входили в состав различных литосферных плит и поэтому имели разные по знаку и направлению скорости движения.

Естественно также считать, что всякое столкновение континентов маркируется структурными швами, подобными Альпийско-Гималайскому горному поясу, возникшему в результате столкновения Евразии с Африкой и Индостаном, или подобно Уральско-Аппалачскому. Во всех таких случаях палеомагнитные полюса после соединения двух или нескольких отдельных континентов в более круп-

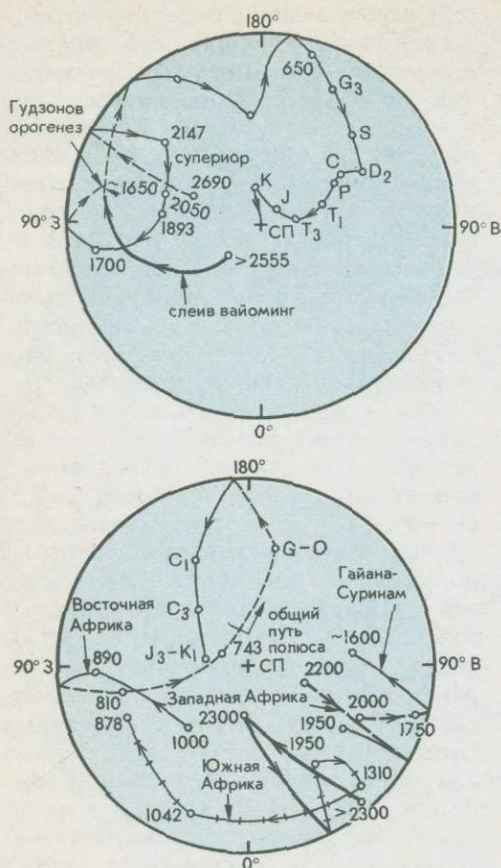


Рис. 22А, 22Б

Траектория перемещения палеомагнитного полюса:
А — относительно современного положения Канадского щита в рифее; **Б** — перемещения палеомагнитных полюсов в интервале от 2,3 до 1,6 млрд. лет по образцам Африки. Северный полюс СП в центре видимой стороны. Траектория в северном полушарии нанесена сплошными линиями, в южном — пунктиром

ный единый должны давать общую траекторию своего перемещения в геологическом прошлом относительно современного положения этих материков, подобно тому как это установлено для фанерозойских траекторий палеомагнитных полюсов Европы, Азии и Северной Америки. Аналогично разделение каждого из материков на части получает отражение в раздельном положении палеомагнитного полюса от каждой из этих частей.

Исследования докембрийских осадочных пород в бассейне р. Святого Лаврентия позволили получить траекторию перемещения палеомагнитного

полюса относительно современного положения Канадского щита для всего рифея (рис. 22А). Эта траектория, несмотря на некоторые неоднозначности интерпретации, особенно в интервале от 1 млрд. до 700 млн. лет, убедительно свидетельствует в пользу значительных горизонтальных перемещений Канадского щита на протяжении всего рифея.

Имеющиеся палеомагнитные данные по докембрийским породам Африканского материка позволяют считать, что он в настоящее время объединяет три крупных блока материковой литосферы: Западный, Южный и Восточный, которые на протяжении большей части афебиа и рифея были расположены достаточно далеко друг от друга. Об этом свидетельствуют существенно различные траектории «перемещения» палеомагнитных полюсов в интервале от 2,3 до 1,6 млрд. лет, полученные по образцам, отобранным в Южной и Западной частях Африки (рис. 22Б).

Несмотря на то что траектории «блуждания» палеомагнитных полюсов, полученные для различных областей современных континентов (из-за осевой симметрии магнитного поля Земли, а возможно, и других причин), не адекватно соответствуют действительным перемещениям этих областей в составе литосферных плит, все же представляет интерес сравнить между собой линейные скорости «блуждания» палеомагнитных полюсов в докембрии.

Во-первых, обращает на себя внимание тот факт, что для большинства областей средние линейные скорости «блуждания» палеомагнитных полюсов в докембрии были около 1 см/год и редко превышали 2—3 см/год. Следовательно, они оказываются близки к современным «абсолютным» скоростям перемещения тех литосферных плит, в пределах которых участки континентальной литосферы составляют значительную часть общей площади. Во-вторых, во время Гренвильского орогенеза (около 1 млрд. лет назад) Канадский щит перемещался со значительной линейной скоростью, ибо скорость «блуждания» палеомагнитного полюса в это время достигла максимального для докембрия Канады значения — 3 см/год. В-третьих, имеющиеся

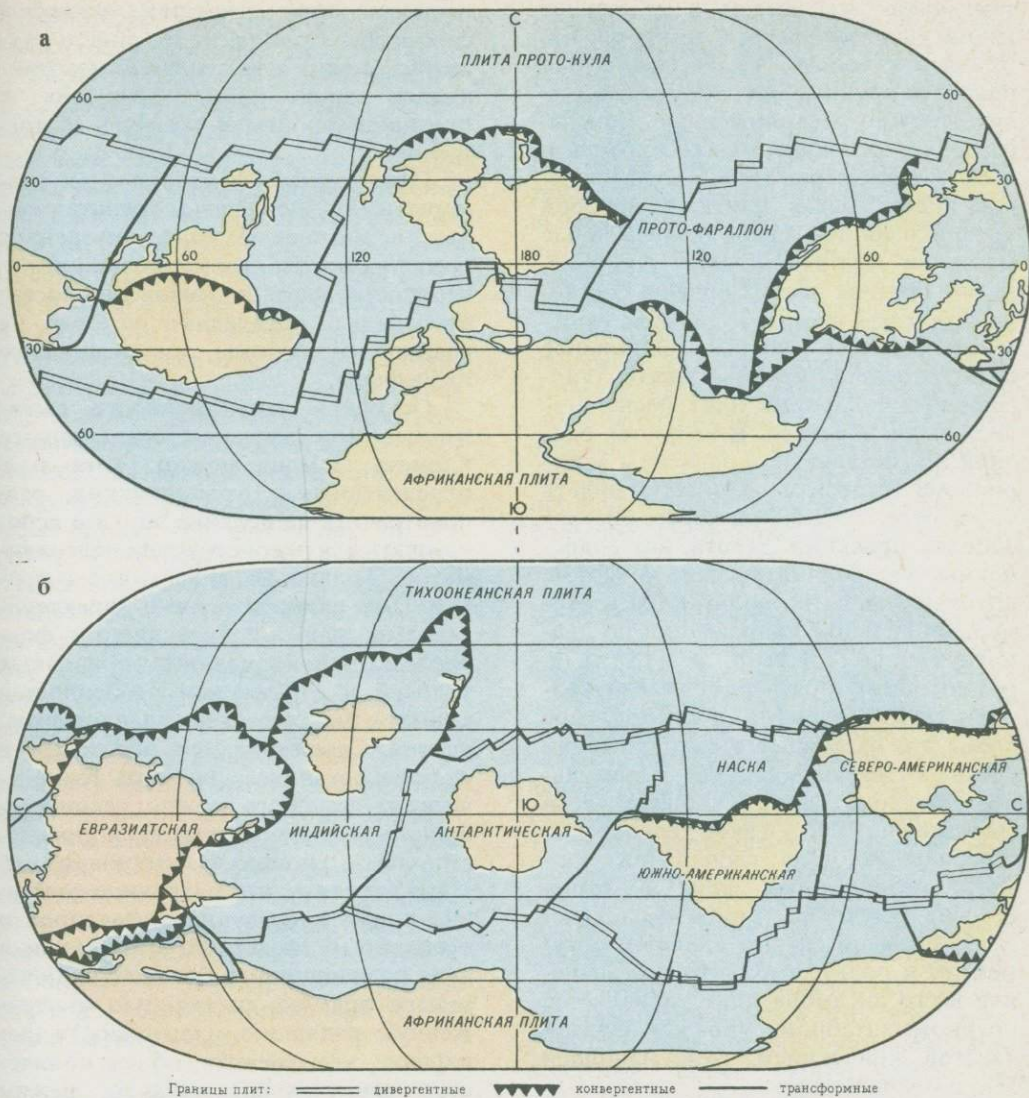


Рис. 23

Положение главных литосферных плит в кембрийский период (а) и в современную эпоху (б) (Kanasevich et al., 1978)

данные свидетельствуют о том, что наименьшая линейная скорость «блуждания» всех палеомагнитных полюсов имела место в интервале от 1,65 до 1,85 млрд. лет назад.

За последнее десятилетие было опубликовано несколько глобальных моделей конечной кинематики литосферных плит, первоначально для мезозоя и кайнозоя, а затем для всего фанерозоя (Зоненшайн, Городницкий, 1977; Kanasevich et al., 1978; Morel, Irving, 1978). В качестве палеомагнитной основы при построении этой моде-

ли была использована единая мировая сводка данных (Mc Elhinny, 1973) с некоторыми дополнениями и изменениями в каждой модели. Поэтому вполне закономерно, что в имеющихся моделях пространственные расположения материков и океанов для каждого фиксированного времени в общем достаточно близки, хотя в отдельных фрагментах модели различаются между собой.

Важным результатом кинематической модели Е. Канасевича является закономерное расположение главных литосферных плит в кембрийское время, около 550 млн. лет назад (рис. 23). Принципиальные черты пространственной мозаики литосферных плит в кембрии во многом близки

тем, какие мы имеем в настоящее время. Действительно, в то время, так же как и сейчас, имели место две наиболее крупные, почти круглые, антиподально расположенные плиты: северная, состоящая только из океанической литосферы, Прото-Кула и южная Африканская плита, в которой материковая литосфера (современные материки Африка, Южная Америка, юго-восточная часть Евразии, составлявшие тогда единый) занимала существенную часть площади. Остальные пять достаточно крупных квазиэллипсоидных по форме плит располагались вдоль экватора. В их состав входили все остальные фрагменты материковой литосферы. Как легко видеть на глобусе, а также на карте, построенной в проекции Эккерта, все современные квазиэллиптические по форме крупные плиты располагаются в субмеридиональном направлении по диаметру вдоль 75° з. д. и 115° в. д. (по которому и развернут псевдоэкватор). Иными словами, в кембрийское время и в настоящее в расположении главных плит наблюдается значительное подобие при повороте всей системы на 90° . Такое совпадение генеральных черт глобальной картины литосферных плит в существенно различные этапы геологического времени служит сильным аргументом в пользу того, что перемещение всего ансамбля плит управляется крупномасштабной, одно- или двухъячейковой конвекцией, охватывающей всю мантию Земли.

Глава IV

ПРИНЦИПЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ДРЕВНЕГО КЛИМАТА ЗЕМЛИ

Климат — один из важнейших природных факторов, под непосредственным влиянием которого протекает преобладающее большинство процессов в пределах соприкосновения земной коры, атмосферы, гидросферы и биосферы. В настоящее время термин «климат» приобрел четкую физико-математическую характеристику как статистический ансамбль состояния атмосферы, гидросферы и суши.

Климат формируется под влиянием различных космических и планетарных факторов. К космическим клима-

тообразующим факторам относятся светимость Солнца, положение и движение Земли в Солнечной системе, наклон земной оси вращения к плоскости орбиты и скорость ее вращения.

Планетарные факторы, т. е. размеры и масса планеты, гравитационные и магнитные поля, внутренние источники тепла, свойства земной поверхности, масса и химический состав атмосферы, определяют условия на границе атмосферы, гидросферы и литосферы.

Основные закономерности, выявленные при изучении современного климата Земли, можно, хотя и с определенными ограничениями, распространить на древние эпохи и использовать для реконструкции палеоклиматов. Только по аналогии с современными климатическими характеристиками, климатообразующими факторами, районированием природных условий и отражением особенностей климата на характере ландшафтов, условиях выветривания, литогенеза и составе органического мира геологического прошлого можно реконструировать древние климаты и проследить их эволюцию в истории Земли. Надо отметить, что различное сочетание климатообразующих факторов и особенно их следствий, отраженных в виде радиационного баланса, включающего прямую, рассеянную и отраженную радиацию, влагооборота (испарение, конденсация, общее количество атмосферных осадков, режим распределения осадков) и ландшафтных обстановок (приморские низменности, разновысокие плато, горные хребты), создают большое разнообразие климатов.

В геологическом прошлом действовал все тот же механизм притока солнечной радиации и ее взаимодействия с системой суша — океан — атмосфера. Часть радиации отражалась, поглощалась или рассеивалась, а другая достигала земной поверхности. При этом уровень радиации зависел от состава атмосферы, главным образом от концентрации углекислого газа, паров воды и количества пыли или аэрозоля. Соотношение прямой, рассеянной, поглощенной и отраженной радиации, так же как и в современной эпоху, тесно было связано с мощностью (толщиной) облачного покрова и

отражающей способностью земной поверхности, или альбедо.

Геологические показатели древнего климата отражают только усредненные характеристики климата исследуемого отрезка времени и территории. Вместе с тем пределы применимости каждой группы геологических индикаторов климата различны, имеют свои определенные границы, которые в свою очередь зависят от скорости эволюции и их приспособляемости к изменяющимся природным условиям. Наиболее консервативными, а значит, наиболее ценными палеоклиматическими индикаторами служат литологические и геохимические признаки. Ввиду того что отдельные виды и даже роды организмов могли приспособляться к медленно изменяющимся природным условиям, необходимо устанавливать и анализировать условия среды обитания крупных биотопов, способных служить критерием при палеоклиматических реконструкциях.

Главным принципом палеоклиматических исследований, способствующих проведению наиболее объективных и близких к реальности реконструкций палеоклиматов, является максимальная комплексность применяемых методов. При этом литологические показатели согласовываются и одновременно уточняются данными геохимии, палеозоологии, палеоботаники и палинологии.

§ 1. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ КЛИМАТА

Климатическая принадлежность некоторых осадочных образований общеизвестна. Соли, гипсы, ангидриты и седиментационные доломиты образовались в условиях жаркого аридного климата, а горючие сланцы и уголь — в гумидном климате. Подробно роль и значение литологических особенностей осадочных пород рассматриваются в работах Л. Б. Рухина (1959), В. М. Сеницына (1967), Н. М. Страхова (1960), М. Шварцбаха (1955) и др. Основные минеральные типы и морфологические особенности кор выветривания могут рассматриваться как единые звенья одного типоморфного ряда, производного главным образом от баланса тепла и влаги. В одном и том же

климате как в современную эпоху, так и в древности формировались коры выветривания только определенного типа.

В тропическом влажном климате благодаря высокой среднегодовой температуре и обильному увлажнению выветривание протекает с наивысшей интенсивностью. Этому способствует высокое содержание в природных водах углекислоты и разнообразных органических кислот. В условиях тропического сухого (аридного) климата дефицит влаги и, как его следствие, сильная разреженность растительного покрова ограничивают развитие процессов химического выветривания. В профиле выветривания сохраняется большое количество минералов, не подвергнутых разложению.

В умеренном климате процессы химического выветривания ослабевают, и оно проявляется сезонно. Довольно часто выветривание останавливается на стадии гидратации.

Проведенные в последние годы детальные палеоклиматические исследования (Синицын, 1965, 1966, 1970; Гольберт и др., 1977; Ясаманов, 1976, 1978) и сравнительный анализ современных и древних эпох корообразования с соответствующими природными условиями позволили установить ландшафтно-климатические условия выветривания. В тропических пустынях (экстрааридный климат) формируются сульфатно-карбонатные и карбонатные коры выветривания; в пределах полупустынь и опустыненных саванн (тропический аридный климат) образуются главным образом силицитные коры, а в саваннах (переменно-влажный тропический климат) наряду с силицитным профилем формируются ферраллитный и сиаллитный. Несмотря на высокую влажность, не только само существование относительно низких среднегодовых температур, но главным образом их сезонные колебания в субтропическом климате приводят к образованию ферритного и ферритно-сиаллитного профилей выветривания.

Реконструкции основных климатообразующих факторов древних эпох и климатические данные современности позволяют выявить наиболее оптимальные параметры, в пределах которых осуществлялось формирование латеритных, аллитных и сиаллитных

кор выветривания. Латеритный процесс протекает в условиях равномерно-влажного тропического климата с годовой суммой атмосферных осадков 1500—3000 мм, со среднегодовыми температурами +22, +26°C (температуры самого жаркого месяца 28—30°, средняя температура наиболее прохладного месяца 18—24°C); суммарная солнечная радиация достигает 120—180 ккал/см² год, индекс сухости — 0,4—0,8, радиационный баланс — 60—80 ккал/см² год. Каолинитовые коры выветривания формируются в значительно более широких диапазонах. Их образование прекращается при следующих параметрах: годовая сумма атмосферных осадков — менее 700 мм, среднегодовая температура — менее 15°C (средняя температура жаркого месяца — около +20°C, а самого прохладного — -5°C), суммарная солнечная радиация составляет менее 100 ккал/см² год, индекс сухости — более 1,5.

Динамичный рельеф в областях активных тектонических движений способствует дезинтеграции пород, и на большой объем терригенных образований до их захоронения не успевают воздействовать процессы химического выветривания. В результате формируются полимиктовые пески, в которых ведущая роль принадлежит неустойчивым компонентам, в том числе таким, как роговые обманки, пироксены и натриево-калиевые полевые шпаты.

На платформах механическая дезинтеграция уступает ведущее место химическому выветриванию с одновременным возрастанием дальности транспортировки терригенного материала, миграции растворенных веществ, степени отсортированности, а также многочисленному переотложению материала до окончательного захоронения. В условиях жаркого и влажного климата неустойчивые минералы разрушаются и формируются олигомиктовые осадки (в них содержание полевых шпатов не превышает 25%), а позднее и мономиктовые. Обычно с мономиктовыми (кварцевыми) песками ассоциируются породы, своим образованием обязанные глубокому химическому выветриванию. К ним относятся каолиновые и бокситовые глины, накопления свободного крем-

незема, высокожелезистые образования (лептохлорит, шамозит, глаукоцит) и фосфориты. Однако известны довольно многочисленные примеры, когда олигомиктовые и даже мономиктовые песчаные толщи сформировались в условиях умеренного климата в результате размыва более древних толщ олигомиктового состава.

На платформах с их равнинным рельефом в условиях аридного климата минеральный состав песков такой же, как и в областях с контрастным рельефом. В терригенных осадках сохраняется большое число неустойчивых к выветриванию минералов и накапливаются образования полимиктового типа.

Большое значение при палеогеографических исследованиях имеют коэффициенты мономинеральности и выветрелости, предложенные В. П. Казариновым (1958), и коэффициент устойчивости (палеогеографический коэффициент), предложенный А. Н. Сиговым (1956). Коэффициент мономинеральности служит числовой характеристикой зрелости терригенных осадков и отражает их минеральный состав. Он является частным от деления количества устойчивых при выветривании порообразующих компонентов (кварц, кремнезем) на количество неустойчивых (полевые шпаты, обломки алюмосиликатов). Породы с высокими коэффициентами мономинеральности отражают существование низменного рельефа и широкое развитие процессов глубокого химического выветривания.

Образование глин тесно связано с химическим выветриванием, для которого необходимы высокие температуры, обильное увлажнение и энергичное поступление в почвенные растворы углекислого газа и органических кислот. Поэтому глинообразование в наибольших масштабах проявляется в тропическом влажном и муссонном климатах и постепенно угасает в аридном и умеренном. Накопление глинистых минералов осуществляется под воздействием различных природных факторов, и среди них ведущая роль принадлежит климату. В зависимости от термических условий в гумидных областях встречается различная ассоциация глинистых минералов. В умеренном климате образуются бейделлит, гидрослюды и

монтмориллонит, а в тропическом — каолинит и галлуазит. В аридной области накапливаются гидрослюды, монтмориллонит, палыгорскит и сепиолит, но их соотношение изменяется в зависимости от ландшафтных обстановок. Хотя в континентальных седиментационных бассейнах аридной области глинистые толщи накапливаются в ограниченных масштабах, они состоят главным образом из палыгорскита и гидрослюды. В лагунах формируются глины, сложенные из палыгорскита, монтмориллонита и гидрослюды, а в морских условиях преобладает гидрослюдисто-монтмориллонитовая ассоциация.

Недостаточность тепла и слабая плотность почвенных и поверхностных вод в холодном климате служат препятствием для образования глинистых минералов. Исходные породы не разлагаются, а дезинтегрируются. Поэтому глинистые продукты в этом типе климата почти не образуются.

В современных условиях обнаруживается определенная закономерность в распределении глинистых минералов, обусловленная климатическим влиянием. По данным М. И. Ратеева и др. (1965) и А. П. Лисицына (1974, 1978), максимальные концентрации каолинита приурочены к экваториальному и тропическому поясам. В умеренных широтах главенствующая роль принадлежит иллиту.

Угли и горючие сланцы являются концентраторами углерода растительного происхождения и различаются между собой палеогеографическими условиями образования. Горючие сланцы формируются в мелководных морях и крупных озерных водоемах, расположенных в жарком аридном климате. Высокий термический режим и значительное солнечное освещение способствовали развитию фитопланктона и фитобентоса.

Основные ландшафтные и геохронологические закономерности угленакопления определяются климатом. От него зависят состав и мощность растительного покрова, фациальные условия угленакопления и степень окаменения растительных остатков. В экваториальном влажном климате, несмотря на огромный объем растительной массы, происходит быстрое и полное разложение растительных осадков. Угленакопление осуществляется глав-

ным образом в пределах заболоченных приморских низменностей. В значительно больших масштабах происходит формирование угленосных толщ во влажном тропическом и влажном умеренном климатических поясах.

Климат находит свое отражение и в петрографическом составе углей. Угли класса гелитолитов, для которых свойственна высокая степень остывания растительных тканей и сильная разложимость органического материала, образовались в равномерно-влажном климате, угли класса фюзенолитов, у которых сохраняются структуры растительных тканей, накопились в периодически подсыхающих болотах в обстановке переменновлажного климата.

Исследования последних лет (Акаемов и др., 1975; Теняков, 1979; Ясаманов, 1978) убедительно доказали, что для образования латеритных покровов наиболее благоприятны природные условия, присущие равномерно-влажному экваториальному или экстратропическому климатам. Смена режима выпадения осадков сперва приводит к появлению на поверхности покровов инфильтрационного горизонта, или кирасы, различной мощности. Условия переменновлажного тропического климата с одним или несколькими сухими сезонами общей продолжительностью 2—3 месяца способствуют деградации лесной растительности. В этих условиях происходит смена ландшафта влажных лесов парковыми и высокотравными саваннами и развиваются процессы эрозии. Осадочно-латеритные бокситы формировались в более широком климатическом диапазоне, чем латеритные. Они образовались главным образом в тропическом климате со среднегодовыми температурами более 20° С в условиях переменной влажности с одним или несколькими сухими сезонами продолжительностью не более 2—3 месяцев. Осадочные бокситы накапливались в овражно-балочных системах, в поймах рек и в мелководной части крупных озерных водоемов. Процессы аккумуляции бокситового материала осуществлялись в самых различных климатических условиях со среднегодовыми температурами более 15° С.

Мобилизация фосфора в континен-

тальных условиях происходит в условиях теплого влажного климата. Наиболее широко соединения фосфора распространены в областях развития мономиктовых и олигомиктовых формаций.

Фосфоритообразование морского генезиса приурочено к границам гумидной и экстрааридной областей и постепенно угасает в зоне равномерно-влажного и экстрааридного климата. Вместе с тем фосфоритоносность гумидных и аридных областей существенно различна. Для аридного типа фосфоритов характерны высокое содержание P_2O_5 , хемогенный генезис, пластовый тип залежей и преобладание оолитовых и зернистых разновидностей. Они ассоциируются с высокомагнезиальными известняками и доломитами. В областях перемменно-влажного теплого климата распространены желваковые залежи фосфоритов с невысоким содержанием P_2O_5 .

Повышенное содержание железа в земной коре — одна из основных причин его значительной роли в аутигенном минералообразовании. В окислительных условиях (области аридного и перемменно-влажного климата) преобладает трехвалентное железо, а в восстановительных (равномерно-влажный климат) — ведущая роль принадлежит двухвалентному. Следовательно, отношение Fe^{+3} к Fe^{+2} в аутигенной части осадка может быть использовано в качестве индикатора климата (Синицын, 1967). Присутствие глауконита в осадках указывает на существование теплого климата, так как глауконит в осадках современных морей распространяется до районов со среднегодовыми температурами $12^\circ C$ (изотермы самого холодного месяца $0^\circ C$).

Согласно В. М. Синицыну (1967), показателем зонального типа климата служит объем аутигенных образований в составе осадочной толщи. Максимального развития процессы мобилизации, миграции и аккумуляции аутигенных образований железа достигают в зоне накопления олигомиктовой формации, т. е. в условиях жаркого и достаточно влажного климата. В областях прохладного гумидного климата и тропического аридного климата, т. е. в областях развития осадков мезомиктовой и полимик-

товой формаций, масштаб аутигенного минералообразования сокращается и полностью угасает в экстрааридном и умеренно-холодном климатах.

Достаточно важные климатические индикаторы — известняки, доломиты, соли, гипсы и ангидриты. Как органогенные, так и хемогенные известняки являются осадками теплого климата. Высокие концентрации карбоната кальция приурочены к низким широтам и отсутствуют в высоких широтах (Страхов, 1960; Лисицын, 1974). Это связано с тем, что теплые воды содержат мало углекислого газа, способствующего растворению извести. При высоких среднегодовых температурах вода быстро достигает насыщения карбонатом кальция, который и выпадает в осадок.

Известковые отложения могут рассматриваться как зональные осадки тропиков и субтропиков, особенно областей мелководья. Интенсивное карбонатакопление происходит на двух уровнях: на глубинах до 200 м и на глубинах около 3000 м. Согласно А. П. Лисицыну (1974), в верхней ступени карбонатакопления преобладает биогенный процесс и только в средних зонах характерно наряду с биогенным химико-биологическое и даже химическое карбонатакопление. В нижней батиметрической зоне господствует кальцит, а в верхней наряду с кальцитом встречаются арагонитовые образования.

Кроме температуры существенное влияние на развитие процесса карбонатакопления оказывают степень испарения, интенсивность освещения и размер континентального стока. Сильное испарение повышает соленость морских вод, а освещенность влияет на активность планктонных и мелководных бентосных организмов, способствующих осаждению карбоната кальция. Обильный континентальный сток ослабляет процесс карбонатоосаждения. Поэтому в жарких аридных областях накопление извести происходит интенсивнее, чем в умеренных гумидных.

Доломиты являются осадками областей теплого аридного климата. В палеозое процесс образования доломитов локализован в прибрежном мелководье, а в мезозое и кайнозое — в лагунах аридных областей. Растворимость доломита в природных водах

выше растворимости кальцита, поэтому доломит выпадает в осадок после кальцита при возрастающей минерализации воды и высоком щелочном резерве.

Определенное значение при палеоклиматических реконструкциях играет величина отношения кальция к магнию в карбонатных процессах. Хотя эта величина не дает конкретной цифры температуры воды, но тем не менее ее можно использовать как качественный показатель термического режима. По данным Р. Фэйрбриджа (Fairbridge, 1963), в районе Багамских островов концентрация магния возрастает в сторону прибрежного мелководья, а в направлении открытого моря, где температура ниже, высокомагнезиальный кальцит заменяется низкомагнезиальным. Наивысшие концентрации Mg в карбонатных породах, в частности в органических известняках, наблюдаются в экваториальных и тропических широтах и уменьшаются к полюсам.

Палеогеографические условия соленакпления в течение фанерозоя постепенно изменялись. В палеозое формирование соленосных отложений осуществлялось в обширных морях, возможно имевших значительные глубины (Яншин, 1977). В мезозое процесс седиментации каменных и калийных солей сместился в мелководные лагуны. В кайнозое процесс соленакпления в значительной степени сосредоточен в континентальных условиях.

Климатические условия соленакпления и образования сульфатных отложений в фанерозое существенно не изменились. Их формированию благоприятствовал жаркий аридный климат с резким преобладанием испарения над увлажнением.

Современные солеродные бассейны Северной Америки, по Р. Грину, располагаются в областях, где испарение в 3 раза превышает увлажнение, а среднегодовая температура равна 19—20° С.

Исследования Н. М. Страхова (1960) и А. П. Лисицына (1974, 1978) показали, что кремнезем в морской воде находится в стадии недосыщения и в современных морях и океанах происходит его биогенное осаждение. В высоких широтах оно в основном осуществляется диатомеями, а в низ-

ких — радиоляриями. Один из основных источников кремнезема — коры выветривания. Образование хемогенных кремнистых осадков, синхронных корам выветривания, происходит в областях влажного тропического и субтропического климата, а биогенных — в районах с умеренными температурами.

§ 2. ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ЗОНАЛЬНОГО ТИПА КЛИМАТА

Несмотря на то что отдельные типы осадочных пород служат достаточно надежными индикаторами климата, во избежание ошибок и субъективизма при палеоклиматических реконструкциях совместно с ними используются литогенетические формации (Синицын, 1967). Литогенетические формации различаются между собой по характеру и интенсивности воздействия климата на процессы осадконакопления, по степени переработки пород субстрата, степени дифференциации продуктов выветривания в процессе переноса и аккумуляции, по продуктам и масштабу аутигенного минералообразования.

В аридной области, несмотря на высокую миграционную способность, накапливаются сульфиды и хлориды, широким распространением пользуются терригенные образования различной размерности с высоким содержанием неустойчивых в зоне выветривания минералов. Этой области свойствен специфический набор фаций. В континентальных условиях формируются как элювиальные и делювиальные, так и пролювиальные грубообломочные отложения. Редко встречаются пойменные, старичные и русловые фации. Морские бассейны, особенно мелководные заливы и континентальные водоемы, характеризуются повышенной соленостью или сильно насыщены карбонатом кальция. В первом случае происходит формирование эвалпоритов (каменная и калийная соль, гипс, ангидрит), а во втором — известково-доломитовых осадков. Аридной области свойствен специфический набор литогенетических формаций. Для тропического и субтропического аридного климатов наиболее характерны континентальная карбонатная и гипсоносная крас-

ноцветная, эвапоритовая, карбонатно-сульфатная и экстракарбонатная формации.

Континентальная красноцветная (карбонатная и гипсоносная) формация состоит из терригенного полимиктового материала различной размерности, плохой окатанности и сортировки. Преобладают обломки пород и минералов неустойчивых к выветриванию, а цвет обусловлен присутствием большого количества окислов железа.

Карбонатно-сульфатная и эвапоритовая формации представляют собой мелководно-морские аналоги красноцветной континентальной.

В открытых морских бассейнах тропической и субтропической зоны формировались осадки экстракарбонатной формации. Характерная черта данной формации — высокая концентрация карбонатного вещества. Преобладают хемогенные известняки и доломитово-известковые осадки. Довольно часто встречаются органогенные и органогенно-обломочные известняки (коралловые, мшанковые, водорослевые, брахиоподовые, фораминиферовые), пользующиеся широким распространением в тропическом поясе.

В умеренно теплой зоне аридного климата на континентах распространена красноцветная гипсоносная формация, которая, обладая всеми специфическими чертами красноцветной формации тропической и субтропической зоны, отличается от нее меньшим количеством карбонатов и преобладанием гипса. В этой же зоне распространены карбонатные сероцветы. Их отличительная черта — отсутствие окислов и соединений железа как следствие низкой среднегодовой температуры и высокой сухости.

В областях гумидного седиментогенеза в результате большого поверхностного стока происходит перемещение продуктов выветривания. Обилие влаги увеличивает гидратацию и выщелачивание, благоприятствует развитию мощного растительного покрова, что в свою очередь приводит к возрастанию количества углекислого газа и гуминовых кислот в почвенных водах. Кислая среда не только интенсифицирует процессы выветривания, но и способствует глинообразованию и накоплению восстановительных соединений.

В равномерно-влажном климате широким распространением пользуются сероцветные угленосные формации. Терригенная часть представлена полимиктовыми разномерными, в основном средне- и мелкозернистыми, песками, а глины имеют гидрослюдистый, монтмориллонитовый, каолиновый или смешанный состав.

Значительным распространением пользуются терригенно-олигомиктовая, мономиктовая и глинистая формации. Терригенно-олигомиктовая формация состоит из песков, обогащенных устойчивыми к выветриванию минералами, и глин каолинитового и каолинит-гидрослюдистого состава. Много аутигенных минералов железа, таких, как глауконит, сидерит, шамозит и лептохлорит. Мономиктовые формации состоят главным образом из кварцевых песков с каолинитовым цементом. Глинистые формации представлены каолинитовыми и бокситовыми глинами, но сравнительно редко встречаются каолинит-гидрослюдистые или каолинит-монтмориллонитовые разности.

Довольно характерны для областей высокого увлажнения кремнистые формации. В их состав входят кварцевые пески, опоки, опоквидные глины, кремнистые глины, трепел, а также диатомиты и спонголиты. В областях тропического и субтропического климата распространены хемогенные кремнистые образования, а умеренного климата — главным образом биогенные. В равномерно-влажном климате формируются разномерные каустобиолитные формации. В условиях высоких среднегодовых температур накапливаются отложения, входящие в состав экстракарбонатной формации. Это различные органогенные высокомагнезиальные известняки (мшанковые, коралловые, фораминиферовые, брахиоподовые, рудистовые, устричные и т. д.) с телами органогенных построек и оолитовые известняки. В условиях более умеренных температур карбонатность уменьшается и сокращается роль органогенных построек.

Переменно-влажный климат сочетает черты как аридного, так и равномерно-влажного климата. Его особенностью является периодическая (сезонная) смена увлажненности. В сухие сезоны мигрируют только суль-

фаты и хлориды. В период увлажнения в результате увеличения поверхностного и грунтового стока усиливаются выщелачивание и гидратация.

Своеобразие климатических условий нашло свое отражение в составе литогенетических формаций. Для перемменно-влажной области характерны слабокарбонатная и бескарбонатная континентальная красноцветная, пестроцветная глинистая, глинистая гипсоносная и целый ряд морских формаций. Среди морских формаций развиты глинисто-карбонатная, слабокарбонатная, экстракарбонатная, глинистая, слабоугленосная, олигомиктовая и мономиктовая терригенные.

Слабокарбонатная и бескарбонатная красноцветная континентальная формация характерна для тропического и субтропического климата и тесно связана с продуктами выветривания. При размыве кор выветривания формируются кварцевые пески, железистые каолинитовые и бокситовые глины.

Экстракарбонатная формация отличается от равномерно-влажного аналога присутствием известково-доломитовых осадков и меньшим количеством хемогенных известняков. Вместе с тем в строении формации ведущую роль продолжают играть разнообразные органогенные, органогенно-обломочные и детритовые известняки.

Олигомиктовая формация характерна для тропической и субтропической зоны. В ее состав входят каолинит-монтмориллонитовые глины и пески, состоящие главным образом из кварца. Много аутигенных образований железа в виде сидерита и гидрогетита, кремнистых, известковистых и фосфоритовых конкреций. Иногда фосфориты образуют отдельные пласты. Олигомиктовые формации в зависимости от состава подразделяются на кварцево-глауконитовую и железисто-кремнистую субформации — морские эквиваленты слабокарбонатной и бескарбонатной красноцветной и аналоги слабокарбонатной формации. В пространственном отношении они располагаются между континентальной красноцветной и морской слабокарбонатной формациями. Кроме продуктов размыва кор выветривания исходным материалом для образова-

ния олигомиктовых формаций служили продукты размыва других континентальных формаций.

В умеренно теплой зоне распространены слабоугленосная и пестроцветная глинистая формации. Слабоугленосная слагается кварцевыми песками, монтмориллонитовыми и гидрослюдистыми глинами с подчиненными прослоями лигнитов, углистых и лигнитовых глин. Пестроцветная глинистая формация — климатический эквивалент бескарбонатной красноцветной. Среди морских формаций широким распространением пользуются разнообразные глинистые, терригенные (олигомиктовая и полимиктовая), глинисто-карбонатные и слабокарбонатные формации.

В областях холодного климата существенно снижается эффективность экзогенных процессов и изменяется обстановка осадконакопления. Широко распространены моренные и флювиогляциальные отложения, а в случае примыкания ледникового покрова к морским бассейнам — специфические ледово-морские отложения. Последние представляют собой смесь тонких терригенных осадков (илы, алевроиты) с морской фауной и беспорядочными включениями валунов, галек и щебня различной размерности.

Тиллиты характеризуются пестротой петрографического и гранулометрического состава. Крупные обломки часто отполированы и несут следы штриховок. Субстрат довольно хорошо выглажен двигавшимся ледником и сохраняет черты ледникового рельефа. На поверхности ледниковых отложений часто сохраняются гляциодислокации, различные мерзлотные клинья и следы воздействия солифлюкционных процессов.

§ 3. ЗНАЧЕНИЕ РАСТИТЕЛЬНЫХ ОСТАТКОВ, ПАЛИНОКОМПЛЕКСОВ И ОСТАТКОВ ФАУНЫ ПРИ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Основой для произрастания растений служат тепло, солнечный свет и количество атмосферных осадков. Одновременность воздействия этих компонентов климата, но при различных сочетаниях создает разнообразные условия и тем самым способствует дифференциации растительности как

в географическом плане, так и в их морфоанатомическом строении. В основе географического распределения растительности лежат как термическая широтная и вертикальная зональности, так и зональность, обусловленная различным количеством атмосферных осадков.

Распределение растительности в определенные интервалы времени в каждом районе — функция региональных факторов и, следовательно, позволяет на основании их состава и распространения воссоздать физико-географические условия. Несмотря на то что растительные остатки несут значительную информацию о древних климатах, существенным недостатком является их способность приспосабливаться к изменяющимся природным условиям.

По отношению к температурному режиму среди растений различаются сообщества: 1) тропические, 2) субтропические, 3) умеренные, 4) умеренно холодные и 5) космополитические, а по отношению к влажности — водные, гидрофильные, мезофильные и ксерофильные. Экологические условия произрастания растительности кайнозоя и второй половины мезозоя устанавливаются по аналогии с современными.

Большое значение для определения ландшафтно-климатических условий наряду с изучением остатков растительности играет анализ спорово-пыльцевых комплексов. Основное внимание при этом уделяется спорово-пыльцевым комплексам из континентальных отложений, так как в прибрежно-морских образованиях происходит многократный перемыв и смешивание спор и пыльцы разных ландшафтов и климатических зон.

Для оценки состава растительного покрова необходимо принимать во внимание весь качественный спектр палинокомплекса и находки отпечатков растений, а затем проводить их группировку по ландшафтной принадлежности с учетом палеогеографии региона и фациального состава вмещающих толщ. При этом надо оперировать не отдельно взятыми формами, а целыми сообществами (ассоциациями). Для установления качественного состава растительного покрова в первую очередь выделяются растения зон обильного увлажнения (приморских

низменностей и внутриматериковых равнин) и плановых поверхностей. После такой группировки подсчитываются коэффициенты термофильности и ксерофильности, учитывающие присутствие даже единичных форм. Эти данные позволяют выделить растительные сообщества влажных (экваториальных, тропических, субтропических), умеренно теплых и умеренных лесов, редколесий, саванн, степей и полупустынь.

Влияние климата на органический мир морей и океанов осуществляется через температурный режим, и его испытывают не только планктонные, но и бентосные формы морского мелководья. Качественная характеристика древнего климата часто основывается на распространенности стенотермной фауны, в частности по ареалу таких типично тропических организмов, как колониальные кораллы, нуммулиты, орбитолины, орбитоиды, или по развитию холоднолюбивых организмов с тонкой карбонатной или кремневой раковиной.

Оптимальным условием существования морских беспозвоночных кроме нормальной солености вод является высокое значение среднегодовых температур. В нормально-соленых водах тропических морей фауна достигает наибольшего разнообразия и богатства. Как в опресненных морях, так и в прохладных областях органический мир однообразен и беден в видовом и родовом отношении.

Континентальный тип климата по сравнению с морским обладает большей динамичностью и значительными колебаниями термического режима и влажности, поэтому наземная фауна (особенно позвоночные) играют роль важного палеоклиматического индикатора. Примитивные позвоночные в своем большинстве являлись стенобиотными формами, но с течением времени появились более прогрессивные эврибиотные организмы. Последние могли существовать в довольно широких диапазонах физико-географических условий. Наиболее высокоорганизованные позвоночные приобретают определенные защитные биологические функции (теплокровность, волосяной покров) или возможность дальних перемещений в районы с благоприятными условиями для жизнедеятельности.

Распространение современных позвоночных отражает в общем виде распределение тепла и влаги по земной поверхности. Поэтому современное зоогеографическое районирование суши совпадает с климатическим. Несомненно, что подобное соотношение существовало в геологическом прошлом. Надо отметить, что на географическое распространение позвоночных кроме климата сильное воздействие оказывает рельеф. Для снятия фона рельефа и правильного определения климата необходимо оперировать животным миром равнинных областей. При этом руководствуются не отдельно взятыми видами или родами позвоночных, а их сообществами, составляющими определенный биоценоз.

Данные биогеографии (фитогеографии суши, зоогеографии морей и суши) свидетельствуют о том, что каждому термическому поясу соответствуют определенные флористико-фаунистические области, провинции, районы. Следовательно, палеобиогеографические исследования наряду с определением ареалов и этапности развития органического мира способствуют восстановлению климатических условий.

Однако при палеоклиматических реконструкциях надо учитывать, что идеализированная картина размещения климатических поясов от экватора к полюсам довольно часто нарушается крупными морскими (океаническими) течениями, создающими определенные аномалии в размещении морских и наземных организмов.

§ 4. ПАЛЕОТЕРМОМЕТРИЯ

Для оценки термического режима В. М. Сеницын (1967) широко использовал коррелятные ряды литогенетических формаций, растительных и фаунистических комплексов. Для климатов кайнозоя им были построены карты изотерм самого холодного и наиболее жаркого времени года. При определении температур холодных сезонов привлекались группы животных и растений, имеющих так называемые критические температуры, ниже которых они существовать не могли. Что же касается температур наиболее теплых сезонов, то они не могут быть установлены на основании

анализа состава органического мира и литогенетических формаций.

Реально существующие ныне максимальные температуры на земной поверхности (35—45° С) не мешают распространению многих групп теплолюбивых организмов. Именно в этом заключается трудность при реконструкции изотерм теплого сезона. Поэтому В. М. Сеницын при оценке средних температур принимал показатель соответствующей современной природной зоны и вносил поправку на континентальность.

Важное значение при палеоклиматических реконструкциях имеют методы определения абсолютных значений температур поверхностных и приповерхностных вод морских и пресноводных бассейнов. Абсолютные температуры не только позволяют корректировать качественные термические условия, установленные по составу пород — индикаторов климата, литогенетических формаций, ареалам stenothermной фауны морских беспозвоночных и наземных позвоночных, по особенностям растительного покрова, но и позволяют определить температурные условия тех участков, по которым отсутствуют палеоклиматические индикаторы, способствуя количественной оценке одного из важнейших показателей климата.

В настоящее время существуют два независимых метода определения палеотемператур морских вод — изотопный и магнетиальный. Обоснование и развитие метода изотопной палеотермометрии связаны с фундаментальными исследованиями Г. Юри, Р. Боуэна, Г. Лоуэнстама, С. Эпштейна, Ц. Эмилиани, а в Советском Союзе — Р. В. Тейс и Д. П. Найдина. Концентрация изотопов кислорода в природных водах зависит от температуры. Установлено равновесное распределение тяжелого и легкого изотопов кислорода в воде и органических карбонатах. Следовательно, при сохранении первичного изотопного состава кислорода в раковинах и скелетах ископаемых организмов можно определить древние температуры.

Широкое применение метода изотопной палеотермометрии сдерживается неравновесным накоплением изотопов кислорода в раковинах некоторых организмов и водной среде, зави-

симостью концентрации изотопов кислорода от водного фона (солености воды), нарушением первичного изотопного состава кислорода в ходе диагенетических преобразований скелетных карбонатов (загрязнение, вторичный обмен, перекристаллизация, полиморфизм карбоната кальция и т. д.). Многочисленные экспериментальные данные однозначно свидетельствуют о невозможности использования для палеотемпературных определений скелетов организмов, дышавших кислородом воздуха. Мало перспективны скелеты организмов, обитавших в приливно-отливной зоне моря, скелеты известковых водорослей и кораллов, которые в процессе жизнедеятельности могли соприкасаться с воздухом, а также организмы, имевшие пористый скелет (морские ежи, некоторые виды гастропод). Панцири морских ежей и раковины гастропод в силу своей пористости наиболее подвержены не только обменным реакциям, протекающим в иловых водах, но и сильным диагенетическим преобразованиям.

Для палеотемпературных определений изотопным методом обычно используются скелеты фораминифер, брахиопод, двустворчатых моллюсков и особенно рostrы белемнитов, т. е. организмов, обитавших в нормально-соленых морских бассейнах и имевших первичный кальцитовый состав органогенных карбонатов.

Метод магнезиальной палеотермометрии основан на изменении концентрации магния и величины отношения кальция к магнию в морской воде и в раковинах организмов в зависимости от географической широты и глубины. В основе этих изменений лежит температурный фактор. На возможность определения температур по концентрации магния впервые указали К. Чейв и Ч. Чилингар. Между величиной отношения кальция к магнию в раковинах и температурой среды обитания существует обратная (гиперболическая) зависимость. Ч. Чилингар показал, что в некоторых случаях даже различия в $0,5^{\circ}\text{C}$ сказываются на величине этого отношения. Экспериментально было доказано, что величина отношения кальция к магнию в искусственно осажденных карбонатах кальция также обратно пропорциональна температуре.

Т. С. Берлин и А. В. Хабаков (1966, 1968, 1970) разработали и широко применили химико-аналитический метод оценки температур по магнезиальности рostrов белемнитов. Определение основных компонентов, т. е. кальция и магния, они осуществляют методом тетрирования с трилоном Б, так как порядок концентрации этих элементов в органогенных карбонатах допускает применение химических методов анализа. В то же время многие зарубежные исследователи предпочитают определять концентрацию магния рентгенометрически.

Исследования последних лет обнаружили изменение концентрации магния и, следовательно, величины отношения кальция к магнию в зависимости от таксономической принадлежности организмов. Таким образом, для правильного и точного определения температур среды обитания необходимо создание палеотемпературных шкал не только для разных групп организмов, но и для отрядов, а возможно, и более низких таксономических единиц.

На большом фактическом материале исходя из распределения магния и изменения соотношения кальция к магнию в кальцитовых скелетах современных организмов в зависимости от температурных условий были разработаны палеотемпературные шкалы для различных организмов (Славин, Ясаманов, 1982). 1°C соответствуют 15 индексам магнезиальности раковин брахиопод и рostrов белемнитов, 7 индексам скелетов мшанок, 1 индекс магнезиальности скелетов кораллов, 15—20 индексам магнезиальности кальцитовых раковин двустворчатых моллюсков и т. д.

Ввиду того что в раковинах, сложенных первичным кальцитом, по сравнению с арагонитовыми структурами лучше сохраняются прижизненные концентрации магния, эквивалентные температурам, то можно полагать, что формы с кальцитовой раковиной наиболее пригодны для магнезиальной палеотермометрии. Долгое время считалось, что соленость вод ограничивает применение магнезиальной палеотермометрии. Поэтому для снятия «фона» солености при палеотемпературных исследованиях привлекались только стеногалинные

организмы (белемниты, брахиоподы, кораллы, рудисты, крупные фораминиферы). Изучение распределения магния в раковинах современных организмов показало, что изменение солености в пределах 28—38% практически не сказывается на величине отношения кальция к магнию.

Величина концентрации стронция в раковинах морских беспозвоночных, возможно, мало зависит от температуры среды обитания. В то же время в раковинах пресноводных двустворчатых моллюсков арагонитового состава отношения кальция к стронцию имеют палеотемпературную значимость (Ясаманов, 1977). Определенные кальций-стронциевых отношений, проведенное по раковинам современной пресноводной макрофауны, и сравнение этих величин со среднегодовыми температурами соответствующих мест обитания в реках и озерах от субарктического до тропического пояса позволили предварительно оценить пределы колебания этих отношений в зависимости от температурного режима. Величина отношения кальция к стронцию менее 100 свойственна тропическому, а более 500 — умеренно холодному климату.

Таким образом, палеоклиматическими значениями обладают не только отдельные типы осадочных горных пород и минералов, но и литогенетические формации, отдельные виды, роды и ассоциации растительного и животного мира. Одни исследователи считают, что основными показателями древнего климата являются только литологические данные, а другие наиболее важное значение придают ископаемым остаткам фауны и флоры.

Несмотря на то что животный и растительный мир довольно чутко реагирует на климатические изменения, палеоклиматические реконструкции, основанные только на данных по распространению, экологическим особенностям и морфоанатомическому строению организмов, могут привести к существенным искажениям, так как различные группы организмов по-

разному реагируют на эти изменения. Главное несоответствие заключается в том, что совместно бываю захоронены остатки организмов различных ландшафтов и климатических зон и в процессе исследований необходимо выделять организмы определенных ландшафтов. Поэтому палеоклиматические исследования требуют применения комплексной методики. При комплексном подходе палеоклиматические результаты, полученные на основании интерпретации литологических данных, согласовываются, контролируются и корректируются данными палеозоологии, палеоботаники, палинологии и палеотермометрии.

В результате комплексного использования фактических данных сильно сокращается степень неправильной, субъективной трактовки древнего климата и появляется возможность оценки климата прошлого не только с качественной, но и с количественной стороны. В этом отношении большое значение имеют палеотермометрические исследования, позволяющие определить среднегодовые и средне-летние температуры среды обитания планктонных и бентосных организмов, а также коэффициенты термофильности и ксерофильности, определяемые по спорово-пыльцевым комплексам.

Отдельные группы геологических показателей климата имеют различные достоинства. Они различаются по характеру отраженности климатических условий и историческому диапазону применения. Последний определяется скоростью эволюции. Если одна группа индикаторов климата эволюционировала довольно медленно, то климаты, установленные по их современным аналогам, могут быть распространены на более отдаленные геологические эпохи. В этом отношении наиболее консервативны литологические данные. Их слабая климатическая эволюция дает возможность использовать в качестве основных палеоклиматические индикаторы для всего неогена.

Современное положение материков: палеоклиматическая зональность

Глава V

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОВРЕМЕННОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ПЛАНЕТЫ

§ 1. КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Климат современной эпохи установлен на основании статистической обработки инструментальных метеорологических наблюдений, проводимых системой мировых климатических станций. При характеристике климата основное внимание уделяется трем главным метеорологическим элементам: температуре воздуха у земной поверхности, годовой сумме атмосферных осадков и характеру распределения атмосферных осадков в течение года.

Неравномерность распределения солнечного тепла на земной поверхности вследствие шарообразности Земли и вращения ее вокруг своей оси формирует климатические пояса. Каждый климатический пояс характеризуется не только определенным набором метеорологических элементов, но и своеобразием и определенной направленностью природных процессов (почвообразовательных, процессов денудации, биогеографических). Поэтому соответствие природных зон климатическим поясам настолько очевидно, что даже допускается их отождествление.

В современную эпоху выделяют 13 климатических (географических) поясов, расположенных симметрично: один экваториальный, два субэкваториальных (в северном и южном полушариях), два тропических, два умеренных, два субполярных и два полярных (арктический и антарктический).

Широтные климатические пояса

суши неоднородны. Эта неоднородность определяется положением их частей в приокеанических или континентальных районах. Приокеанические районы увлажнены сильнее, чем континентальные. На этом основании внутри поясов выделяются секторы влажного (приокеанического) и засушливого (континентального) климата.

Секторы выделяются на основании радиационного индекса сухости (Будыко, 1955), рассчитанного по величине отношения радиационного баланса к приходу тепла от конденсации в атмосфере. А. А. Григорьев и М. И. Будыко (Будыко, 1977) наметили существование внутри каждого широтного пояса определенные соответствия природных зон значениям радиационного индекса сухости. Географические условия с одинаковыми индексами сухости на разных широтах обладают чертами определенного сходства, сочетающимися с различиями, обусловленными разной величиной термического режима (радиационного баланса). Поэтому при сравнении между собой районов двух соседних широтных поясов с возрастающим увлажнением или сухостью эти черты будут периодически повторяться.

§ 2. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Под ландшафтно-климатическим поясом понимается крупная единица земной поверхности, для которой наряду с морфологией поверхности, растительным покровом, животным миром, почвой, корами выветривания свойствен определенный зональный тип климата. Границы ландшафтно-климатических поясов определяются по климатическим особенностям. Типизация современных ландшафтно-

климатических поясов основывается на выяснении связи между комплексом действующих процессов, основу которых составляют физические и биологические факторы (температурный режим, баланс влажности, характер распределения атмосферных осадков, особенности растительного покрова и животного мира), и существенным составом элювиальных и осадочных образований.

В пределах Арктического и Антарктического поясов большую часть года существуют низкие отрицательные температуры и сильные ветры. Суша покрыта льдом. Мощность ледяного покрова в Антарктиде местами достигает 4,5 км. Эти пояса часто оледеняются с полярно-пустынными зонами. Для них характерно наличие отрицательных среднегодовых температур, выпадение атмосферных осадков в виде снега, наличие крайне редкой растительности (мхи, лишайники, водоросли), распространенной в основном на морских побережьях и в «оазисах», лишённых ледяного покрова. В этих районах имеет место слабое физико-химическое выветривание.

В субарктическом поясе преобладают тундровые ландшафты. В данном поясе существуют отрицательные среднегодовые температуры, а годовая сумма атмосферных осадков меняется от 200 до 800 мм. Растительный покров представлен мхами, лишайниками, травами и кустарниками, а по долинам рек и на южной границе тундры появляются низкорослые деревья (лесотундра). На всей территории пояса распространены глеевые почвы — часто с пятнами голого грунта — и мерзлотные явления (криотурбации, мерзлотные клинья). Близкое залегание грунтовых вод или затрудненный дренаж ввиду развития мерзлоты способствуют образованию болот. В заболоченных водоемах формируются маломощные торфяники с конкрециями вивианита. Глинистые минералы в почвах представлены гидрослюдой, гидрослюдисто-монтмориллонитовыми образованиями, хлорит-вермикулитом и монтмориллонитом. Редко встречаются железистые стяжения.

Умеренный пояс характеризуется преобладанием лесных ландшафтов. В зависимости от природных условий произрастают хвойные, смешанные и

широколиственные леса. Климат характеризуется большой амплитудой температур (от -30 и даже -50°C зимой до $+20$, $+40^{\circ}\text{C}$ летом). Годовая сумма осадков в зоне хвойных лесов составляет 300—400 мм, а в зоне широколиственных — до 700 мм, но иногда возрастает до 1200 мм (Северная Америка). Широко распространены подзолистые, буроземные и дерново-подзолистые типы почв. Глинистые минералы почв состоят из гидрослюды, гидрослюдисто-монтмориллонитовых образований, хлорита, и очень редко встречается каолинит. Широко распространены железистые известково-гумусо-марганцево-железистые и сидеритовые конкреции, но редко встречаются сульфидные и гипсовые образования. В лесных умеренных ландшафтах формируются осоково-тростниковые и сфагновые торфяники, озерные и болотные железисто-марганцевые руды, мергели и пресноводные известняки.

На юге умеренного пояса в районах, удаленных от океанических побережий, располагается степная зона. Климат здесь в отличие от лесной зоны теплее, но засушливее. Годовая амплитуда температур значительно ниже: от -10 , -20°C зимой до $+20$, $+40^{\circ}\text{C}$ летом. Годовое количество атмосферных осадков колеблется от 250 до 700 мм. Широко распространены черноземные, коричневые, каштановые, карбонатно-солонцовые и содово-сульфатные луговые почвы. Большое развитие получили известковистые и кремнеземистые, ожелезненные, доломитовые, гипсовые и псиломелановые конкреции. Осадочные образования представлены торфяниками, терригенными, карбонатными, содовыми, сульфатными и соляными осадками.

Степи к югу сменяются полупустынями и пустынями. Растительность в них разреженная и представлена полынью, злаками, жесткими колючими травами, кустарниками. В зимние месяцы нередки отрицательные температуры. Для этой зоны характерны небольшие годовые количества атмосферных осадков (100—200 мм), резкие колебания суточных и сезонных температур, слабое развитие процессов почво- и корообразования. В пустынной зоне распространены серо-

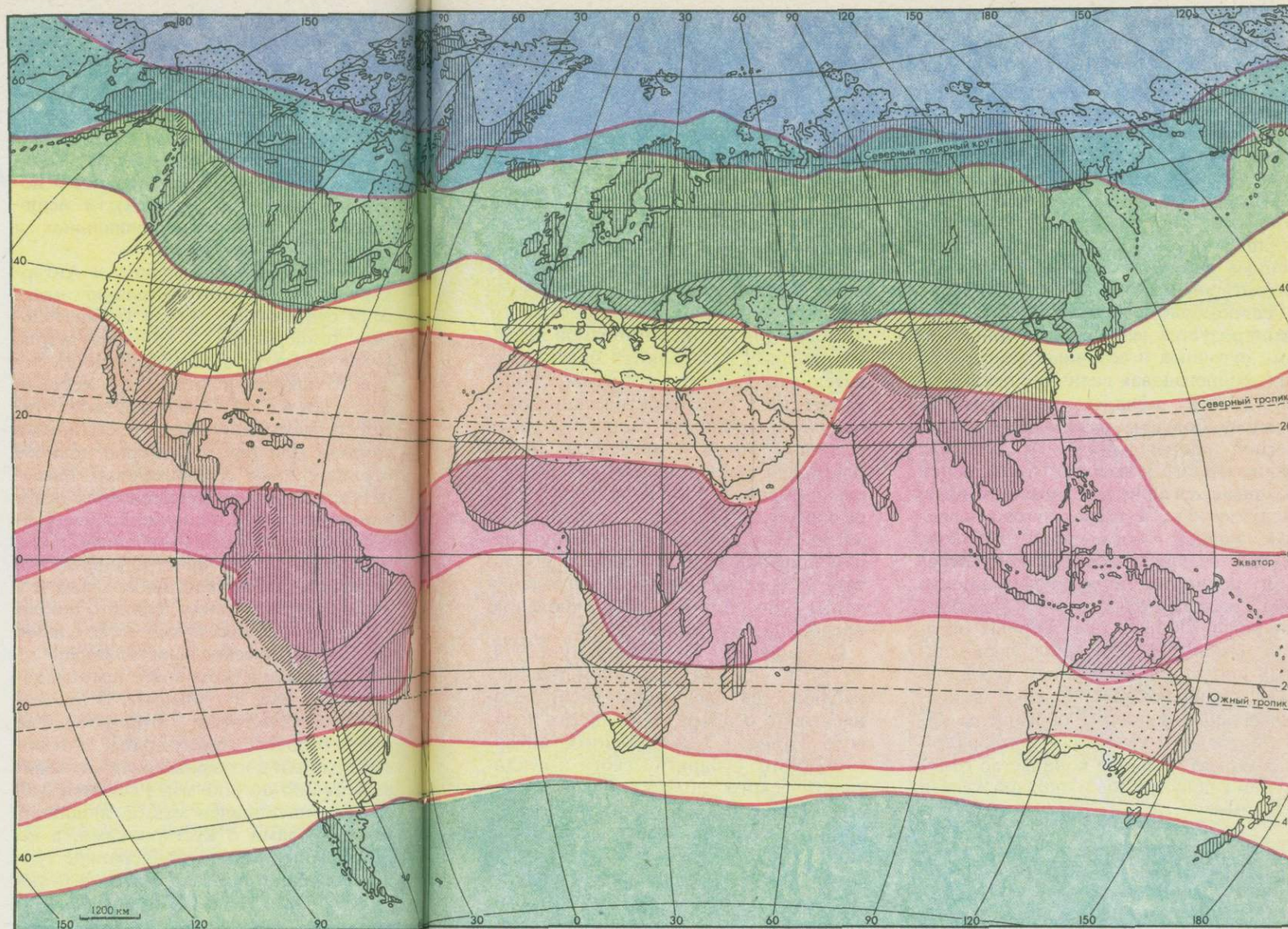
земы, красные карбонатные и сероземно-такыровые почвы. На поверхности часто образуются гипсовые и солевые корки. Осадочные образования пустынной зоны достаточно разнообразны. Кроме тонкотерригенных отложений с разнообразными конкрециями (известково-доломитовые, галитовые, гипсовые) присутствуют известковые, доломитовые, гипсовые, кремнистые, сульфатно-натриевые, хлоридно-натриевые осадки.

В приокеанических районах субтропического пояса, где максимум осадков падает на зимний период, господствуют вечнозеленые жестколистные леса, произрастающие на коричневых и серо-коричневых почвах (средиземноморский тип). Сезонно-влажная зона, отличающаяся неравномерным увлажнением при довольно высоком уровне атмосферных осадков (от 500 до 3000 мм/год), характеризуется и высокими сезонными амплитудами температур. Почвенный горизонт представлен ферраллитным красноцветным типом. Участками распространены луговые глеевые и болотные почвы. В почвах преобладают каолинит, гидрослюда, монтмориллонит, а среди конкреций — гидроокислы алюминия, железа, марганца и кремнезема.

Значительная часть субтропического пояса занята пустынями и полупустынями. В отличие от пустынь умеренного пояса средняя температура самого холодного месяца здесь не опускается ниже 4°C. Годовая сумма атмосферных осадков редко превышает 150 мм. В почвенных горизонтах накапливаются галитовые и гипсовые стяжения и корки.

В пределах субтропиков произрастают также муссонные леса. Максимум атмосферных осадков здесь падает на летнее время. Для муссонных лесов характерно смешение тропических вечнозеленых видов с умеренными. Почвы муссонных лесов состоят из желтоземов и красноземов, так как в условиях достаточно высокого увлажнения активно протекают химические и биологические процессы и интенсивно происходит разрушение горных пород.

В тропическом поясе важнейшая роль принадлежит ландшафтам полупустынь и пустынь и областям переменного-влажного климата. Последние



располагаются только на восточных окраинах Северной и Южной Америки, Южной Африки и в Австралии.

Для пустынь тропического пояса характерны положительные значения температур в зимний период, годовая сумма осадков более 300 мм и резко отрицательный баланс влажности. Почвы представлены маломощными сероземами, а среди осадков отсутствуют глинистые и железистые образования. В пределах экваториально-

го пояса развиты саванны, муссонные и влажные экваториальные леса (гилеи и сельвы). Первые два ландшафтных типа характерны для областей сезонного увлажнения с достаточно высоким количеством атмосферных осадков — от 500 до 3000 мм/год. В муссонных лесах в сухой сезон деревья сбрасывают листву. Постепенно от экватора к тропикам муссонные леса редуют и переходят в саванны.

Область сезонного увлажнения ха-

Рис. 24

Современные климатические пояса Земли

характеризуется небольшой разностью летних и положительных зимних температур и неравномерной залесенностью. В составе растительного покрова наряду с вечнозелеными деревьями принимают участие кустарники и травянистая растительность. Почвенный горизонт области переменного-влажного климата мощный и пред-

ставлен ферраллитным типом. Участками распространены луговые, глеевые болотные и остаточные содовые почвы. Преобладающими глинистыми минералами являются каолинит, гидрослюда и монтмориллонит. В стяжениях широко распространены гидроокислы алюминия, железа и марганца. С осадками пойменно-старичного и озерного типа связаны небольшие торфяники, мономинеральные терригенные осадки с высокой степенью отсортированности.

Равномерно-влажная область характеризуется небольшими колебаниями суточных и сезонных температур (их среднегодовая величина превышает 24°C), обилием атмосферных осадков, большим разнообразием древесной растительности. В условиях равномерного и высокого увлажнения развиваются аллитные, красноземные, желтоземные, а также лугово-болотные почвы, обогащенные гумусом. Почвы содержат высокие концентрации каолинита, гидроокислов алюминия и железа, образующих латеритные покровы. Обилие атмосферных осадков вызывает перемещение элювиальных продуктов по склонам (тропическая солифлюкция). Осадки континентальных водоемов обогащены каолинитовым и кварцевым материалом и содержат большое количество отложений гидроокислов и окислов железа и алюминия.

§ 3. ПРИРОДНЫЕ ПОЯСА В ОКЕАНЕ

Неодинаковое преобразование солнечной энергии и различная теплоемкость суши и моря обуславливают различное положение и особенности климатических поясов. Важную роль в положении климатических поясов играют различия в плотности и солёности воды, вертикальной циркуляции воды, в характере и направленности поверхностных течений и ветров. Морские течения оказывают существенное влияние на климат материков, и благодаря им изменяется широтная поясность.

В современную эпоху в океанах формируются осадки, состоящие как из биогенного, так и из терригенного и хемогенного материала. Климатическому фактору биогенные осадки подчинены в большей степени, чем терри-

генные. Однако в отличие от континентов в океанах значительно труднее провести границу между разными типами пород, так как кроме климатического фактора в распределении осадочных образований важная роль принадлежит вертикальной и циркуляционной зональности.

В арктическом поясе в летние месяцы солнечное тепло расходуется на таяние льда и на испарение, слабо нагревает воздух и воду и поэтому даже на поверхности температура едва поднимается выше нулевой отметки. Условия для жизни организмов неблагоприятные. Развиваются мелкие растительные и животные формы. Субарктический и субантарктический пояса очерчены границей распространения сезонных льдов и айсбергов. Летом благодаря обилию солнечного света в сравнительно теплой воде (до $+15^{\circ}\text{C}$) развивается обильная органическая жизнь. Интенсивное вертикальное перемешивание водной массы в результате охлаждения зимой и нагревания летом способствует проникновению кислорода в глубинные зоны.

Согласно А. П. Лисицыну (1974, 1978), в «идеализированном океане» наблюдается следующее распределение типов осадков. В областях ледового климата (арктического, антарктического, субарктического и субантарктического поясов) преобладают обломочные осадки от грубой до тонкой размерности, распространенные как на шельфе, так и в пределах пелагиали. Песчаные осадки представлены главным образом полимиктовыми разностями, а тонкодисперсные — хлорит-иллитовой ассоциацией с полевыми шпатами.

В умеренном поясе располагаются центры постоянно низкого давления, активна циклоническая деятельность, часто выпадает большое количество атмосферных осадков. Обилие осадков и небольшое испарение вызывают понижение солёности воды. Глубокое вертикальное перемешивание способствует развитию зоо- и фитопланктона, нектона и бентоса. В умеренных поясах на шельфе распространены обломочные и глинистые осадки. К ним добавляются ракушечники. Для пелагической седиментации типично кремнакопление и широко распространены все разновидности терригенных осадков, главным образом мезомик-

тового и олигомиктового типа. Среди тонкодисперсных возрастает роль иллитита и кварца. В пределах шельфа сильно развит процесс волновой переработки материала (сортировка, перемещение, истирание).

В тропическом и экваториальном поясах преобладают биогенные карбонатные и кремнистые осадки, а ниже критической глубины накопления карбонатов — красные глубоководные илы. Терригенные образования развиты главным образом на шельфах, приурочены к дельтовым частям крупнейших речных систем и к областям пустынь. Небольшое количество поступающего терригенного материала с континентов компенсируется биогенным осаждением. Тропические и экваториальные широты — это царство карбонатных (фораминиферовых, фораминиферо-кокколитофоридовых, коралловых) осадков. На шельфах преобладают коралловые рифы, карбонатные ракушечники, фосфоритистые стяжения, глауконит. В областях шельфа, прилегающего к аридным секторам, главным образом в лагунах, образуются арагонит и доломит, а во влажнотропическом секторе, где преобладает вынос огромного количества пелитового материала, формируются мангровые болота и расположены илистые отмели. Для последних характерными минералами являются шамозит и гидробиотит. Широко распространены тонкодисперсные осадки каолинит-монтмориллонитового состава. Каолинит и монтмориллонит системами течений доставляются в пелагические части. Здесь наряду с красной глубоководной глиной известны железомарганцевые конкреции.

От полюсов к экватору постепенно увеличивается роль арагонита и содержание магния в карбонатах, но одновременно снижается стойкость карбоната кальция к растворению.

Современное кремнеобразование в очагах связано с биосом, общее количество и таксономический состав которого определяются климатическими условиями. В умеренных и высоких широтах развиты диатомовые илы с арктобореальным, бореальным, субарктическим и антарктическим комплексами фауны.

В тропических и экваториальных широтах развиты радиоляриевые, ра-

диоляриево-диатомовые и диатомовые (этмодискусовые) кремнистые осадки.

Таким образом, в океанах — в высоких широтах и в областях, прилегающих к аридным континентальным секторам, — биогенные осадки отсутствуют. Биогенное осадконакопление происходит главным образом в гумидных областях тропического и экваториального поясов и в областях апвеллингов. К последним приурочено не только массовое осаждение биогенного кремнезема, но и фосфоритонакопление.

Глава VI

ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТА КОНТИНЕНТОВ В КАЙНОЗОЕ И МЕЗОЗОЕ

§ 1. КЛИМАТ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ

Климат четвертичного периода имел резко выраженный ритмический характер, и эпохи похолоданий с развитием мощных покровных оледенений сменялись значительными потеплениями. Соответственно происходили весьма существенные изменения физико-географической обстановки. Они выражались прежде всего в возрастании температурных контрастов между океанами и континентами, гипсометрическом различии рельефа суши, в особенностях осадконакопления и условий жизнедеятельности растительного и животного мира. Эти ритмические изменения приводили к периодическому расширению или, наоборот, сужению климатических поясов и их миграции. При этом за сравнительно короткие промежутки времени смещение климатических поясов достигало 1000—3000 км. В начале четвертичного периода климатическая зональность обладала значительным сходством с современной. Похолодание на 10—15°C, происшедшее в середине раннего плейстоцена, привело к разрастанию ледникового покрова в полярных областях.

В эпохи оледенения, которых насчитывается по крайней мере не менее четырех, нарастание мощности ледниковых покровов и прогрессирующее похолодание способствовали

миграции климатических поясов к экватору. Во время наиболее сильных похолоданий ледниковый покров в северном полушарии простирался до 57° с. ш., а в отдельных районах языки ледника достигали 40° с. ш.

Природные условия в областях, занятых ледниковыми покровами, мало чем отличались от условий районов современного оледенения, т. е. Антарктиды и Гренландии. Это дает основание провести определенные климатические аналогии. Согласно расчетным данным В. В. Косминского (1977), на перифериях полярных областей средние температуры самого теплого месяца в периоды оледенений редко повышались до 0°C, в то время как в центральных районах они почти всегда сохранялись на уровне -25, -30°C. Общее количество атмосферных осадков в пределах континентов сильно уменьшалось, так как сокращалась поверхность испарения, покрытая льдом. Вместе с тем сокращение атмосферных осадков во время оледенений явилось одной из причин, препятствующих дальнейшему развитию континентальных оледенений (Марков и др., 1965; Будыко, 1977).

Охлаждающее влияние ледников на прилегающие территории приводило к возникновению своеобразных природных зон, называемых перигляциальными. Для них характерно сочетание довольно низких температур воздуха в течение года при относительно большой величине суммарной солнечной радиации и очень небольшого количества атмосферных осадков. Ландшафты перигляциальных областей сочетали в себе черты современной тундры и высокогорных степей.

По данным В. В. Косминского, величины радиационного баланса и суммарной солнечной радиации в перигляциальных областях близки к таким же величинам в современных антарктических и арктических поясах. Общее количество атмосферных осадков не превышало 200—250 мм/год. Средние температуры наиболее теплого месяца нередко повышались до +10°C, хотя в холодное время они часто опускались до -50°C.

В расположенном южнее умеренном поясе растительный покров, особенности выветривания, денудации и осадконакопления обладали определенны-

ми чертами сходства с растительным покровом, особенностями выветривания, денудации и осадконакопления в современных областях умеренно холодного и умеренного климата. Исходя из состава растительного покрова, ареалов stenothermных пресноводных моллюсков и наземной фауны позвоночных, а также по данным стронциевой палеотермометрии (Ясманов, 1977, 1981) среднегодовые температуры в Евразии составляли 3—5°C. В летние месяцы температуры повышались нередко до 20°C, а в зимнее время опускались до -25, -30°C.

Согласно Л. Гейтсу (Gates, 1976), на территориях, свободных от материкового льда, было значительно холоднее, чем в современную эпоху. В Западной Европе температуры на 9—12°C были ниже современных, в Восточной Европе — на 10—15, на востоке Северной Америки — на 10—14, а среднеглобальная температура приземного воздуха — на 6°C ниже современной. Существенно отличался и уровень атмосферного давления в разных частях континентов, и, следовательно, несколько иным должен был быть режим увлажнения*.

Значительные контрасты температур между областями умеренного и тропического климатов способствовали возникновению циклонической деятельности. Районы циклонов по сравнению с современными располагались ближе к экваториальным широтам. Циклоническая деятельность привела к увлажнению аридных областей Южной Европы, Центральной Азии, Африки, Северной и Южной Америки и обеспечивала обильное выпадение атмосферных осадков.

В межледниковые эпохи существенно расширяются тропический и субтропический пояса. В пределах арктического и антарктического поя-

* При выделении климатических поясов и зон, присущих земному шару в прошедшие геологические эпохи, а также для территориальной привязки тех или иных природных реалий (геологических, биогеографических и др.) авторы во многих случаях вынуждены были пользоваться современными географическими названиями, при этом не только названиями физико-географических объектов, но также стран и их частей, тем более что с ними, как правило, соотносятся данные литературных источников, особенно зарубежных.

сов, размеры которых были близки к современным, суммарная солнечная радиация не превышала 90—100 ккал/см²год; среднегодовые температуры были отрицательными. Средние температуры самого холодного месяца составляли -30, -50°С, а в теплые сезоны возрастали до 0, +2°С. Субарктический пояс характеризовался развитием тундровых и лесотундровых ландшафтов. Средние температуры теплого месяца составляли +10, +12°С, а годовая сумма атмосферных осадков достигала 500 мм.

В пределах умеренного пояса располагались таежные, лесные (смешанные и широколиственные леса), лесостепные, степные, полупустынные и пустынные ландшафты с соответствующими климатическими характеристиками. Температурный режим северного умеренного пояса установлен не только по аналогии с современными ландшафтами, но и по данным магnezийной и стронциевой палеотермометрии. В таежной зоне в микулинско-казанцевское и лихвинское межледниковья на территории европейской части СССР средние температуры в теплое время составляли 10—15°С, а в Южной Сибири — 10—12°С. В зоне широколиственных лесов в теплые сезоны они повышались до 20°С, а среднегодовые равнялись 3—4°С.

В лесостепной и степной зонах среднегодовые температуры колебались в пределах 4—8°С, а среднелетние значения их достигали 20—25°С. Исходя из состава растительности и по коэффициентам ксерофильности можно предполагать, что общее количество атмосферных осадков вряд ли превышало 500 мм и уменьшалось от морских побережий в глубь континентов. В центральных областях Евразии, Африки, Южной Америки и Австралии, так же как и в современную эпоху, располагались полупустыни и пустыни.

Области с муссонным и засушливым типом климата в субтропическом поясе выделяются по характеру растительности, аутигенному минералообразованию и комплексу наземных позвоночных. Границы субтропического пояса по сравнению с современными находились в более высоких широтах. Среднегодовые температуры, вычи-

сленные на основании коэффициентов термофильности растительного покрова, а также по составу наземной фауны позвоночных, типу литогенеза, аутигенному минералообразованию и стронциевой палеотермометрии, оцениваются величиной 14—18°С.

В тропическом и экваториальном поясах выделяются секторы аридный (тропические пустынные ландшафты), переменнo-влажный (тропические саванные ландшафты) и равномерно-влажный (ландшафты тропических и экваториальных влажных и дождевых лесов). По данным Ц. Эмилиани (Emiliani, 1966), среднегодовые температуры среды обитания планктонных фораминифер в экваториальном поясе составляли 25—28°С.

Неогеновый период — время становления современных природных условий, животного и растительного мира. Тогда впервые возникли ландшафты тайги и бореальных степей. Основные тенденции эволюции климата неогена могут быть сведены к трем важнейшим положениям: 1) прогрессивное похолодание, распространившееся от высоких широт, и появление ледниковых покровов в полярных областях; 2) существенное обострение температурных контрастов между высокими и низкими широтами; 3) обособление в начале неогена и преобладание в конце его континентальных типов климата.

В целом климат позднего неогена был более теплым, чем современный и четвертичный, и только в конце плиоцена природные условия умеренных широт мало чем отличались от межледниковых. Тропический и экваториальный пояса достаточно четко диагностируются распространением латеритных покровов и латеритных кор выветривания (север Бразилии, Гвиана, Камерун, Нигерия, Гвинея), коралловых рифов, тропического комплекса морской фауны и растительного покрова. В зависимости от количества и степени распределения атмосферных осадков выделяются аридный, переменнo-влажный и равномерно-влажный секторы. В аридном секторе располагались пустынные ландшафты и накапливались континентальные карбонатные и гипсоносные красноцветы, золотые пески с характерными корками пустынного загара и разнообразные гипсоносные

и соленосные осадки. Последние известны в Испании, Иране, Ираке, в западной части Китая, в Боливии и Перу.

Область переменного-влажного климата тропического пояса характеризовалась развитием саванной растительности, формированием ферраллитных кор выветривания, накоплением континентальных слабокарбонатных красноцветных осадков и небольшой мощностью угленосных толщ.

Равномерно-влажные условия свойственны главным образом экваториальному климату. Высокий температурный режим ($26\text{--}28^\circ\text{C}$) и большое количество атмосферных осадков ($1500\text{--}5000$ мм) способствовали развитию сплошного растительного покрова, состоящего преимущественно из влаголюбивых и вечнозеленых форм. На платообразных возвышенностях формировались латеритные покровы, а в континентальных бассейнах накапливались красноцветные бескарбонатные осадки. Наряду с ними формировались угленосные толщ.

Характерными особенностями субтропического пояса являются формирование в его пределах известковых высокомагнезиальных осадков, наличие большого количества глауконита, образование специфических ферраллитных кор выветривания и высокая угленосность. Обильно увлажненные ландшафты покрывались хвойно-широколиственными лесами с большой долей участия вечнозеленых. Аналогом этой растительности могут служить леса в Аппалачах (Синицын, 1966). Климат аппалачского леса характеризуется среднемесячной температурой января -4°C , июля $+24^\circ\text{C}$ и годовой суммой атмосферных осадков около 1200 мм с более или менее равномерным распределением в течение года. Среднегодовые температуры, определенные магнетиальным и стронциевым методом по раковинам двустворчатых моллюсков юга нынешней европейской части СССР, оказались равными $13\text{--}18^\circ\text{C}$.

В областях переменного-влажного климата развиты лесостепные и степные ландшафты с характерными травянистыми и кустарниковыми ксерофильными сообществами. Коры выветривания сиааллитного типа оподзолены. Осадочные образования представ-

лены слабокарбонатными и гипсоносными красноцветами, оловыми и пролювиальными фациями. В местах наивысшей сухости (пустыни Средней Азии, Австралии и Южной Америки) распространены выделения гипса, каменных солей, характерные пустынные корки загара и известны остатки саксаула, эфедры.

Умеренный пояс в плиоцене располагался в более высоких широтах, чем в современную эпоху, но с течением времени наблюдается его постепенная миграция в сторону экватора. В пределах умеренного пояса располагались обильно увлажненные ландшафты и формировались угленосные толщ. В начале плиоцена на низменностях и равнинах росли смешанные, хвойно-широколиственные леса, в составе которых наряду с сосновыми и еловыми деревьями принимали участие дубы, грабы, буки. В конце раннего плиоцена господствующим типом растительности на севере Евразии и Северо-Американского континента становятся таежные леса. В позднем плиоцене произошло разделение темнохвойной (елово-пихтово-туговая) и светлохвойной (лиственничная) тайги (Синицын, 1965). Хотя в южной части умеренного пояса северного полушария росли хвойно-широколиственные леса с теплолюбивыми сообществами, в позднем плиоцене они повсеместно сменились березово-ольховыми ассоциациями.

Присутствие растительности теплоумеренного климата, а также развитие гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин и слабая карбонатность осадков позволяют считать, что продолжительность теплого сезона составляла не более $3\text{--}5$ месяцев. Среднегодовые температуры среды обитания двустворчатых моллюсков на юге северного умеренного пояса (территория современных центральных районов европейской части СССР, Алтая, юга Западной Сибири, Казахстана) составляли $10\text{--}12^\circ$. Близкие температуры получены изотопным методом по раковинам двустворчатых моллюсков Исландии (Гладенков, Покровский, 1974), причем намечается уменьшение температурных значений в конце раннего плиоцена и в эоплейстоцене.

Похолодание в конце плиоцена было настолько интенсивным, что

привело не только к изменению условий жизнедеятельности многих организмов и осадконакопления, но и к появлению в северном полушарии покровных оледенений. Первое появление ледниковых морских отложений в акватории Северного Ледовитого океана датируется 4,5—4,8 млн. лет (Кларк, 1974). Значительно раньше появились ледники в Западной Антарктиде. Примерно 10—15 млн. лет назад ледники покрывали значительную часть Антарктиды. К этому же времени приурочено начало горноледникового оледенения в Южной Аргентине и Исландии.

Климатическая зональность миоценовой эпохи (рис. 25) довольно близка к плиоценовой. Однако отличительной особенностью климата миоцена является значительная ширина тропического пояса и практическое отсутствие холодных условий в северной полярной области. В Антарктиде многими исследователями отмечается присутствие признаков оледенения (Kennet, 1977; Margolit, Kennet, 1971).

Положение тропического пояса фиксируется распространением латеритных покровов, латеритных и ферраллитных кор выветривания, разнообразных терригенных осадков с высокими коэффициентами устойчивости и мономинеральности, развитием высокомагнезиальных органогенных и оолитовых известняков, доломитов, эвапоритов, тропическим комплексом морской фауны (кораллы, коралловые полипы, орбитоиды, теплолюбивые формы планктонных фораминифер, двустворчатых и брюхоногих моллюсков) и тропических растительных ассоциаций.

О температурных условиях тропического пояса можно судить как на основании анализа литологического и палеонтологического материала, так и по единичным определениям палеотемператур по раковинам организмов, обитавших на перифериях тропического пояса. В Австралии (Виктория), по данным Ф. Дормана и Е. Гилла (Dormann, Gill, 1959), в начале миоцена температуры составляли 16—20°C, а в конце миоцена они понизились до 13—16°. Согласно И. Девере (Deveux, 1967, 1968), в начале раннего миоцена в Австралии были температуры около 16°, но затем они повысились до 20—21°, а в конце миоце-

на вновь уменьшились до 15—16°C. В Закавказье среднегодовые температуры в начале миоцена составляли 20—22°C, а в конце миоцена они понизились до 13—15°C.

По степени влажности в пределах тропического и экваториального поясов выделяются секторы аридного, переменного-влажного и равномерно-влажного климата. Аридный сектор (Средиземноморье, Ближний и Средний Восток) обосновывается развитием соленосных и гипсоносных отложений, экстракарбонатной и континентальной красноцветной гипсоносной и карбонатной формаций, развитием эоловых песков, преобладанием палыгорскита и сепиолита среди глинистых минералов и существованием разреженного растительного покрова, состоящего в основном из ксерофильных ассоциаций.

В условиях сезонного дефицита влаги и высоких среднегодовых температур наряду с соленосными и гипсоносными отложениями накапливались угленосные (Западная Европа, юг Северной Америки), каолинитовые, бейделлиотовые и монтмориллонитовые глины и слабокарбонатные красноцветы. Плакорные пространства и низменности покрывались своеобразной растительностью, сходной как с современными саваннами, так и с жестколистными лесами Восточного Средиземноморья. В саваннах, а в позднем миоцене в саванно-степных ландшафтах Центральной Азии, Южной Африки и Южной Америки обитали такие млекопитающие, как носороги, антилопы, гиппарионы и разнообразные грызуны.

Между секторами аридного и переменного-влажного климата тропического пояса располагался экваториальный пояс. В его пределах формировались высокозрелые осадочные образования, латеритные покровы и латеритные коры выветривания. Латериты известны в Австралии (месторождения Гоув, Вейпа, Моск-Велли), в Африке (Гвинея, Сенегал, Нигерия), в Северной Америке (США, штаты Орегон, Монтана), в Центральной Америке (Ямайка, Гаити, Доминиканская Республика, Гватемала, Коста-Рика) и в Южной Америке (Суринам, Бразилия). В мелководных частях обширных морских водоемов наряду с накоплением высокомагнезиальных кар-

бонатов и разнообразных органогенных известняков развивались различной величины и протяженности рифовые постройки. В строении одиночных, береговых, барьерных и атолловых рифов наряду с мадрепоровыми кораллами принимали участие известковые водоросли, иглокожие, брахиоподы и двусторчатые моллюски.

Обилие органогенного вещества способствовало накоплению угленосных осадков в пределах озерно-болотных систем приморских низменностей. Угленосные толщи небольшой мощности известны в Юго-Восточной Азии, на юге Северной Америки, в Южной Америке и Австралии. Приморские и внутриконтинентальные низменности покрывались влажнотропическими лесами, по экологическим особенностям и систематическому составу сходными с современными экваториальными лесами. По экологическим условиям и особенностям осадконакопления в пределах Центральной и Южной Америки, а также Юго-Восточной Азии выделяются ландшафты мангровых лесов, побережий и вечнозеленых влажных лесов низменностей и предгорий.

Субтропический пояс наиболее обоснованно выделяется в северном полушарии. В пределах областей равномерного увлажнения формировались сероцветные угленосные осадки и выветривание носило ферраллитный характер. На южных окраинах пояса происходило образование каолинитовых кор выветривания, а в районах испытывающих влияние аридного климата, глинообразование и аутигенное минералообразование в значительной степени ослабели. Большой частью каолинит замещается монтмориллонитом, а в осадках появляется большое количество гидроокислов железа.

Переменно-влажные условия существовали в Центральной Европе, на юге нынешней европейской части СССР, Казахстана, Южной Сибири, Забайкалья и Западной Монголии. Эти условия фиксируются развитием пестроцветной монтмориллонитовой формации и смешанным комплексом растительных сообществ. В сторону аридного тропического климата возрастает карбонатность монтмориллонитовой формации, усиливается ее гипсоносность, исчезают прослойки лигни-

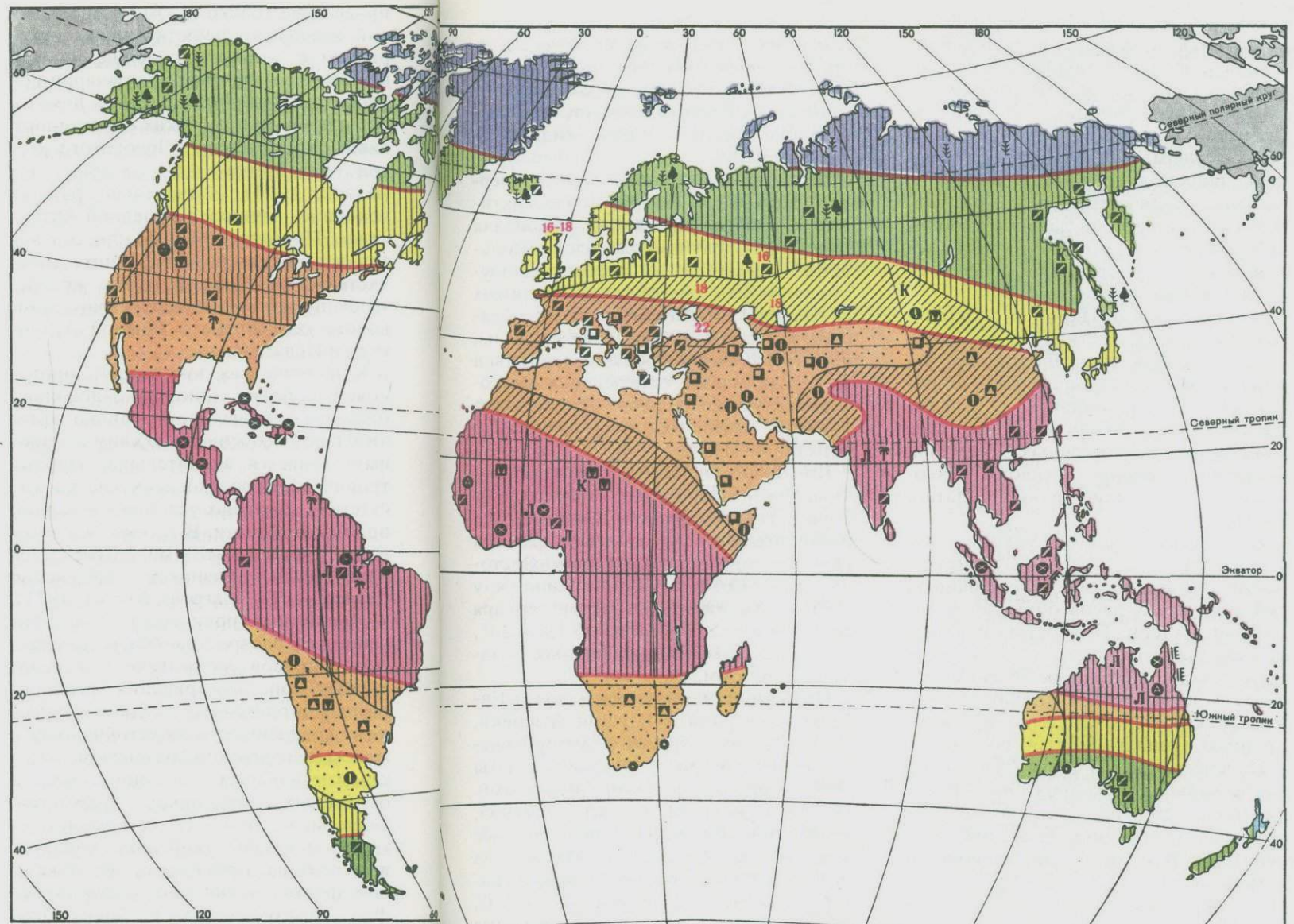


Рис. 25

Схематическая глобальная палеоклиматическая карта миоценовой эпохи

тов, появляется красная пигментация. В течение миоцена под влиянием наступавшего похолодания и континентализации климата наибольшим видоизменениям подвергались природные условия субтропического пояса. Это выражается сменой каолинитового профиля выветривания гидрослюдистым, прекращением образования аутигенных минералов железа и сменой красноцветной окраски на сероцветную.

Климатические пояса		Климатические индикаторы	
■ экваториальный	■ континентальные красноцветные формации	▲ Марганцевые руды	▼ Растительность
■ тропический	■ карбонатная и гипсоносная	▲ Железные руды	▼ ксерофильная
■ субтропический	■ бескарбонатная или слабокарбонатная	● Фосфориты	▼ хвойная
■ умеренный	■ Соленосная формация	● Бокситы	▼ широколиственная
■ холодный	■ Угленосная формация	● элювиальные	▼ тропическая и экваториальная
— Границы климатических поясов	■ Гипсы и ангидриты	● осадочно-элювиальные	▼ Комплекс фауны
● Области увлажнения	● Известняки	● Коры выветривания	● холодолюбивой
■ аридные	● Доломиты	● каолинитовая	● теплолюбивой
■ переменно-влажные	● Тиллиты	● латеритная	● Значения палеотемператур
■ равномерно-влажные		■ Барьерные и береговые рифы	в градусах Цельсия

Соответствующие изменения наблюдаются в составе растительного покрова, в фауне моллюсков и особенно в систематическом составе наземных позвоночных. В начале миоцена обширные пространства с равномерным увлажнением покрывались широколиственными лесами с большим количеством вечнозеленых. В лесах велика роль лавровых, бобовых, пальмовых, но в конце миоцена появляются представители более умеренной флоры (Синицын, 1965).

На востоке Евразии и в Северной Америке произрастали смешанные леса, состоящие из вечнозеленых, теплолюбивых (субтропических) широколиственных и хвойных. В течение миоцена леса обедняются за счет выпадения вечнозеленых (пальмы, магнолии), хвойных (секвойя, таксодиум) и широколиственных (платан, ликвидамбар).

В областях с сезонным увлажнением в связи с возрастанием континентальности климата на основе смешанных субтропических лесов образуются лесостепи и степи. Полностью исчезает лесная растительность с плакорных пространств. Лесные комплексы наземных позвоночных (анхитериевый комплекс) сменяются степным и лесостепным (гиппарионовый комплекс).

Палеотермометрические данные по магнетиальности кальцитовых раковин показали, что если в конце раннего и в среднем миоцене средние температуры среды обитания брахиопод и устриц составляли 17—18°, то в позднем они понизились до 12—15°С.

Положение умеренного пояса, основные характеристики климата и их изменение фиксируются многочисленными данными, сосредоточенными в северном полушарии. Зональными литогенетическими формациями умеренного пояса являлись терригенная, полимиктовая, сероцветная и угленосная. Песчаники обогащены неустойчивыми к выветриванию минералами, а среди глинистых минералов породообразующие — гидрослюда и хлорит. На территории умеренного пояса, охватывающего север Евразии и Северной Америки, широким развитием пользуются фации обильно увлажненных ландшафтов, в частности такие, как болотные, озерные, старичные и пойменные. Угленосные от-

ложения сосредоточены на архипелагах и на морских побережьях, т. е. приурочены к морскому типу климата. Угленосность в районах с континентальным климатом угасает, а выветривание достигает только гидрослюдистой стадии.

В морях умеренного пояса северного полушария (современное Арктическое побережье, Камчатка) обитала бореальная фауна моллюсков. Большого разнообразия достигли двустворчатые моллюски, но в этих морях неизвестны обитатели теплых областей, в частности такие, как кораллы, крупные фораминиферы, пектиниды и т. д. Единичные определения палеотемператур позволяют предполагать наличие среднегодовых температур порядка 4—10°С.

Континентальные пространства покрывались хвойными и хвойно-широколиственными лесами. Хвойные леса располагались на равнинах севера Центральной Сибири и Северо-Востока СССР. Согласно В. М. Синицыну (1976), средние температуры января составляли -2, -5°, июля +19, +20°, а годовая сумма атмосферных осадков — 800 мм.

Низменности умеренного пояса Евразии, Северной и Южной Америки, Шетландских островов и Антарктического полуострова были покрыты хвойно-широколиственными лесами. По данным В. М. Синицына (1965, 1976), они напоминали современные леса севера Аппалачей. Исходя из этого считается, что средняя температура января составляла 0, +2°С, июля +20, +21°С, а годовая сумма атмосферных осадков — 1000 мм.

В конце миоцена в лесах на территории современной Западной и Центральной Сибири, Северо-Востока СССР и Аляски исчезли теплолюбивые элементы и сократилась роль широколиственных. В систематическом отношении леса обладали определенным сходством с современной растительностью северного подтипа Лаврентьевского и Гудзоновского лесов. Среднеянварская температура составляла -10, -12°С, июля +16, +18°, а годовая сумма атмосферных осадков — 700—800 мм (Синицын, 1965).

Таким образом, в течение миоценовой эпохи на фоне небольших по масштабу потеплений, имевших место

на границе раннего и среднего миоцена, происходило прогрессивное похолодание с соответствующим изменением характера выветривания, типов осадков, фациальных особенностей, состава литогенетических формаций, растительности и животного мира. Эти изменения сопровождалось усилением контрастности аридных и гумидных зон и значительным расширением областей переменного-влажного климата, развитию которого способствовала континентализация климата.

Ландшафты озерно-болотных низменностей умеренного и субтропического поясов с богатой растительностью, оптимальные для концентрации углерода, постепенно сменялись лесостепями и степями умеренного пояса и сухими саваннами. Весьма характерно для миоценовой эпохи появление субтропического пояса, сходного по своим климатическим характеристикам и природным условиям с современным. Это предопределило близкую к современной атмосферную циркуляцию умеренного пояса, которая стала складываться в приполярных областях.

§ 2. КЛИМАТ РАННЕГО КАЙНОЗОЯ

По особенностям выветривания и литогенеза, составу растительных ассоциаций, палеозоогеографическим данным и палеотермометрии в олигоцене выделяются экваториальный, тропические, субтропические и умеренные пояса. Высокий термический режим тропического и экваториального типов климата обосновывается развитием латеритных покровов, высокоглиноземистым составом элювиальных и переотложенных продуктов выветривания, развитием экстракарбонатной, сульфатно-карбонатной и эвапоритовой формаций, определенным типом растительного покрова и морской фауны.

В шельфовых морях обитали колониальные шести- и восьмилучевые кораллы, нуммулиты, морские ежи, двустворчатые и брюхоногие моллюски, достигавшие большого видового и родового разнообразия. Однако в течение олигодена наблюдается значительное сокращение ареала тропической фауны и обеднение ее видового состава. Так, например, сильно уменьшается ареал нуммулитов, колониаль-

ных кораллов и планктонных фораминифер.

Похолодание во второй половине олигодена отразилось на составе растительного покрова (Криштафович, 1955; Синицын, 1965; Ясаманов, 1978), на процессах корообразования и литогенеза. Похолодание достаточно убедительно фиксируется данными палеотермометрии. В Закавказье в раннем олигоцене температуры приповерхностных частей морей составляли $20-22^{\circ}$, но в позднем олигоцене они уже не превышали $10-12^{\circ}$. Уменьшение температурного режима на $5-10^{\circ}$ было характерно и для других территорий (Скифская и Западно-Сибирская плиты, Крым, Казахстан, Средняя Азия). Снижение термического режима в современной экваториальной части Атлантики в течение олигодена отмечается Ц. Эмилиани (Emiliani, 1966).

В пределах экваториального и тропического поясов выделяются области равномерного, переменного и недостаточного увлажнения. Аридный тропический климат обосновывается присутствием солей, гипса, ангидридов и развитием карбонатных и гипсоносных континентальных красцветов.

Выделенные области переменного-влажного климата характеризовались существованием аридных условий в раннем олигоцене и условий, близких к гумидным в позднем. В раннем олигоцене небольшие залежи солей и гипса формировались в Мексике, Испании, Франции и Пакистане. Но в середине олигодена большое распространение получили озерно-болотные системы и широкие поймы и как следствие этого — фации обильно увлажненных ландшафтов. Наряду с олигоденовыми терригенными осадками на приморских низменностях накапливались углистые и лигнитовые глины, лигниты и бурые угли.

Олигоденовые леса переменного-влажного сектора северного и южного полушарий обладали дифференцированным характером. Этому способствовали не только изменение термического режима, но и высотная зональность и географическое положение горных массивов. На склонах гор и на возвышенностях произрастали хвойные леса, а на низменностях располагались саванны, жестколист-

ные леса и ксерофильное редколесье. В позднем олигоцене как в Западной Европе, так и в Южной Америке растительность низкогорий приобрела субтропический характер.

Между областями с переменновлажным тропическим климатом северного и южного полушарий располагались области с экваториальным влажным климатом. Для них характерно развитие латеритных покровов и осадочно-элювиальных бокситов, большой размах каолинитообразования и угленакопления. В морях накапливались высокомагнезиальные органогенные и оолитовые известняки и обитал богатый комплекс тропической фауны беспозвоночных. В прибрежной зоне располагались крупные рифовые постройки (барьерные и береговые рифы). Низменности экваториального пояса были заняты влаголюбивыми тропическими лесами.

В пределах субтропического пояса северного полушария по степени увлажнения выделяются переменновлажный и равномерно-влажный секторы. Переменно-влажный климат свойствен западным районам Северной Америки, Средней и Центральной Азии. Здесь развиты красноцветные континентальные формации, состоящие главным образом из пролювиальных и делювиальных фаций. Растительность дифференцирована на две крупные экологические группировки: долинного и плакорного типа. Если в первой наряду с ксерофитами произрастали относительно влаголюбивые формы, то растительность плакоров состояла только из ксерофитов. Аналогичным образом разделяется и индрикотериевая фауна. Редколесье водораздельных пространств напоминало современные жестколистные вечнозеленые леса Восточного Средиземноморья. Экологические особенности растительных ассоциаций и фаунистических комплексов и литологический состав осадков позволяют считать, что климат характеризовался среднезимними температурами 0, +2°, среднелетними около 25°C, а годовая сумма атмосферных осадков составляла 500—800 мм.

В областях равномерного увлажнения осуществлялось сиаллитное выветривание и оподзоливание останцов ферраллитной коры выветривания, сохранившихся с палеоцена и эоцена.

Оподзоливание сопровождалось интенсивным выносом железа почвенными растворами, обогащенными органическими кислотами. Мобилизация огромных масс железа привела к образованию месторождений сидерито-лептохлоритовых и шамозитовых руд. Наиболее крупные из них — в Северном Приарале и на юге Западной Сибири.

Если в раннем олигоцене продолжали формироваться каолинитовые коры выветривания (Казахстан, Монголия, Корея), то в позднем олигоцене наибольшее распространение получают гидрослюдистые и монотермитные глины. Изменился и состав лесной растительности. В позднем олигоцене исчезают вечнозеленые (пальмы, цинномум, падуб) и возрастает роль листопадных, особенно мелколистных.

Лесная растительность юга Западной Сибири в раннем олигоцене напоминала современные леса Южной и Центральной Японии. В этих районах среднелетние температуры составляют 20—25°C, среднезимние 0, +4°C, а годовая сумма атмосферных осадков достигала 1000 мм.

На основании широкого распространения в низменных ландшафтах таксодиевых, а на возвышенностях секвойи, которые произрастали в Северной Европе, на территории европейской части СССР и юга Сибири по аналогии с современными представителями, можно определить климатические условия. Климат побережья Калифорнии и нижнего течения Миссури, где в настоящее время произрастают леса, состоящие из таксодиевых и секвойи, характеризуется среднеянварскими температурами в 3—4°C, среднеиюльскими в 20—24°, среднегодовыми в 12—16°, общим количеством атмосферных осадков около 1000 мм и равномерным распределением их в течение года.

Субтропический гумидный климат предположительно существовал в южных областях Африканского и Южно-Американского континентов. Здесь распространены песчано-глинистые отложения с монотермитными глинами с значительным содержанием растительного детрита и с прослоями лигнитов и углистых глин. Угленосные толщи известны в южной части Америки. Остатки флоры представле-

ны хвойными, широколиственными и вечнозелеными.

По степени выветривания, по составу растительного покрова и фауны умеренный пояс в северном полушарии может быть подразделен на зону умеренно теплого и собственно умеренного климата. В южной, умеренно теплой зоне широко распространены песчано-глинистые полимиктовые толщи со значительной угленосностью (центральные районы Северной Америки, север Западной Сибири, Западное Прибайкалье, Забайкалье, Монголия). Среди глинистых минералов ведущая роль принадлежит гидрo-слюдам и монтмориллониту.

В данной климатической зоне произрастали широколиственные листопадные леса, иногда в раннем олигоцене с элементами субтропических форм (Синицын, 1965; Ясаманов, 1976). Лесная растительность севера и северо-востока Евразии и северной части Северо-Американского континента близка к современному лесу Аппалачей, где среднеянварские температуры составляют -10° , среднеиюльские $+24^{\circ}$, а годовая сумма атмосферных осадков равна 1000 мм.

В собственно умеренной зоне, располагавшейся в наиболее северных районах Евразии и Америки, по сравнению с умеренно теплой мало глин. Полимиктовые песчаники характеризуются резким преобладанием неустойчивых к выветриванию минералов. Лесной покров характеризуется развитием хвойных и хвойно-мелколистных лесов с коэффициентами термoфильности менее 1. Это дает основание считать, что среднелетние температуры были не выше $16-18^{\circ}$, а зимой они опускались до $-15, -20^{\circ}\text{C}$.

В южном полушарии умеренный влажный климат господствовал в Австралии и Антарктиде. В морях Восточной Австралии и Новой Зеландии наряду с одиночными шестилучевыми кораллами и коралловыми полипами, которые в настоящее время проникают в Норвежское море, обитала фауна двустворчатых и брюхоногих моллюсков умеренного типа. Этот комплекс весьма напоминает современную бентосную фауну приантарктических и приарктических морей. По данным Ф. Дормана и Е. Гилла (Dormann, Gill, 1959), температуры в раннем олигоцене составляли

$17-20^{\circ}\text{C}$ (температуры среды обитания *Chlamys* и *Ostrea*), а в позднем опустились до $13-14^{\circ}\text{C}$.

Характерной чертой эоценовой эпохи является абсолютное господство тропических условий на значительной части Евразии, Северной и Южной Америки, Австралии и Африки (рис. 26). По сравнению с олигоцен-четвертичным временем произошла резкая интенсификация карбонатакопления. Особенно широким развитием пользуются разнообразные органо-генные известняки, а в мелководных зонах располагались крупные рифовые постройки. Крупные рифы известны на юге США, в Колумбии, Венесуэле, Египте, в Средиземноморье, Индонезии и на востоке Австралии.

Тропические моря с нормальной соленостью вод характеризовались богатством и разнообразием планктонной и бентосной фауны. Ареалы нуммулитовой, орбитоидной фауны и колониальных кораллов совпадают.

Ввиду того что жизнедеятельность колониальных кораллов с постройкой рифов осуществляется при среднегодовых температурах не менее 20° , то такую температуру можно считать нижним пределом их существования. Отметим, что в современную эпоху крупные колониальные постройки не образуются выше 35° с. ш. и ю. ш., т. е. в областях, где среднегодовые температуры составляют $12-14^{\circ}$.

По палеотермометрическим данным, морским водам тропического пояса были присущи высокие температуры. В Англо-Парижском бассейне средние температуры составляли $25 \pm 3^{\circ}$ (Tibollier, Letolle, 1967), в Аквитанском $29-25^{\circ}$ (Allegre et al., 1963), в Новой Зеландии $20-22^{\circ}$ (Devegeux, 1968). По данным Р. Боуэна (1969), высокие среднегодовые температуры существовали в Колумбии (27°), на юге Аргентины (20°), на Тихоокеанском побережье США ($22-25^{\circ}$), на Атлантическом побережье США ($20-25^{\circ}$), в Южной Африке (более 20°), в Канаде ($21-25^{\circ}$) и Корее ($20-25^{\circ}$).

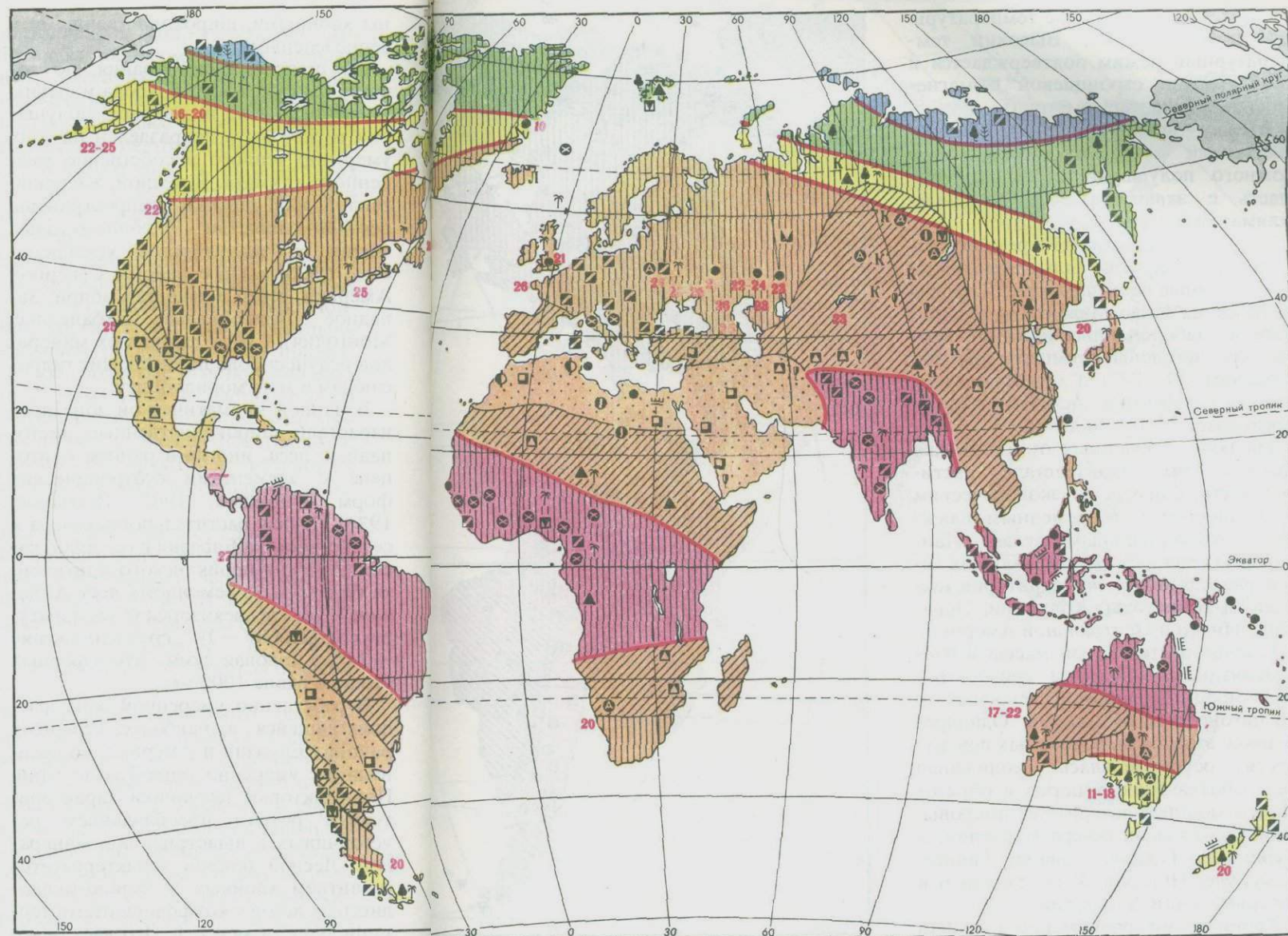
По данным изотопной и магnezийной палеотермометрии, на юге Советского Союза в эоцене существовал высокий термический режим. В Нижнем Поволжье среднегодовые температуры колебались в пределах $26-29^{\circ}\text{C}$, в Крыму они составляли

22—25°, на Северном Кавказе — 22—26°, в Закавказье — 20—26°, в Северном Прикаспии — 22—25°, в Приаралье — 22—25°, в Средней Азии — 20,5—25°, а на юге и востоке Западной Сибири — 20—22°.

По режиму выпадения атмосферных осадков и влажности в эоцене выделяются секторы аридного, переменного-влажного и равномерно-влажного климата. В северном аридном секторе (юг Северной Америки, Центральная Америка, Средиземноморье, север Африки) о сильном дефиците влаги свидетельствуют плохая окатанность и сортированность обломочного материала, высокий процент неустойчивых к выветриванию минералов и небольшое развитие глин. Широко распространены красноцветная континентальная карбонатная, гипсоносная, экстракарбонатная, сульфатно-карбонатная и эвапоритовая формации. Кроме того, в областях с засушливым климатом на севере Африки накапливались зернистые и оолитовые фосфориты. Наряду с пустынными ландшафтами существовали полупустыни, покрытые сильно разреженной ксерофитной растительностью. Это дает основание считать, что общее количество атмосферных осадков вряд ли превышало 200 мм.

Южный аридный сектор выделяется по наличию соленосных отложений в Аргентине и центральных районах Чили.

К периферии аридных секторов влажность постепенно увеличивалась и четко проявлялась сезонность в распределении атмосферных осадков. В области переменного-влажного климата на Северо-Американском континенте формировались красноцветные гипсоносные и пестроцветные терригенные толщи со значительной примесью растительного детрита, а иногда с прослоями и пластами бурого угля. Основанием для выделения области переменного-влажного климата в Западной Европе (см. рис. 29) послужило присутствие прослоев каменной соли среди карбонатно-терригенных осадков в Испании и Парижском бассейне. Наряду с ними известны осадки, обогащенные растительным углеродом и с пластами угля (Парижский бассейн, о. Сардиния). Среди глинистых толщ возрастает роль каолинита. Растительные остатки представлены смесью



ксерофильной и мезофильной флоры.

Обширная область переменного-влажного климата располагалась в Центральной Азии. Гипсоносность проявляется локально, по сравнению с аридной областью снижается карбонатность терригенных осадков, увеличивается количество глин, возрастает роль гидроокислов железа и наряду с пролювиальными фациями появляются русловые, пойменные, старичные, дельтовые и разнообразные бассейновые фации.

В то время как в Центральной Азии коры выветривания имеют гидрослюдистый состав и широко распространены карбонатные красноцветы, на

северной периферии переменного-влажной области в результате возрастания общего количества атмосферных осадков и наступления неясно выраженных сухих сезонов образуются каолинитовые коры выветривания, иногда с минералами свободного глинозема. При этом в некоторых районах (Северный Казахстан, Западное Прибайкалье) в конце раннего эоцена формировались даже латеритные коры выветривания.

В центральных районах переменного-влажной области вдоль морских побережий и в речных долинах существовали заросли типа современных галерейных лесов. Здесь росли платано-

Рис. 26

Схематическая глобальная палеоклиматическая карта эоценовой эпохи (условные обозначения даны на рис. 25)

вые, миртовые, сандаловые, стеркулиевые, сапотовые пальмы, конониевые и т. д. Возвышенности и более засушливые места напоминали современные саванны. Исходя из качественных особенностей выветривания, осадконакопления и растительности и по коэффициентам ксерофильности и термофильности можно считать, что общее количество атмосферных осадков равнялось 500—800 мм, продолжительность сухого сезона составляла 3—4

месяца, а среднегодовые температуры достигали 20—25°. Высокий температурный режим подтверждается и результатами стронциевой и магnezийной палеотермометрии.

Между аридными и переменновлажными секторами северного и южного полушарий находилась область с экваториальным влажным климатом (см. рис. 27).

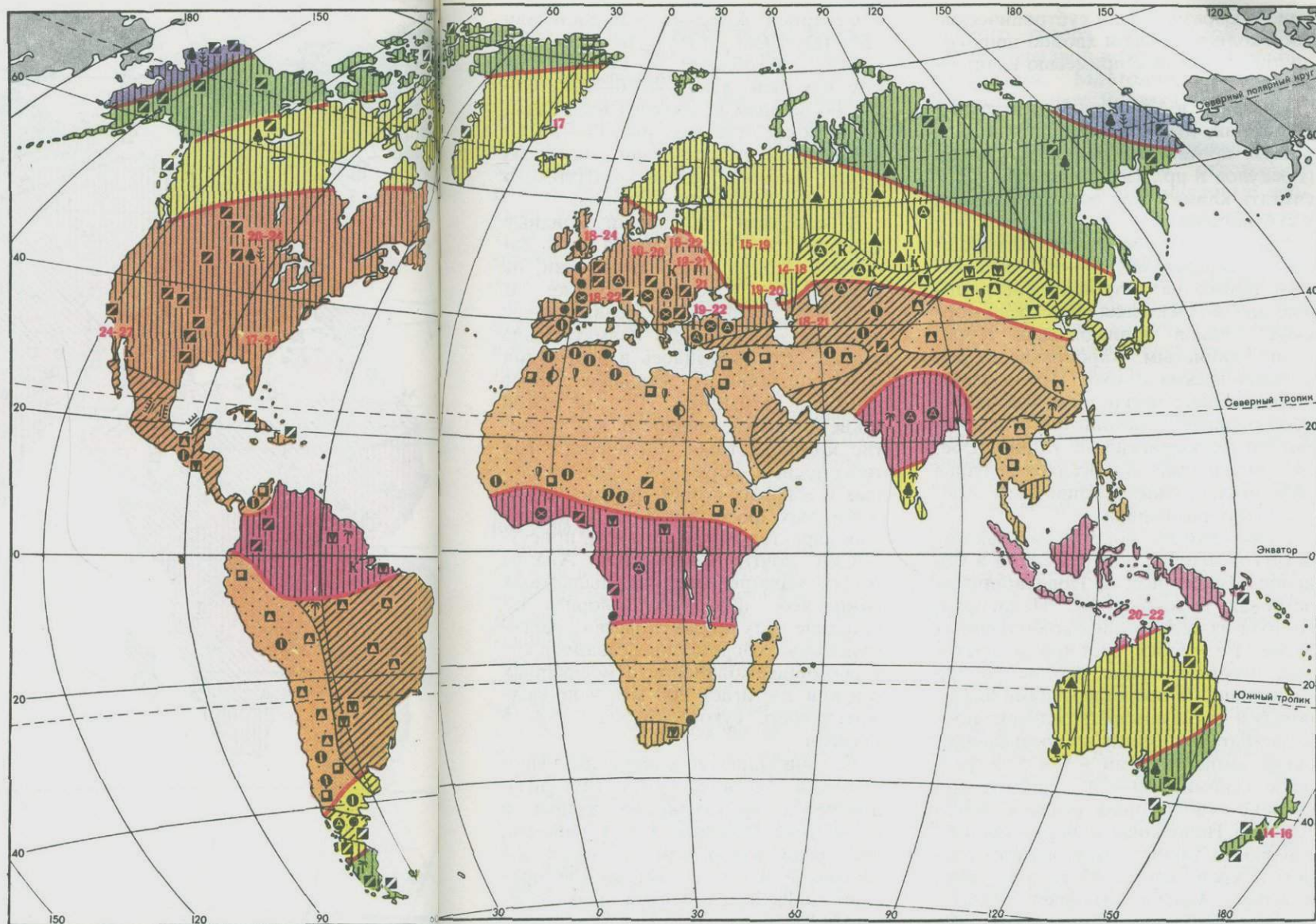
На низких морских побережьях располагались заросли пальм типа нипа. Современные ее представители произрастают на Индо-Малайском архипелаге на заболоченных низменностях, где среднегодовые температуры составляют 24—28°, а общее количество атмосферных осадков обычно превышает 2500—3000 мм.

На более удаленных от побережья низменностях произрастала растительность, близкая по экологическим особенностям к современным влажным экваториальным лесам. Ландшафты влажных экваториальных лесов располагались на территории нынешней Венесуэлы, Колумбии, Эквадора, Индии и Центральной Америки.

Обилие растительной массы и благоприятные ландшафты способствовали формированию угленосных и лигнитоносных отложений. Одновременно с этим на выровненных поверхностях осуществлялась интенсивная переработка горных пород и образовались мощные латеритные покровы. Они известны на севере Бразилии, в Суринаме, Гайане, Гвиане, Гвинее, Камеруне, Нигерии, Гане, Индии и в северной части Австралии.

Тропический равномерно-влажный климат северного полушария (см. рис. 27) выделяется по палеотермометрическим данным, на основании широкого развития кор выветривания каолинового и латеритного типа, мономиктовых и олигомиктовых терригенных толщ, высокой степенью отсортированности обломочного материала, обилием кремнезема, гидроокислов железа и угленосных осадков, а также большой ролью фаций обильно увлажненных ландшафтов.

Растительность в основном была вечнозеленой (толстолистые фикусы, сандаловые, гваековые, веерные и банановые пальмы, древовидные папоротники). По экологическим особенностям растительность низменностей, особенно Западной Европы, напоми-



нает современную флору Малайского архипелага, которая существует в условиях высоких температур и с годовой суммой атмосферных осадков не менее 1500 мм.

В южном полушарии тропические равномерно-влажные условия существовали на юге Африки и Южной Америки и в центральной части Австралии. В этих районах распространены терригенные мономиктовые и олигомиктовые осадки, обогащенные растительным детритом с прослоями бурого угля. Кроме того, в Австралии наряду с ними присутствуют продукты размыва кор выветривания и известны месторождения

осадочно-элювиальных бокситов. На низменностях росли тропические влажные леса, состоящие из фикусовых, сандаловых, пальмовых, вечнозеленых дубов и буков.

В эоцене субтропический климат господствовал в средних широтах. В пределах субтропического климата формирование карбонатов по сравнению с тропическим и экваториальным поясами постепенно затухает и преобладающее значение имеют кремнистые и разнообразные песчано-глинистые формации олигомиктового и мезомиктового типа. Профили кор выветривания достигают только гидродистро-каолиновой стадии. Се-

Рис. 27

Схематическая глобальная палеоклиматическая карта позднемеловой эпохи (условные обозначения даны на рис. 25)

роцветные континентальные и прибрежно-морские осадки обогащены растительным углеродом как в виде детрита, так и в виде прослоев и пластов бурого угля и лигнита.

Растительность Южной Аляски и Канады представлена как тропическими и субтропическими лесами (их современные аналоги произрастают в условиях равномерного увлажнения при температурах не менее 20—22°), так и более умеренными ассоциаци-

ями. В Евразии росли субтропические широколиственные и хвойно-широколиственные леса с примесью вечнозеленых.

Находка в Западной Австралии араукарий, южных типов буков, лавровых, протейных, пальмовых и др. (Грекулов и др., 1973) дает основание считать климат этой области близким к субтропическому.

Умеренный пояс со среднегодовыми температурами 10—15° выделяется только на материках северного полушария. Основная роль среди морских осадков принадлежала терригенно-глинистым. Карбонатность материала весьма слабая. Преобладают полимиктовые пески, в южных частях обогащенные глауконитом, и каолинитово-гидролюдистые глины. Среди континентальных осадков ведущая роль принадлежит сероцветным угленосным образованиям.

Растительный покров, исходя из остатков флоры, обнаруженной в Северном Верхоянье, на Новосибирских островах и в бассейне Индигирки, состоял из хвойно-широколиственных лесов. Ее основу составляли ореховые, дубовые, клены, березы, гикори с единичными представителями платановых и ликвидамбар. Последние произрастают в областях со среднеянварскими температурами +3, +5° и среднеиюльскими 20—24° и годовой суммой атмосферных осадков около 1200 мм. Небольшая доля участия платановых и ликвидамбара в растительном покрове северо-востока Евразии и севера Аляски позволяет считать, что среднегодовые температуры, по видимому, составляли 8—14°C. Этому не противоречит развитие глауконита и глинисто-каолинитово-гидролюдистого состава.

В палеоценовую эпоху термическая зональность принципиально мало отличалась от эоценовой. Так же как и в эоцене, наличие тропического и экваториального типов климата обосновывается распространением значительного объема экстракарбонатных формаций, площадным развитием органогенных построек, комплекса тропической фауны, интенсивным ферраллитным и латеритным выветриванием и палеотермометрическими данными. Среднегодовые температуры вод в Парижском бассейне составляли 24—26° (Tivolier, Letolle, 1968),

в Северной Америке они достигали 25° (Dugchani, 1959), в Крымско-Кавказской области — 20—26°, на юге Средней Азии — 20—22°. Согласно данным Р. Дугласа и С. Савина, высокие температуры (14—25°C) в палеоцене существовали в пределах Тихого океана, в районе хр. Шатского и западнее Гавайских островов.

В северном полушарии аридные условия господствовали на юге Западной Сибири, в Средней Азии, на Ближнем и Среднем Востоке. В Северной Африке по сравнению с эоценом засушливость климата была слабее. Это выразилось в отсутствии соленакпления и в меньшем объеме гипсов и ангидритов. В то же время такие признаки аридности, как развитие красноцветных континентальных гипсоносных формаций, пролювиальных и эоловых фаций, формирование зернистых фосфоритов и ксерофитный характер растительности, присутствуют почти повсеместно. Анализ остатков флоры и спорово-пыльцевых комплексов позволяет говорить об определенных чертах сходства с растительностью современных саванн, в которых общее количество атмосферных осадков достигает 800 мм, а продолжительность сухого сезона — 3—5 месяцев.

Условия, близкие к аридным, существовали на юге США (Флорида, побережье Мексиканского залива) и на востоке Мексики, т. е. в районах, где среди толщи органогенных известняков известны небольшие прослои гипса и седиментогенных доломитов.

В южном полушарии в обстановке дефицита влаги накапливались соленосные отложения на севере Чили, карбонатные и гипсоносные континентальные красноцветы и эоловые пески в Бразилии и в странах Центральной Африки.

Между областями засушливого тропического климата располагалась экваториальная влажная. Для нее свойственны фации обильно увлажненных ландшафтов с высокой степенью мономиктовости и отсортированности обломочного материала, развитие бассейновых фаций с каолинитовыми и углистыми глинами, присутствие оолитов, гидроокислов железа и пластов угля. Последние известны в Мексике, Колумбии, Перу, Индии и

Непале. Реликты каолиновых и латеритных кор выветривания и продукты их ближайшего переотложения распространены в Мексике, Бразилии, Гвинее, Камеруне, Гане, Индии, Австралии и на островах Малайского архипелага. Растительность экваториального пояса обладает чертами сходства с современными лесами Центральной Америки, Амазонской низменности и Индии. Основу растительного покрова составляли пальмовые, сандаловые, фикусы, гваекосые деревья и древовидные папоротники. Развитие влажных лесов, разнообразие растительности и особенности выветривания и литогенеза определялись не только высокими среднегодовыми температурами, но и большой влажностью. Общее количество атмосферных осадков, по-видимому, превышало 2000 мм, а они распределялись в течение года равномерно.

Влажные тропические условия в палеоцене в северном полушарии существовали на большей части Северной Америки и Европы, а также в Центральной Азии. Только на юге тропического пояса происходило латеритное и ферраллитное выветривание, а продукты размытия кор выветривания способствовали образованию осадочно-элювиальных месторождений бокситов. Характерной особенностью терригенных осадков является развитие кварцево-глауконитовых и кварцево-полевошпатовых разностей с каолиновым цементом, присутствие стяжений фосфоритов и прослоев кремнистых и углистых пород. Растительность тропического пояса северного полушария сходна с эоценовой. В палеоцене развивались влажные леса, состоящие из пальм, протейных, миртовых, магнолиевых, лавровых, а на приморских низменностях располагались мангровые заросли.

Южный тропический пояс с влажными условиями охватывал юг Африки и Южной Америки и центральные области Австралии. В его пределах, так же как и в северном полушарии, ведущая роль принадлежит олигомиктовым и мономиктовым терригенным формациям, глинистым толщам каолинового состава, бурым углям и лигнитам и тропической влаголюбивой растительности.

Субтропический влажный климат господствовал на территории совре-

менного севера европейской части СССР, Западной и Восточной Сибири, Забайкалья, Монголии, Северного Китая, Дальнего Востока, Японии, севера США и юга Канады. В континентальных бассейнах формировались сероцветные угленосные отложения, олигомиктовые и мезомиктовые терригенные, кремнистые, глинисто-карбонатные и слабокарбонатные формации. Влажные условия и сравнительно высокие среднегодовые температуры способствовали формированию каолинового и каолиново-гидроглистистого профиля выветривания.

На низменностях произрастали влажные субтропические леса, в которых наряду с вечнозелеными велик процент участия широколиственных и хвойных. На возвышенностях встречались только смешанные, хвойно-широколиственные леса.

Сходная в экологическом отношении растительность отмечена на юге Южной Америки, в Южной Австралии и на Новой Зеландии. В этих же регионах происходило корообразование и накопление осадков, свойственных субтропическому климату.

Умеренный климат был присущ Аляске, Канадскому Арктическому архипелагу и северо-востоку Евразии. О значительной влажности свидетельствуют широкое распространение бассейновых фаций и высокая степень участия остатков растительности в континентальных и прибрежно-морских осадках. Вместе с тем выветривание протекало в ослабленной форме, среди осадков слабо выражена известковистость и основное значение имеют полимиктовые сероцветные песчано-глинистые толщи. Растительный покров состоял из смешанных, хвойно-широколиственных лесов. Коэффициент термофильности составлял 0,5—0,8, а коэффициент ксерофильности — 0,1—0,2. Палеоботанические и литологические данные позволяют условно считать, что среднегодовые температуры на юге умеренного пояса, по-видимому, составляли 8—10°, но уменьшались в северном направлении до минимальных значений в 3—5°С.

§ 3. КЛИМАТ МЕЗОЗОЙСКОЙ ЭРЫ

Главная отличительная особенность мелового периода — субширотное

простираение климатических поясов по сравнению с современными. Тропический пояс в поздне меловую эпоху (рис. 27) оконтуривается по развитию мономиктовых терригенных, каолиновой глинистой, эвапоритовой и экстракарбонатной формаций. В его пределах широко распространены высокомагнезиальные органогенные известняки и разнообразные рифовые массивы. В пределах континентальных пространств осуществлялось интенсивное выветривание и формировались латеритные коры выветривания, покровы элювиальных бокситов, а также тела осадочно-элювиальных бокситов и высокозрелые терригенно-глинистые осадки.

В морях тропического пояса обитали одиночные и колониальные кораллы, гидроидные полипы, рудисты, орбитолиты, разнообразные морские ежи, теплолюбивые формы планктонных фораминифер (кокколитофориды), богатый и разнообразный комплекс двустворчатых и головоногих моллюсков.

Основываясь на палеотемпературных исследованиях Р. Боуэна (1969), Г. Лоуэнстама (Lowenstam, 1964), С. Эпштейна, проведенных изотопным методом по Западной Европе, Северной Америке, Австралии, а Р. В. Тейс и Д. П. Найдиным (1973) по Советскому Союзу, а также на результатах магнезиальных температур (Берлин, Хабаков, 1968, 1970; Ясаманов, 1976, 1978), удается достаточно подробно охарактеризовать термические условия тропического и экваториального поясов и наметить общие тенденции их изменения в течение поздне меловой эпохи. Максимальные температуры существовали в турон-коньякское время, а во второй половине сезона намечается глобальное снижение термического режима с минимумом в датском веке.

В Западной Европе температуры на протяжении позднего мела (за исключением маастрихтского и датского веков) колебались в пределах 18—25°; на юге Восточно-Европейской платформы, в Крыму и на Северном Кавказе они изменялись в пределах 18—22°, в Закавказье — 22—27°, в Средней Азии — 18—21°. На Северо-Американской платформе средние температуры составляли 18—26°, на юге Канадского

щита — 20—24°, а на севере Австралии — 20—24°.

В центральной части тропического пояса условно предполагается существование экваториального влажного пояса, к северу и югу от которого располагались области с аридным климатом. В северном полушарии обособились два аридных сектора. Один из них охватывал север Африки, Аравию и Восточное Средиземноморье, а другой простирался от Средней Азии до Тихоокеанского побережья Евразии. Аридность климата обосновывается развитием карбонатных и гипсоносных красноцветов, эоловых песков (Египет, Аравийский полуостров, Пакистан), гипса (Марокко, территория Сахары, Средней и Малой Азии) и солей (Марокко, Алжир, Ливия, Египет, Сирия и территория Средней Азии).

В южном полушарии под воздействием аридного климата находились западные районы Южной Америки, центральные области Африки и Индокитая. Здесь осуществлялось интенсивное соленакопление (Перу, запад Аргентины, Эквадор, Чили, Мали, Судан, Лаос, Таиланд) и формирование эоловых и пролювиальных красноцветных гипсоносных отложений. Для областей аридного климата свойственно слабое развитие гидрографической сети, отсутствие крупных пресноводных бассейнов, слабое развитие растительного покрова, наличие многочисленных трещин усыхания и псевдоморфоз солей и гипса.

В областях господства переменновлажного тропического климата усиливалась роль бассейновых фаций, сокращались объемы соленакопления и появлялись прослойки лигнитов и бурых углей. Последние известны в Испании, Афганистане и Колумбии. Образование гипса имело место в Колумбии, на юго-западе Мексики, в Гондурасе, Испании и Средней Азии. В растительном покрове принимали участие как влаголюбивые тропические (древовидные папоротники, кокосовые орехи и пальмы), так и засухоустойчивые (классополисы, секвойи, кипарисы).

Существование влажнотропической области северного полушария обосновывается развитием известных в наше время угленосных отложений Евразии и Северной Америки, широ-

ким развитием мономиктовых терригенных формаций, каолинитовых глин, элювиальных бокситов (Франция, Греция, Турция) и осадочно-элювиальных бокситов (Венгрия, Югославия, Франция, Италия, юг Советского Союза).

В южном полушарии влажнотропическая область охватывала северо-восточную оконечность Южной Америки, значительную часть Африки, Малайзию и Северную Австралию. Эти районы характеризуются высокой долей участия растительного углерода в осадочном процессе, развитием чистых кварцевых песков и каолинитовых глин, бокситов. В мощном лесном покрове принимали участие разнообразные пальмы, миртовые, магнолиевые и др.

За пределами тропических поясов располагались области с ослабленным термическим режимом, условно выделяемые под названием субтропического (квазитропического) пояса. В северном полушарии он охватывал значительную часть современной территории европейской части СССР, Западной Сибири, Казахстана, юга Восточной Сибири, Дальнего Востока, Приморья, Северо-Запада США и Северо-Востока Канады. Его южные аналоги выделяются на значительной части Австралии и на юге Южной Америки. В областях субтропического (квазитропического) климата накапливались олигомиктовые, карбонатные и кремнистые формации. Довольно широко распространены аутигенные минералы железа (сидерит, глауконит, лептохлорит), каолинит и небольшие залежи осадочно-элювиальных и осадочных бокситов.

Согласно изотопной и магнизиальной палеотермометрии, температуры приповерхностных вод морей Восточно-Европейской платформы в течение позднего мела изменились в пределах 13—19°. По степени увлажнения удается выделить аридный переменновлажный и равномерно-влажный секторы (см. рис. 30). В аридных секторах распространены сильно разреженные ксерофильные редколесья, сходные с современными полупустынями. Дефицит влаги совместно с сезонными и суточными колебаниями температур отразился на особенностях литогенеза и составе органического мира. Континентальные осадки пред-

ставлены пестроцветными гипсоносными глинами и карбонатными песками с характерными корками загара. Слабое развитие пресноводных бассейнов обусловило угнетенность, а иногда и полное отсутствие моллюсков и крупных рептилий.

В областях переменновлажного субтропического климата в раннем мелу существовали равномерно-влажные тропические условия. В результате смены режима увлажнения произошло переотложение продуктов лагеритных покровов и кор выветривания, формирование осадочно-элювиальных и осадочных месторождений.

Равномерно-влажный субтропический климат способствовал развитию вечнозеленых форм в составе хвойно-широколиственных и папоротниковых лесов. С течением времени вечнозеленые постепенно сменяются такими теплоумеренными листопадными, как клен, каштан, дуб, ольха.

Умеренный пояс в северном полушарии занимал северо-восточную часть Евразии и северо-запад Северной Америки. Его южные аналоги располагались на юго-востоке Австралии и, возможно, в Антарктиде. В перечисленных регионах накапливались полимиктовые, мезомиктовые терригенные и биогенные кремнистые формации. Незначительная роль принадлежит карбонатам. Спорадически распространены аутигенные минералы железа. Среди глинистых толщ преобладают бейделлит-гидро-слюдистые и гидрослюдистые разновидности. Довольно часто встречаются прослойки углистых глин, лигнитов и бурых углей.

По сравнению с субтропическим поясом сильно видоизменился состав фауны и флоры. Морская фауна обеднена в видовом и родовом отношении и представлена главным образом двустворчатными и брюхоногими моллюсками. Аммонитовая фауна бедна и состоит либо из космополитов, либо из холоднолюбивых форм. Основными лесобразующими породами служили ели, сосны, ивы, березы, ольховые и только на юге (умеренно теплая зона) известны платаны и секвойи.

В течение раннемеловой эпохи произошли весьма существенные изменения не только в распределении радиационного баланса, но и в количестве

атмосферных осадков. Если в начале неокома во многих регионах существовал значительный дефицит влаги, то уже в готериве начинается гумидизация, которая достигает максимума в альбском веке. В альбском веке происходит небольшое похолодание, особенно резко проявившееся в средних и высоких широтах.

Тропический и экваториальный пояса оконтуриваются по широкому развитию разнообразных морских и континентальных мономиктовых и олигомиктовых терригенных формаций (кор выветривания латеритного и каолинового типа, латеритных покровов), формированию эвапоритовой и экстракарбонатной формаций и образованию рифовых построек. Последние состояли не только из кораллов, но и мшанок, рудистов, водорослей.

Моря нормальной солености отличались разнообразием и богатством планктонных и бентосных организмов. Наряду с кокколитофоритами и другими формами наннопланктона, а также более крупными планктонными фораминиферами на мелководных участках располагались крупные устричные банки, колонии водорослей, кораллов, рудистов и разнообразных брюхоногих и двустворчатых моллюсков. Довольно широкими ареалами обладали теплолюбивые аммониты и белемниты.

По данным Р. Боуэна (1969) и Г. Лоуэнстама (Lowenstam, 1964), в Западной Европе в течение раннего мела имели место высокие температуры (19—28°), причем максимальные значения определены для альбского века. Однако это противоречит не только магнезиальной палеотермометрии, но и другим палеоклиматическим данным. В частности, в альбском веке наблюдается сокращение, а местами и полное исчезновение кораллово-рудистой фауны, появление мелких двустворчатых моллюсков борéalного типа, сокращение рифообразования, смена карбонатного осадконакопления терригенным олигомиктовым, сокращение каолинита и изменение состава растительности. Кроме того, альбский век был временем максимальной гумидизации. Повидимому, наступившее небольшое опреснение среды обитания белемнитов отразилось на изотопном составе

роствор, который воспринимается как эффект повышенного температурного режима.

В Крымском и Северо-Кавказском бассейнах в неокоме средние температуры приповерхностных участков и прибрежных мелководных зон моря изменялись в пределах 19—26°. В аптском веке температурные условия оказались близки к субтропическим (17,5—19°), а в середине среднего альба намечается снижение температур до 12—13°. Аналогичное изменение температурного режима установлено и для других регионов Советского Союза (Ясаманов, 1978). Так, в неокоме в Закавказье имели место высокие температуры — 19—27°, а в Средней Азии — 20—25°. В аптском веке температуры снизились до 17—20° в Закавказье и 15—18° в Средней Азии. В середине альба повсеместно отмечается снижение термического режима до 12—13°. Но уже в начале сеномана температуры вновь возрастают, достигая 22—25°.

Несмотря на ограниченность результатов палеотемператур по другим регионам, они все-таки дают общее представление о температурном режиме тропических поясов. Так, по данным ряда зарубежных авторов, в неокоме температуры на территории нынешней Индии равнялись 24—26°, а в позднем альбе — 22°С. В Мозамбике и Северной Австралии в апте и раннем альбе температуры достигали 23—24°, в США они изменялись в пределах 19—21°С.

По степени увлажненности в пределах тропического пояса выделяются секторы аридного, переменно-влажного и равномерно-влажного климата. Географическое положение этих секторов дает возможность условно наметить простираение экваториального пояса. В его пределах осуществлялось формирование угленосных отложений (Эквадор, Перу, Йемен, Оман, Индия) и кварцевых песков с прослоями каолиновых и углистых глин. Не менее обширным распространением пользуются кварцево-каолиновые пески с большим количеством оолитов железа, обломками кирасы (железоглиноземистый панцирь) и латеритных бокситов (Конго, Камерун, Нигерия), а также бескарбонатных красноцветов (впадина Амазонки на

северо-востоке Бразилии, Камерун, Судан, Таиланд, Кампучия, Вьетнам).

В морях происходило формирование терригенно-глинистых высокозрелых и существенно органогенных высокомагнезиальных известняков, а также разнообразных рифов. На основании находок остатков тропической мезофильной флоры, по комплексу морской и наземной фауны, а также по вещественному составу осадков можно считать, что климат был лишен сезонных различий температур воды и воздуха и держался на уровне 24—28°С.

Наличие аридного тропического сектора в северном полушарии обосновывается развитием солей, гипсов, ангидритов, карбонатных и гипсоносных континентальных красноцветов (современные США, Мексика, страны Центральной Америки, Колумбия, север Африки, Аравийский полуостров, Средняя и Центральная Азия). В неокоме аридный сектор Евразии может быть разделен на сухую центральную и умеренно сухую периферическую области (Синицын, 1966).

В периферических частях аридного сектора известны находки ксерофильной растительности и остатков пресноводных двустворок, гастропод, остракод, филлопод. Эти находки позволяют сделать заключение о существовании 3—5-месячного засушливого сезона и 500—700 мм годовой суммы атмосферных осадков. В течение неокома происходило то усиление, то ослабление засушливых условий. Однако в конце раннемеловой эпохи площадь аридных секторов сократилась по крайней мере в 2 раза. В альбском веке ослабли рифообразование и органогенное карбонатонакопление и в тропические моря стали проникать представители бореальной фауны (ауцеллины, иноцерамы, бореальные аммониты).

Аридные условия в южном полушарии существовали на территории нынешней Южной Бразилии, Парагвая, Аргентины, Чили, Сомали, Кении, Танзании, Заира и Анголы. Во многих районах осуществлялось соле- и сульфитонакопление. Растительность располагалась вдоль морских побережий и на перифериях аридного пояса. Она представлена засухоустойчивыми папоротниками, классополисами, араукариями и подокарповыми. По

характеру растительности и животного мира ландшафты южного аридного сектора, особенно его периферические части, напоминали современную сухую саванну.

Влажный тропический климат выделяется как в северном, так и в южном полушариях. В Северной Америке влажнотропические условия свойственны территории, простиравшейся от Калифорнии до полуострова Лабрадор. В континентальных условиях формировались кварцевые пески, каолиновые глины, включающие прослойки лигнита, углистых глин и даже бурых углей (р. Колорадо, залив Джеймса).

На протяжении раннемеловой эпохи влажнотропические условия господствовали в средней части Европы, на юге нынешней европейской части СССР и на Дальнем Востоке. В то же время на юге Западной Европы, в Казахстане и на юге Сибири существовавшие в раннем неокоме перемменно-влажные условия сменились в начале барремского века равномерно-влажными. Именно с этого времени возрастает интенсивность корообразования, формируются латеритные покровы, осадочно-элювиальные бокситы и появляются сероцветные толщи с углистыми прослоями. О высокой влажности свидетельствуют наличие большого объема осадков пресноводных бассейнов и мезофильный характер растительности. На низменностях росли папоротниковые и цикадофитовые леса, а в конце раннего мела появились первые мезофильные представители покрытосеменных.

Распространение кварцевых песков и каолиновых глин на континентах, накопление экстракарбонатной формации, интенсивное рифообразование, существование тропической наземной и морской фауны, а также большое количество находок разнообразных папоротников, мезофильных цикадофитовых и развитие заболоченных ландшафтов свидетельствуют о влажном тропическом климате на юге Африки, Южной Америки и на севере Австралии. Общее количество атмосферных осадков во влажном тропическом климате превышало 1500 мм, а их распределение в течение года было равномерным.

К северу от влажнотропического пояса северного полушария господ-

ствовал влажный ослабленный тропический (квазитропический или субтропический) тип климата. Под его воздействием характер выветривания, литогенеза и состав органического мира изменяется. Среди терригенных толщ появляются остатки неразложившихся полевых шпатов и слои гидрослюдистых глин. Повсеместно снижается карбонатность осадков, сокращается роль органогенных известняков, уменьшаются размеры органогенных построек, более обильной становится угленосность и наряду с хемогенными кремнистыми толщами появляются биогенные (диатомиты, спонголиты). Довольно большим распространением пользуются фации обильно увлажненных ландшафтов (руслевые, пойменные, старичные, озерные, озерно-болотные, болотные). Наряду с тропическими организмами (белемиты, характерные роды аммонитов, рудисты, кораллы) появляются представители бореальной фауны. Растительность также имела смешанный состав. Вместе с теплоумеренными и субтропическими формами папоротников были распространены субтропические и тропические покрытосеменные (магнолия, платан, пальмы), цикадофиты и беннеттитовые с примесью хвойных. Значение последних возрастало на возвышенностях.

В течение большей части раннего мела температура прибрежных участков морей в южных и центральных частях Восточно-Европейской платформы превышала 15° . В середине альба намечается снижение температурного режима до $8-10^{\circ}$.

На юге Южно-Американского и Африканского континентов и на значительной части Австралии господствовал влажный климат, по термическим условиям близкий к субтропическому. Здесь наряду с сероцветными толщами с прослоями углей и лигнитов распространены пестроцветные (каолининовые и каолининово-гидрослюдистые глины с гидроокислами железа). В морях наряду с тропическими формами головоногих моллюсков (как, например, белемнитами перотобелус и псевдобелус) обитали умеренные бентосные организмы (бухия, ауцеллины, иноцерамы). По данным Ф. Дормана и Е. Гилла (Dormann, Gill, 1974), в апте в Австралии температуры составляли

$12-18^{\circ}$, но в неокоме они достигали 20° . О влажном субтропическом климате свидетельствуют остатки теплолюбивых папоротников (древовидные формы) и цикадофитов.

Умеренный климат в северном полушарии свойствен северо-западу Северной Америки и северо-востоку Евразии, а в южном полушарии — Антарктиде. Умеренные условия северного полушария подтверждаются распространением сероцветной полимиктовой и мезомиктовой формаций, которые в ряде мест насыщены растительным углеродом и заключают пласты углей. Процессы аутигенного минералообразования и выветривания протекали в весьма ослабленной форме. Очень ограниченным развитием пользуются аутигенные минералы железа и кремнезема, а также каолинит.

В морях развит так называемый бореальный комплекс свободноплавающей и бентосной фауны (бухия, лима, белемниты *Cylindroteuthis*, *Pachyteuthis*, аммониты родов *Craspedites*, *Tollia*, *Polyptychites*, *Breweriaceras* и др.).

Флора северо-запада Северо-Американского континента сходна с флорой севера Сибири. Здесь произрастали хвойно-лиственные листопадные и хвойно-гинкговые леса с папоротниками и цикадофитами в подлеске. Цикадофиты в основном распространены на южных перифериях умеренного пояса, но в апте и особенно в альбе их число резко уменьшается. В это время сохранялись формы, переносившие сезонные и, возможно, суточные колебания температур. Многие из цикадофитов являлись эндемиками.

Средние температуры среды обитания белемнитов и мелководных двустворок и брахиопод на севере Сибири и на Урале обычно не превышали 14° , и только в альбском веке они составляли всего $3-8^{\circ}$ С.

Основанием для выделения южного умеренного пояса послужили находки в Антарктиде остатков морской фауны (Грикуров, 1973). Она заключена в толщу сероцветных полимиктовых песков и глинистых сланцев гидрослюдистого состава. Широко распространена космополитная и эндемичная фауна, в том числе бухия, иноцерамы, аммониты родов *Vochianites*, *Surasinella* и др.

По особенностям температурного режима в позднелюрскую эпоху выделяются тропический, субтропический и умеренный пояса (рис. 28). Основанием для выделения тропического пояса служат распространение органо-генных построек, экстракарбонатных, сульфатно-карбонатных, эвапоритовых и континентальных красноцветных гипсоносных формаций. В морях тропического климата обитали кораллы, известковые водоросли, мшанки, головоногие, брюхоногие и двусторчатые моллюски, обладающие исключительным видовым и родовым разнообразием.

Согласно палеотермометрическим данным Р. Боуэна (1969), высокий термический режим характерен для Западной Европы (20—27°С), Восточной Гренландии (19,5—25°), Канады (24—32°), США (20—24°), Индии (20°), Аргентины (до 26°С). По данным магнезиальной палеотермометрии, в Крымско-Кавказском бассейне температуры изменялись в пределах 20—28°.

Экваториальные влажные условия, возможно даже с сезонным увлажнением, существовали на территории Бразилии и Перу. Об этом можно судить на основании присутствия слабокарбонатных красноцветов и угленосных сероцветных толщ. Что же касается Африки и Южной Евразии, то, по-видимому, здесь в экваториальной зоне располагались пустынные и полупустынные ландшафты.

Абсолютное господство в поздней юре имели резко выраженные засушливые условия. Они диагностируются не только по развитию сульфатных и красноцветных гипсоносных отложений и по присутствию больших залежей солей, но и по фациальному составу осадков. Наряду с фациями засоленных лагун и мелководных морей с повышенной соленостью распространены дельтовые и особенно фации временных потоков, пересыхающих соленых озер и эоловые. Континентальные осадки характеризуются плохой окатанностью и отсортированностью, резко выраженным полимиктовым составом, обильной карбонатностью, загипсованностью и небольшим развитием глин.

В морях тропического аридного климата происходило интенсивное карбонатонакопление. Слабый приток

пресных вод с суши, а следовательно, небольшое количество тонкого терригенного материала вместе с высокими температурами, с одной стороны, способствовали повышению солености мелководных прибрежных участков, а с другой — благоприятствовали развитию в областях с нормальной соленостью коралловой фауны.

Субтропический (квазитропический) климат наиболее обоснованно устанавливается для Евразии. Что же касается Северо-Американского, а особенно Африканского и Южно-Американского континентов, то выделение этого типа климата основывается на косвенных данных. В Евразии субтропический климат был распространен в пределах Северной Европы, на значительной части современной европейской части СССР, Урала, Сибири, Северо-Восточной Монголии, Японии. В морях обитал смешанный комплекс фауны, состоявший как из представителей тропической фауны — головоногих моллюсков, брахиопод, кораллов, так и из бореальных форм. К числу последних относятся бухии, аммониты родов *Virgatites*, *Craspedites*, белемниты *Pachyteuthis*, *Cylindroteuthis*.

Изотопный анализ и химический состав раковин брахиопод и ростров белемнитов позволили установить температурные условия. По данным Р. В. Тейс и Д. П. Найдина (1973), температуры на Земле Франца-Иосифа достигали 17°, в бассейне Печоры — 17—20°, но в центральных районах Восточно-Европейской платформы они оказались довольно низкими (12—20,5°). Такое различие авторы объясняют колебаниями водного стока. В то же время магнезиальным методом такие различия не зафиксированы. По данным Т. С. Берлин, А. В. Хабакова (1970) и Н. А. Ясамина (1976, 1977, 1978), температуры на севере европейской части СССР (р. Печора, Земля Франца-Иосифа) составляли 16—17°, в центральной области Восточно-Европейской платформы — 16—18°, на севере Средней Азии — 18—20°, а на севере Сибири — 15—19°С.

Области с переменным увлажнением (Восточно-Европейская и Сибирская платформы) характеризовались высокой карбонатностью осадков, мезо- и олигомиктовым составом тер-

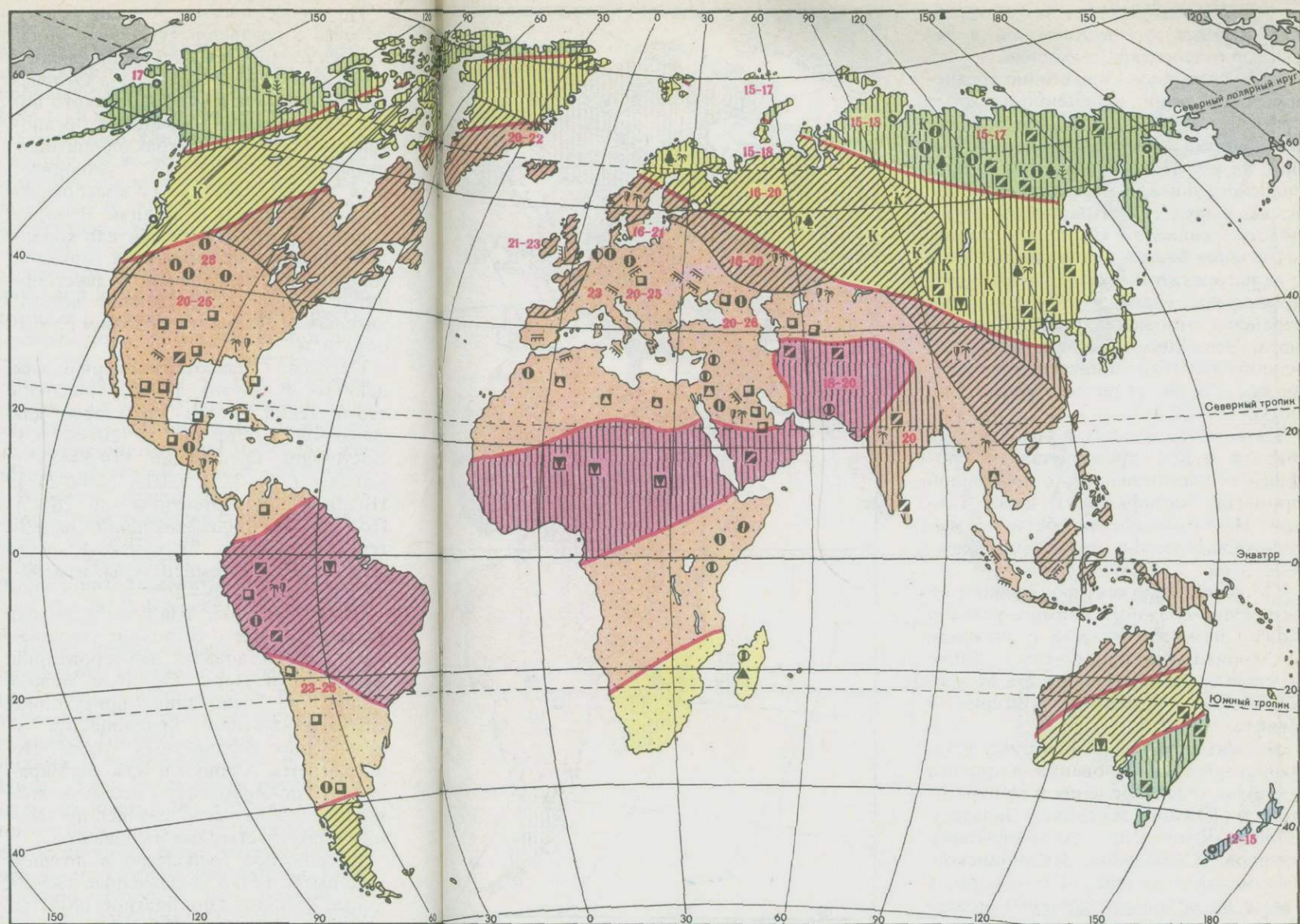
ригенных толщ. Высокая продуктивность зоо- и фитопланктона способствовала накоплению битуминозных глин и горючих сланцев. Возвышенные участки суши покрывались ксерофильным редколесьем, а на приморских низменностях росли ксерофильные папоротники, цикадофитовые и гинкговые (Ясаманов, 1978).

Возрастание влажности в восточном направлении отразилось на составе флоры и осадков. Пестроцветные и красноцветные осадки уступают место сероцветным с обильным растительным детритом, а в ряде низменностей (межгорные впадины Забайкалья, Монголии и Китая) происходило угленакпление. Широко распространены фации обильно увлажненных ландшафтов. Осадочные образования представлены каолинистыми и каолиново-гидрослюдистыми глинами, полимиктовыми и кварцево-полевошпатовыми песками с прослоями пресноводных органогенных известняков.

Так же как и в более раннее время, умеренный пояс в северном полушарии располагался на северо-востоке Евразии и на северо-западе Северной Америки, но характерной чертой позднюрской эпохи является значительное его смещение в более высокие широты. В условиях умеренного климата формировались полимиктовые, мезомиктовые и олигомиктовые терригенные осадки, обогащенные растительным детритом, но слабоизвестковые. Морская фауна представлена главным образом бореальными формами, а растительность состояла из хвойных и смешанных, хвойно-гинкговых лесов. Согласно палеотермометрическим данным, средние температуры мелководных участков морей колебались в пределах 15—18°, но в более удаленных участках они не превышали 15°С.

В южном умеренном поясе, фрагменты которого сохранились на юго-востоке Австралии и Новой Зеландии, в континентальных бассейнах осуществлялось формирование сероцветных слабокарбонатных, мезомиктовых и полимиктовых терригенных толщ, обогащенных растительным детритом.

В морях обитали ауцеллы и эндемичные виды головоногих моллюсков, а на низменностях произрас-



тали умеренные хвойные, папоротники и гинкговые.

Ранне- и среднеюрская эпохи были временем наивысшей гумидизации климата в мезозое. В это время наблюдается не только сильное уменьшение размеров аридных областей, но и сезонное распределение атмосферных осадков в наиболее засушливых областях Африки и Америки. В тропических областях средние температуры достигали 25—27°; в раннем эоцене отмечается понижение их на 10—15°. Несмотря на обилие палеоклиматических данных, свидетельствующих о существенном снижении температур в Западной Европе в те-

чение лейаса (Аркелл, 1961; Шварцбах, 1955; Страхов, 1960) и более низком термическом режиме по сравнению с догермом и мальмом, Р. Боуэн (1969) по палеотермометрическим данным выделяет тоарский максимум.

По присутствию соленосных лагунных отложений аридные условия выделяются в ограниченных районах Северо-Американского континента (территории нынешних штатов Юта, Колорадо, Вайоминг). Примерно в этих же районах развиты аридные красноцветы, эоловые пески и разнообразные гипсоносные осадки.

Аридный климат господствовал на севере Африки. На северо-западе Аф-

Рис. 28

Схематическая глобальная палеоклиматическая карта позднюрской эпохи (условные обозначения даны на рис. 25)

рики наряду с мелководными доломитовыми и высокомагнезиальными известняками известны сульфатные и даже каменная соль. Полимиктовые пески и гипсоносные красноцветы формировались в Алжирской Сахаре, на юго-западе Марокко и в Южном Тунисе.

К южному ариднему сектору относились острова Карибского бассейна, где известны залежи солей (Куба), а также Сомали и Танзания. В пределах

последних распространены не только карбонатные красноцветы, но и лагунные соленосные отложения.

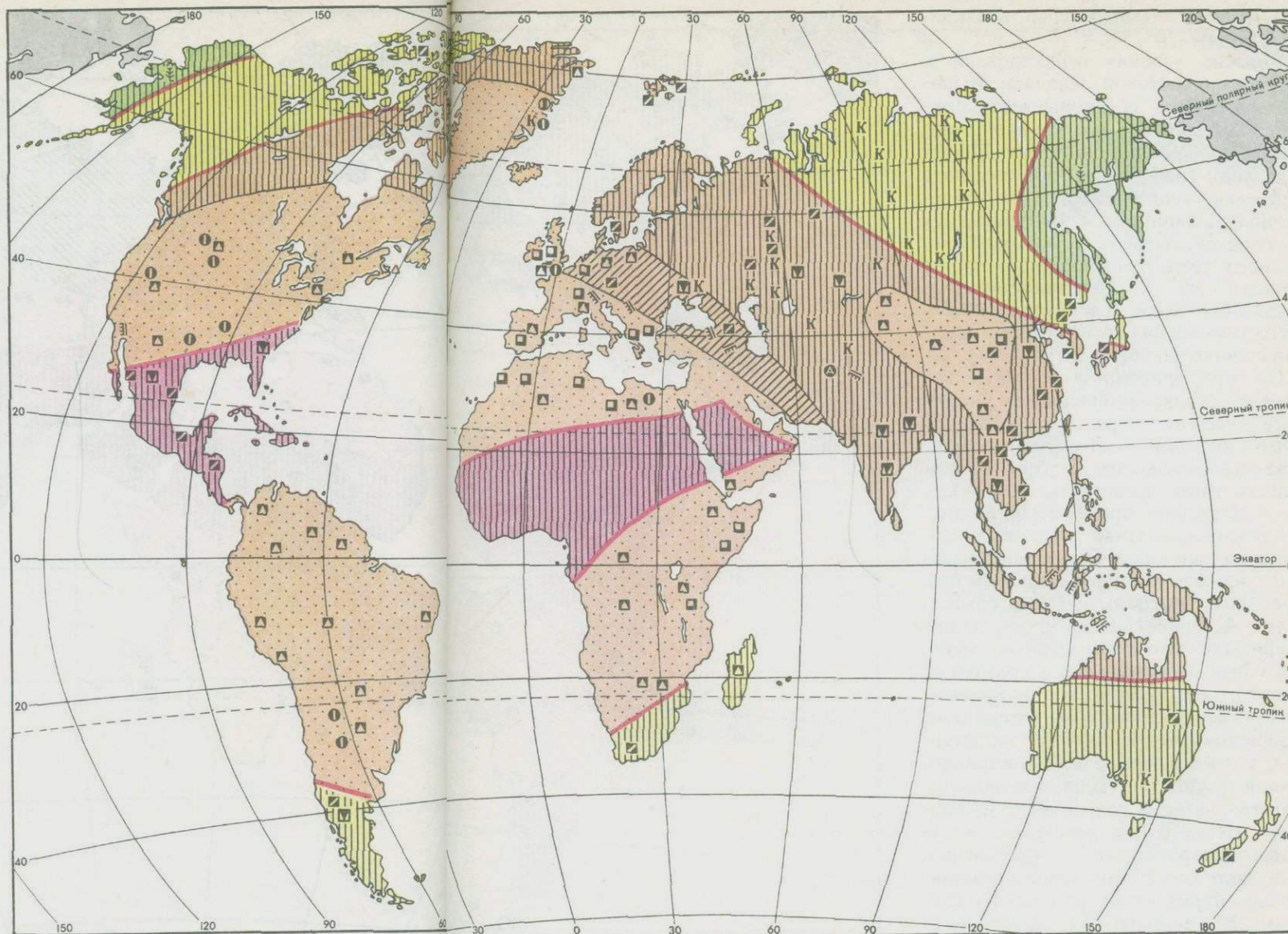
В течение ранне- и частично среднеюрской эпохи переменнo-влажные тропические условия господствовали на значительной части Африки, в Аравии, на юге Индокитая и на юге Бразильского щита. В перечисленных областях наряду с образованиями засушливого климата (эоловые фации, включения барита и целестина, глины с палыгорскитом и сепиолитом, псевдоморфозы солей и гипса) распространены отложения гумидного климата. Это олигомиктовые пески, каолинитовые и каолинитово-гидрослюдистые глины, углистые глины, лигниты.

На возвышенностях в условиях дефицита влаги произрастала ксерофильная растительность с небольшой примесью мезофильных папоротников. На низменностях росли относительно влаголюбивые (сезонно-влажные) леса.

По положению секторов аридного и переменнo-влажного климата условно можно наметить области с влажным экваториальным климатом. Такие условия были характерны для Мексики, Гвинеи, Камеруна, Нигерии и Египта.

Влажный тропический климат устанавливается на основании широкого развития угленакопления в Центральной и Южной Америке, Западной Европе, в пределах Восточно-Европейской, Сибирской, Индостанской, Таримской и Китайской платформ, а также на крупных островных поднятиях в бассейне Тетиса. К этой области приурочены сероцветные обогащенные растительным детритом осадки, присутствие большого количества осадков мономиктового и реже олигомиктового типа, интенсивное выветривание вплоть до каолинитовой стадии.

Низменности и возвышенности покрывались влаголюбивыми папоротниково-цикадофитовыми и цикадофитовыми лесами (Южная Америка), цикадофитово-папоротниковыми и хвойно-гинкгово-цикадофитовыми лесами (юг Евразии). Большим распространением пользовались пойменные, озерные, озерно-болотные и болотные фации, обогащенные растительным детритом. В морских осадках



содержание карбонатного материала довольно незначительное и господствующее положение занимали алевролиты и углистые глины гидрослюдистого и гидрослюдисто-каолинитового состава.

На значительной части современной Сибири, Монголии, Северного Китая распространялся более умеренный климат. Зональным типом растительности здесь были мезофильные хвойно-гинкговые леса с небольшой примесью цикадофитов и беннеттитовых. В местах наибольшего увлажнения располагались заросли папоротников. В седиментационных бассейнах накапливались песчано-глинистые

мезо- и олигомиктовые осадки, угленосные в континентальных и бескарбонатные в морских фациях. Глины имели гидрослюдистый состав с небольшой примесью каолинита, галлуазита, бейделлита и хлорита.

Моря данной природной зоны обеднены фауной: в них встречаются лишь эндемичные или космополитные формы. По мнению В. М. Сеницына (1966), характерны сезонные колебания температур и иногда минимальные значения опускались до 0°C . Это хорошо подтверждается наличием на хвойных годовых колец нарастания, а также сезонной потерей молодых побегов, веток и иголок («листопад-

Рис. 29

Схематическая глобальная палеоклиматическая карта позднетриасовой эпохи (условные обозначения даны на рис. 25)

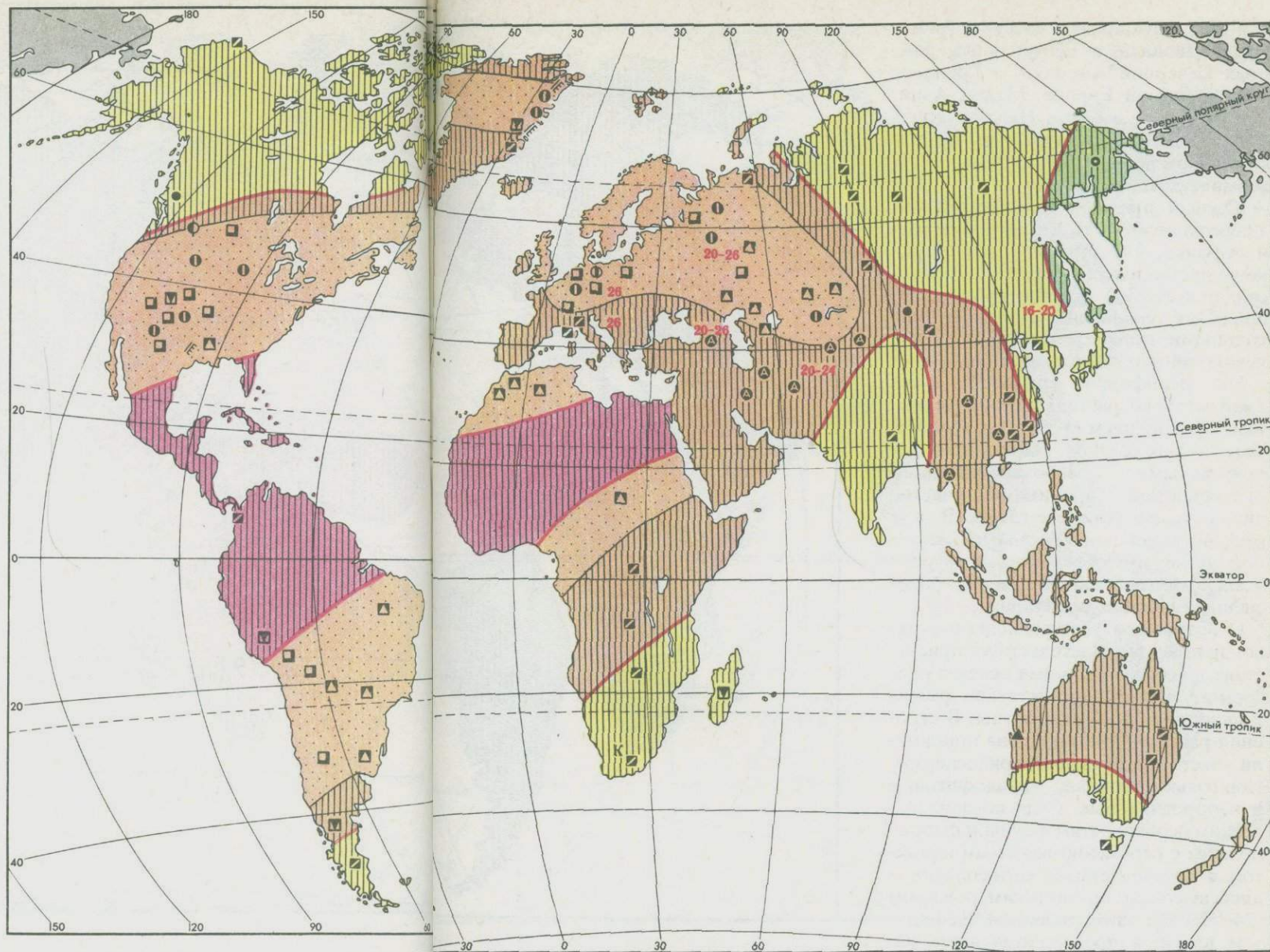
ность») гинкговых и подозамитов.

Вместе с тем присутствие цикадофитов и гинкговых, развитие морских рептилий, а также примесь среди морских осадков каолинита, глауконита и фосфоритовых желваков позволяют считать климат близким к субтропическому. Это подтверждается данными палеотемпературных определений (Ясаманов, 1976; Берлин и др., 1970). На севере температурный режим изменялся в пределах $15\text{--}20^{\circ}\text{C}$, а на

юго-востоке температуры повышались до 18—20°.

Близкие условия существовали в Австралии и Новой Зеландии. Высокая влажность обосновывается присутствием угленосных толщ в Квинсленде, Новом Южном Уэльсе, Виктории, глин гидрослюдистого состава с примесью каолинита, а также эндемичных аммонитов и двустворчатых моллюсков, близких к формам борального типа. Растительный покров состоял из хвойно-гинкгово-цикадофитовых лесов, а в местах наивысшего увлажнения располагались заросли папоротников.

По этим природным условиям, характеру осадконакопления и составу органического мира триасовый период в истории Земли занимал двойственное положение. В то время как ранний триас представлял собой как бы естественное продолжение позднего палеозоя, поздний триас тесно связан с ранней юрой. В течение триасового периода термический режим был довольно высоким. Свидетельство тому — широкое распространение рифовых массивов, высокомагнезиальных органогенных и оолитовых известняков, наличие кор выветривания с каолинитовым и латеритным профилем, мономиктовых терригенных толщ и развитие весьма теплолюбивой фауны (кораллы, брахиоподы, двустворчатые и головоногие моллюски). Несмотря на небольшое число палеотемпературных определений, они дают достаточно ясное представление о термическом режиме. По данным В. Кальтенэггера (Kaltenegger, 1967), в рэтском веке в Австрии существовали температуры, равные 21,5—24,5°. Температуры, установленные магнезиальным методом, в позднем триасе на Северном Кавказе составляли 24—25°, в Закавказье — 24—26°. На основании литологических данных предполагается существование высокого термического режима в раннем триасе. В то время как в позднем триасе выделяются области с влажными экваториальными условиями (Центральная Америка и центральная часть Африки, Индостан и Юго-Восточная Азия) (рис. 29), в раннем триасе наличие высокой влажности на экваторе остается под вопросом. В раннем и частично в среднем триасе в пределах тропического пояса



выделяются три основные природные зоны: экстрааридная, или пустынная, умеренно-аридная (зона сухих и опустыненных саванн) и переменновлажная.

В экваториальном поясе позднего триаса располагались обильно увлажненные ландшафты (разнообразные озерно-аллювиальные и озерно-дельтовые низменности). В их пределах осуществлялось накопление мономиктовых серо- и пестроцветных осадков (каолинитовые глины, кварцевые пески с аутигенными минералами железа и выделениями гидроокислов алюминия). В Юго-Восточной Азии и

Центральной Америке формировались небольшие залежи бурых углей. На низменностях и возвышенностях произрастали древовидные папоротники и цикадофиты.

В раннем и среднем триасе пустынные ландшафты занимали значительную часть Северной Америки, Европы, Северной Африки, Аравийского полуострова, Центральной и Средней Азии, севера Южной Америки и Северной Австралии. Эти области характеризуются высокой насыщенностью индикаторами аридного климата. Это золотые фации, полимиктовый состав карбонатных красноцвет-

Рис. 30

Схематическая глобальная палеоклиматическая карта позднетриасового периода (условные обозначения даны на рис. 25)

тов, большое количество неустойчивых к выветриванию минералов, пустынные гипсовые и железокремнеземистые корки, псевдоморфозы солей, трещины усыхания, соленосные и сульфатно-карбонатные формации и т. д. Остатки растений в то время встречаются крайне редко и представлены весьма однообразными ксерофильными формами.

Аридные тропические условия в се-

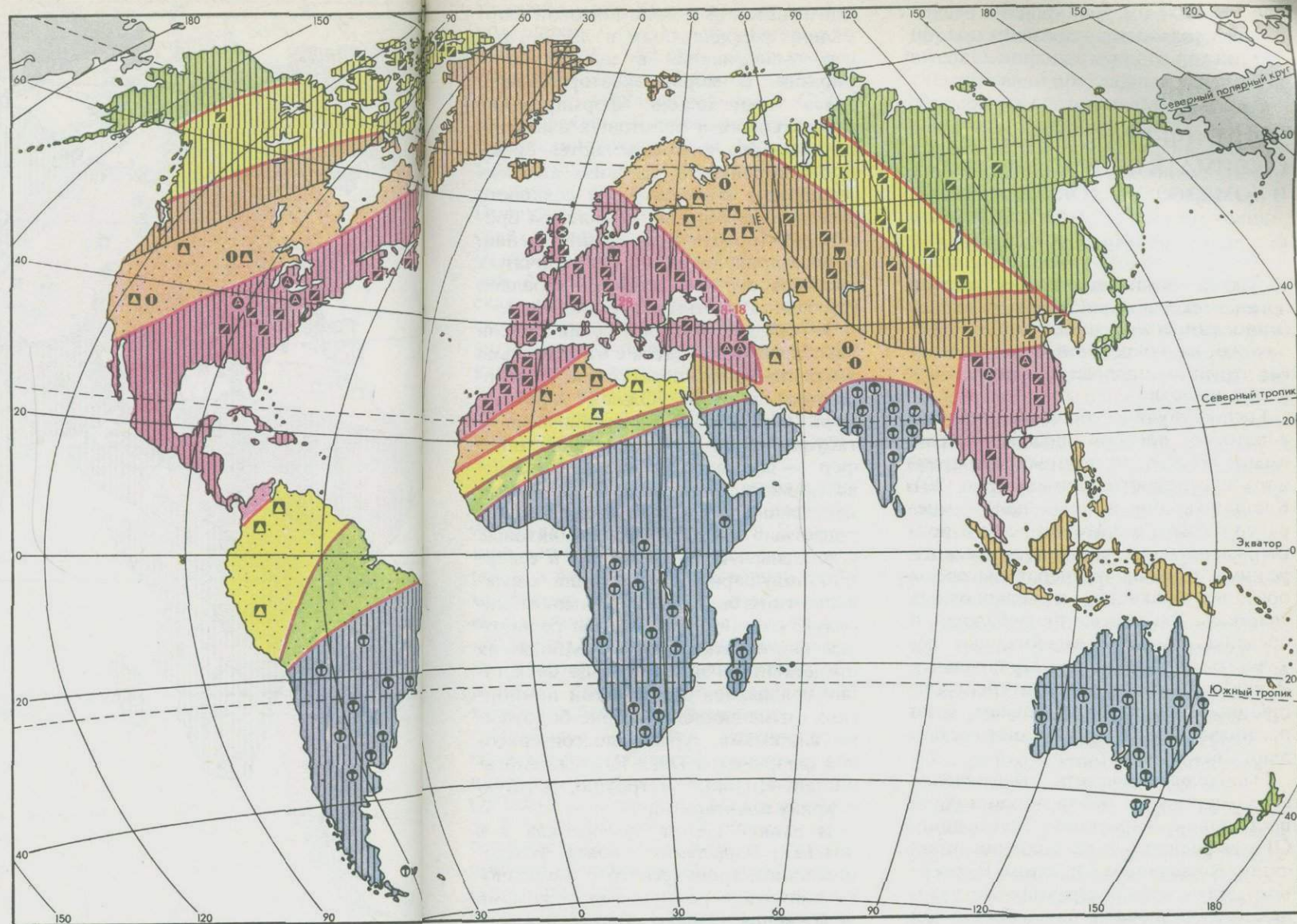
верном полушарии в позднем триасе господствовали в центральных районах Северной Америки, в Гренландии, Западной Европе, Малой Азии, Средней Азии и Китае. Наличие аридного седиментогенеза свидетельствует о большом дефиците влаги и высоком термическом режиме.

Южный аридный пояс охватывал значительную часть Южной Америки и Африки, где широко распространены пустынные ландшафты. Об этом свидетельствуют эоловые фации карбонатных красноцветов с многочисленными гипсо-кремнистыми и железокремнистыми корками.

На периферии аридного пояса влажность возрастала с одновременным сокращением продолжительности засушливых сезонов. Наряду с континентальными слабокарбонатными красноцветами принимают участие лигнитовые и углистые глины. В ряде мест Центральной Европы и Восточной Азии имеются прослои бурого угля, сформированные в сильно опресненных лиманах и эстуариях.

О возросшем участии воды в осадконакоплении свидетельствует присутствие в континентальных осадках сидерита, гидрогетита, остатков растительности и наземной фауны. В строении растительного покрова принимали участие хвощевые, птеридоспермы, гинкговые, хвойные, цикадофитовые и папоротниковые. Судя по экологическим особенностям фауны и флоры, области с переменновлажным климатом в позднем триасе характеризовались высоким термическим режимом ($24-26^{\circ}\text{C}$), значительным дефицитом влаги, а продолжительность засушливого сезона составляла 3—5 месяцев. По природным условиям области с переменновлажным климатом напоминали современные пустынные саванны.

В раннем и среднем триасе равномерно-влажные условия существовали в ограниченных районах южного полушария (юг Южной Америки, Антарктида, Индостан). В позднем триасе области с господством равномерно-влажного тропического климата значительно расширились (см. рис. 30). В мономиктовых сероцветных, угленосных и слабокарбонатных красноцветных осадках, а также в отложениях озерно-болотного генезиса встречается большое число остатков



древовидных папоротников, мезофильных цикадофитов и хвощевых, а также реликты палеозойских каламитов.

В конце позднего триаса в восточной части Евразии формировались угленосные и лигнитоносные осадки. На более умеренный термический режим указывают полимиктовый состав терригенной части, большая примесь каолиновых глин, слабое представительство в составе флоры и фауны тропических элементов.

Сравнение ландшафтной обстановки, условий осадконакопления, состава осадочных толщ с современными и кайнозойскими аналогами, а также

экологические особенности растительного покрова позволяют высказать ряд предположений об общем количестве атмосферных осадков. Слабое развитие поверхностного стока способствовало формированию эоловых и пролювиальных фаций, а резкое преобладание испарения над увлажнением — формированию эвапоритовых осадков, образованию трещин усыхания, развитию оазисной ксерофильной растительности и т. д. Считается, что общее количество атмосферных осадков вряд ли было ниже 500 мм/год. По мнению В. М. Сеницына (1966, 1976), этот минимум необходим для развития красноцветного выве-

Рис. 31
Схематическая глобальная палеоклиматическая карта средне- и позднекарбонной эпохи (условные обозначения даны на рис. 25).

тривания и для гидратации минералов, содержащих железо. В умеренно-аридной зоне общее количество атмосферных осадков возрастало до 800 мм/год. В переменновлажном тропическом климате, судя по довольно высокому коэффициенту ксерофильности, рассчитанному по палинологическим данным, и формированию зрелых осадков, общее количество атмосферных осадков изменялось от

1000 до 1500 мм, а в областях равномерного увлажнения превышало 1500 мм/год.

Глава VII

ЭМПИРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О КЛИМАТЕ КОНТИНЕНТОВ В ДОМЕЗОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

§1. КЛИМАТЫ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Характер осадконакопления, состав органического мира позднего и особенно раннего палеозоя очень мало похожи на современные, и поэтому все труднее проводить соответствующие аналогии.

Господствующее значение среди индикаторов климата поздней перми имеют показатели тропического аридного и гумидного климата (рис. 30). Единичные определения палеотемператур служат достаточно веским подтверждением высокого термического режима. Средние температуры среды обитания брахиопод в мелководных участках Закавказья колебались в пределах 20—26°. Аналогичные результаты получены для Приаралья и Дарваза. Высокие температуры свойственны Динаридам и Альпам, и по остаткам ругоз и табулят они составляют 26—28°.

Необходимо отметить, что в течение позднeperмской эпохи происходило постепенное нарастание аридизации. Оно выразилось в расширении областей с засушливым климатом. В северном полушарии экстрааридные условия господствовали на значительной части Северо-Американской, Западно-Европейской и Восточно-Европейской платформ. В южном полушарии аридный климат свойствен Южной Америке и Центральной Африке.

Географическое положение экваториального влажного пояса подтверждается фактическим материалом. К нему относится преобладание в разрезе бескарбонатных красноцветов в Центральной Америке и наличие в Венесуэле каолинистых глин, часто обогащенных растительным детритом; присутствие на юге впадины Конго каолинистых и каолиново-гидрослюдистых глин с прослоями лигнитов, углистых глин и углей, последние известны также в Замбии и Заире; распространение терригенной

олигомиктовой и мономиктовой формации, ферраллитных и латеритных кор выветривания в южной части Евразии. В морях экваториального пояса происходило формирование органогенных и оолитовых известняков, нередко там встречаются рифовые постройки. В условиях высоких температур и нормальной солености развивались богатые комплексы брахиопод (продуктиды, рихтгофении, ретикулярии, литонии), двустворчатых моллюсков, гониатитов, кораллов (ругозы, табуляты) и фораминифер.

За пределами тропических поясов располагались области с относительно умеренными температурами (северовосток Евразии, Южная Африка). Роль теплолюбивых организмов — табулят, ругоз и крупных фораминифер — снижается, и уменьшается известковистость осадков. Среди континентальных осадков преобладают сероцветные мезо- и полимиктовые угленосные. В то время как в северном полушарии произрастали кордаитово-гинкговые леса, в южном наряду с кордаитами известны реликтовые формы глоссоптерис. Многие их представители имели кольца нарастания и являлись обитателями приморских низменностей с озерно-болотными системами. Ареал глоссоптерисовой флоры охватывал Южный Афганистан, Индию, Австралию, Южную Африку и Антарктиду.

В ранней перми, так же как и в поздней, выделяются пояса экваториального, тропического и умеренного климата с различными режимами увлажнения. Однако характерная черта начала пермского периода — довольно низкие температуры на некоторых материках южного полушария.

В морях тропического и экваториального поясов обитали весьма разнообразные в видовом и родовом отношении табуляты, ругозы, брахиоподы, фузулиниды, сифониковые водоросли, головоногие и двустворчатые моллюски. Температуры среды обитания кораллов и брахиопод в Закавказье и на юге Средней Азии не опускались ниже 20°, но наивысшие значения характерны для Предуралья (24—28°), т. е. для областей развития крупнейших рифов.

В северном полушарии засушливый климат господствовал в центральных частях Северной Америки и на значи-

тельной части Евразии, а в южном полушарии — в Южной Америке и на северо-западе Африки. Соленосные отложения этого возраста ныне известны на европейской части СССР (Московская, Днепровско-Донецкая, Прикаспийская впадины, Молдавия и Предуралье), в Среднеевропейской впадине и в Казахстане (Северное Приаралье, Джезказганская и Тенгизская впадины), в США (Оклахома, Нью-Мексико, Канзас, Техас), в Южной Америке (р. Парагвай, Амазонская впадина). В этих же областях сконцентрированы пласты гипсов и ангидритов и распространены толщи карбонатной и гипсоносной континентальной красноцветной формации. Растительные остатки оазисного типа обнаружены только в пределах приморских низменностей.

Экваториальный пояс охватывал Центральную Америку, Северную Америку, Юго-Восточную и Восточную Азию. В условиях высоких температур и влажности происходило формирование сероцветных олигомиктовых и мономиктовых толщ и угленакопление. Растительность представлена влаголюбивыми папоротникообразными формами, пекоптеридами и хвойными без колец нарастания.

Наиболее обильная угленосность свойственна областям равномерно-влажного тропического климата. Однако все более резко выражающаяся с течением времени сезонность в распределении атмосферных осадков привела к значительному сокращению угленакопления. Равномерно-влажные условия в Северной Америке существовали вплоть до Аляски и Канадского Арктического архипелага. В Евразии угленакопление в условиях тропического климата осуществлялось в Восточном Казахстане (Зайсан), на юге Сибири (Кузнецкая и Минусинская впадины), в Монголии и на севере Китайской платформы. В Южной Америке образования гумидного тропического климата известны на территории нынешней Аргентины, Юго-Западной Бразилии и Уругвая, а в Африке — в Конго, Анголе, на юге Танзании. На юге Африки и на севере Австралии существовали влажные условия, возможно, близкие к субтропическому режиму. Источником образования углей служила глоссоптериевая флора. В начале ранней

перми в Австралии, а возможно, и в других областях, расположенных в высоких широтах южного полушария, существовали прохладные условия, но температуры сравнительно быстро повысились. В нижних частях разрезов нижней перми в Австралии встречаются образования, напоминающие моренные, а среди тонких терригенных осадков присутствует большое количество эрратических обломков со следами штриховки. Довольно широко распространены ленточные глины, образованные в приледниковых озерах. В начале ранней перми в морях обитали холоднолюбивые иноцерамоподобные двустворчатые моллюски и эндемичные формы одиночных кораллов и брахиопод. В артинском веке появились аммоноидеи, мшанки, кораллы и брахиоподы иного родового состава; они знаменовали наступившее потепление. На него также указывает и изменение литологического состава осадков (появление бескарбонатных пестроцветных и сероцветных осадков олигомиктового типа).

Согласно Г. Лоуэнстаму, температуры среды обитания брахиопод из группы Лайонс (сакмарский ярус) в бассейне Карнарвол составляли 7—8°, а в артинском веке повысились до 14—23° (Lowenstam, 1964).

Умеренный климат господствовал на Таймыре, в Сибири, Забайкалье и на Дальнем Востоке. Здесь наряду с терригенно-глинистыми отложениями формировались карбонатные и вместе с холоднолюбивыми формами (иноцерамоподобные пелециподы и эндемичные брахиоподы) известны обитатели тропических морей. В лесных массивах (Ангарское царство, по С. Мейену, 1969) полностью отсутствовали теплолюбивые формы и доминантами являлись сбрасывающие листву кордаиты с годичными кольцами.

Умеренно холодные и холодные условия существовали в Восточной Австралии и на северо-востоке Азии. Тиллиты известны только в Австралии в осадочных бассейнах Оффисер, в Тасмании и Сиднейском прогибе (Броун и др., 1970). Наблюдается переуглубление ледниковых котловин и развитие форм ледникового рельефа.

В Корякско-Камчатской области среди глинистых осадков присутствуют галька и неокатанные обломки; по мнению В. И. Устрицкого (1972),

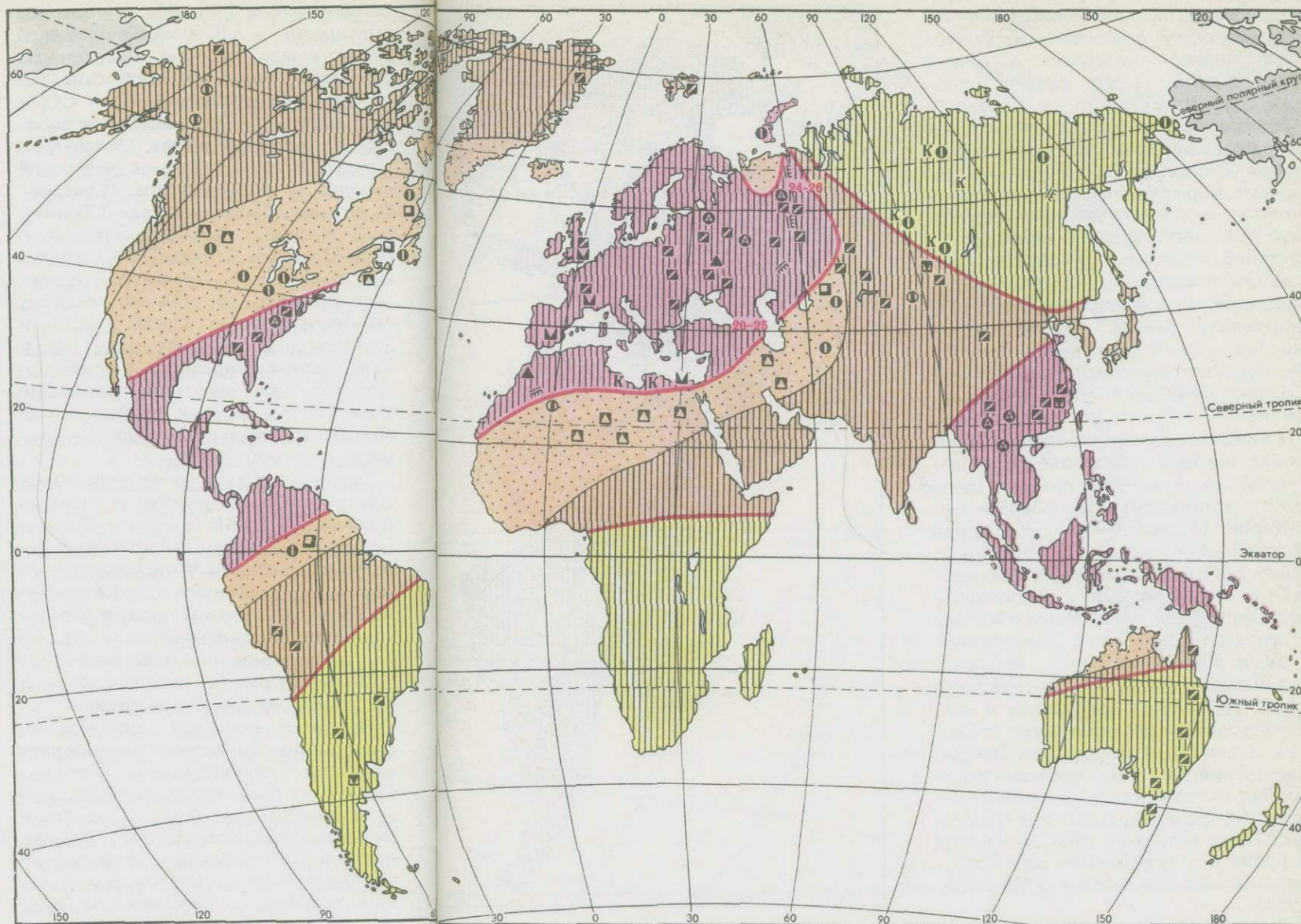
Ю. А. Михайлова и др. (1970), они являются моренно-ледниковыми образованиями. На существование относительно прохладных условий указывают холоднолюбивый комплекс морской фауны и преобладание карликовых форм. В то же время как в северном, так и в южном полушарии в конце раннепермской эпохи произошло потепление, которое отразилось на особенностях литогенеза и на составе морской фауны.

В среднем и позднем карбоне отчетливо выражена зональность (рис. 31). Одна из характерных особенностей этого времени — значительное похолодание и появление в южном полушарии крупных ледниковых покровов. Это в свою очередь привело к сильному сокращению и смещению к экватору субтропического и тропического поясов.

В пределах тропического пояса широко распространены континентальные карбонатные и гипсоносные красноцветы, терригенные мономиктовые и олигомиктовые, карбонатно-сульфатные, эвапоритовые и экстракарбонатные формации. Их площадное развитие позволяет выделить области с различным режимом увлажнения. В областях аридного климата распространены ксерофильные сообщества, выработавшие определенные защитные функции. К их числу относятся птеридоспермы с сетчатым жилкованием. Кроме них среди пустынных и полупустынных ландшафтов произрастала оазисная растительность, состоящая из папоротников и каламитов.

С течением времени в аридном секторе южного полушария имело место прогрессивное похолодание. В позднем карбоне развитие красноцветов сильно ограничивается; карбонатнакопление и сульфатонакопление в мелководных бассейнах сменяется терригенным осадконакоплением. Можно предполагать, что в период наступившего оледенения преобладающим ландшафтом южного аридного сектора были перигляциальные степи.

Области с экваториальным гумидным климатом располагались между аридными зонами южного и северного полушарий. Благодаря высоким температурам и большому увлажнению в огромных масштабах происходило угленакпление. Крупные пара-



лические и лимнические угольные бассейны возникли в США (Пенсильванский, Аппалачский, Мичиганский, Иллинойский, Техасский), в Европе, в том числе в Советском Союзе (Донбасс), в Центральной и Южном Китае. В меньших объемах угленакпление происходило в Индокитае и Северо-Западной Африке.

К экваториальному поясу тяготеют месторождения сидерита (Африка), марганца (Синайский полуостров) и бокситов. Бокситы известны в США (Аппалачи, Арканзас), в Европе (Англия, Франция), а также в Средней и Центральной Азии.

В морях экваториального и тропи-

ческого поясов обитала весьма богатая и разнообразная фауна, состоящая из табулят, ругоз, брахиопод, известковых водорослей, мшанок, морских лилий и т. д.

Существование влажнотропических условий на территории Западной и Центральной Сибири, Казахстана, Монголии и Северного Китая, севера США, Канады обосновывается развитием там сероцветных мезомиктовых песчано-глинистых толщ с обильной угленосностью, присутствием каолиновых кор выветривания, известковых (органогенные и оолитовые) осадков и богатой фауной морских беспозвоночных.

Рис. 32

Схематическая глобальная палеоклиматическая карта раннекарбонной эпохи (условные обозначения даны на рис. 25)

В позднем карбоне в результате похолодания роль карбонатного материала в осадках небольшая, отсутствуют кораллы и фузулины. Обедняется флора за счет исчезновения теплолюбивых форм, и начиная с московского века в Сибири обособляется так называемая кордаитовая растительность. По мнению В. М. Синицына (1966), несмотря на значительное понижение температур, зимы в Евразии были безморозными, так как

древесина лепидофитов сохранила моноксиллическое строение и отсутствовали кольца нарастания. Согласно С. В. Мейену (1969), степень изоляции флоры северного полушария в позднем карбоне резко увеличилась и появились деревья с кольцами нарастания. Снижение температурного режима в морях тропического и субтропического климата хорошо подтверждается магнезиальной палеотермометрией. Так, если в середине карбона средние температуры среды обитания кораллов и мелководных брахиопод составляли 24—28°, то в позднем карбоне они не превышали 18—20°. В высоких широтах Евразии они обычно достигали 8—10°С (Ясаманов, 1979).

Снижение температур на всех материках южного полушария было настолько сильным, что привело к появлению ледниковых покровов. На территории Южной Америки, Южной Африки, Австралии и на полуострове Индостан известны тиллиты и обнаружен своеобразный ледниковый рельеф. Наряду с тиллитами известны и морские ледниковые образования. Особенности строения и мощность ледниковых отложений, ориентировка глыб, обломков и штриховки позволили установить направление движения ледников и определить центры оледенений. Центры оледенения в Индостане располагались на месте современного хребта Аравали и в Восточных Гатах (Страхов, 1960), в Южной Африке и в прибрежной зоне современного Тихого океана (Дю Тойт, 1954).

В межледниковые периоды в областях, примыкающих к ледникам (перигляциальные области), шло накопление песчано-глинистых полимиктовых осадков со следами гляциодислокаций. Растительность перигляциальных областей представлена сообществами, легко переносившими суровые климатические условия. Основу растительного покрова составляли глоссоптерис, гангаоптерис, гондванидиум и др. Единство флоры Южной Америки, Южной Африки, Индостана, Австралии и Антарктиды является не только следствием однотипных природных условий, но и признаком существования единой палеофитогеографической области.

Господство морских бассейнов и

низкое гипсометрическое положение материков в раннем карбоне предопределяли развитие на обширных территориях влажного и теплого климата (рис. 32). Весьма обширное распространение карбонатных формаций (оолитовые и органогенные известняки, доломиты), угленосных отложений, бокситов, высокочерных терригенных осадков и реликтов кор выветривания совместно с теплолюбивым характером морской фауны свидетельствует о господстве тропического климата. Согласно магнезиальной палеотермометрии, в раннем карбоне Закавказья температуры среды обитания кораллов составляли 26—27°С.

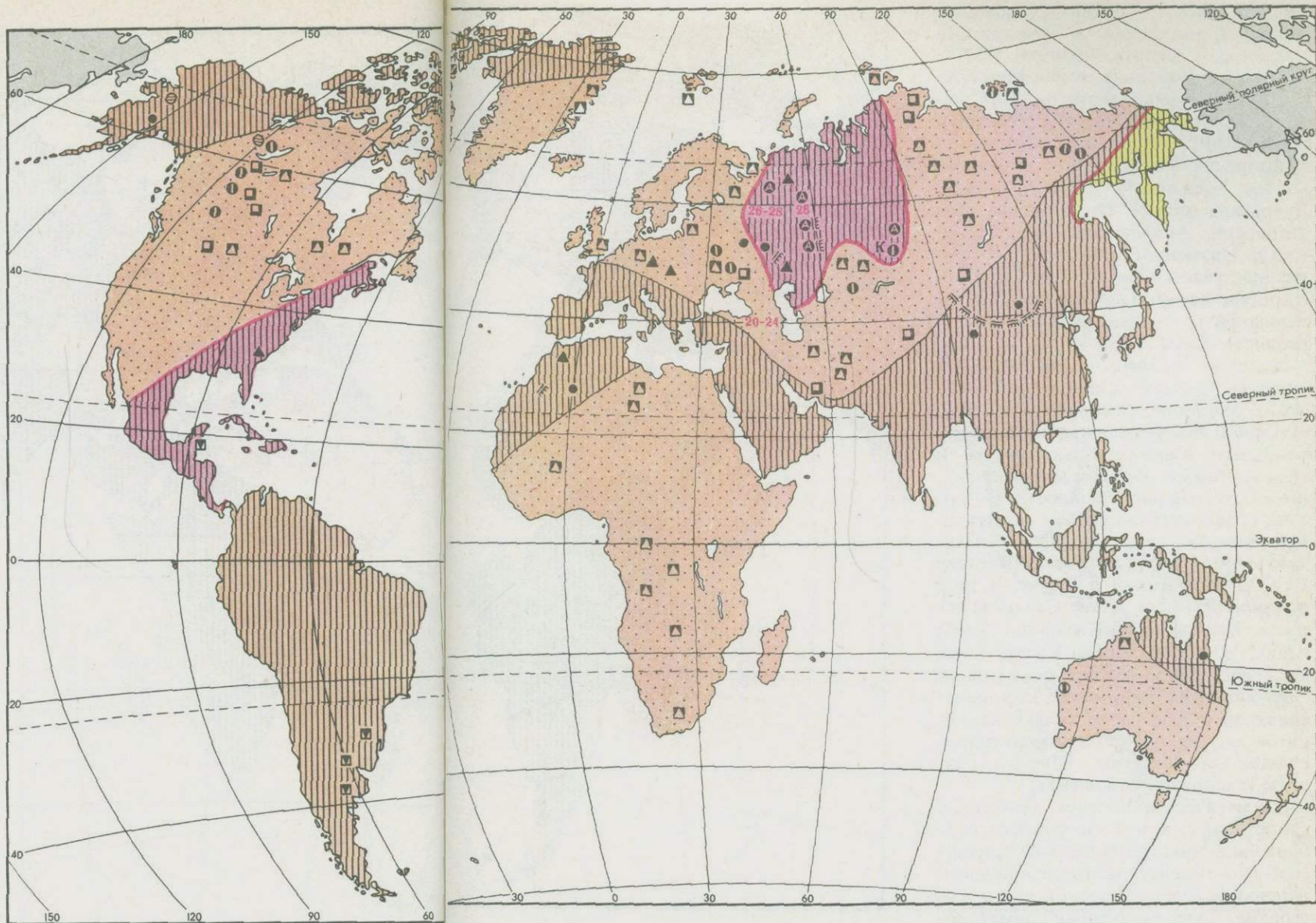
а брахиопод — 20—21°. На Урале средние температуры в области мелководья колебались в пределах 22—28°С.

Засушливый климат характерен для ограниченных участков. В северном полушарии аридные секторы охватывали центральные районы Северной Америки и Евразии, где осуществлялось сульфатно-карбонатное и эвапоритовое осадконакопление в морях. В континентальных бассейнах накапливались красноцветные аркозовые и полимиктовые гипсоносные осадки. В южном полушарии формации аридного климата известны в Южной Америке и Австралии.

Рис. 33

Схематическая глобальная палеоклиматическая карта среднедевонской эпохи (условные обозначения даны на рис. 25)

Исходя из положения аридных секторов, влажные экваториальные условия должны были существовать на юге Северной и в Центральной Америке, в Западной Европе и на территории современной европейской части СССР. Перечисленные регионы характеризуются развитием кор выветривания, бокситов и высокой мобилизацией железа, глинозема, марганца. Бокситы известны сейчас в Аппалачах, на Восточно-Европейской плат-



форме (южные окраины Балтийского щита, Воронежский и Украинский массивы), в Англии, Франции, Болгарии и т. д. Довольно интенсивно осуществлялось накопление оолитов железа (Марокко) и марганца (Франция, Дания, ФРГ). В раннем карбоне на приморских низменностях формировались угленосные толщи (Донбасс, Львовская мульда, Подмоскowie, Кизеловский, Аппалачский бассейны и т. д.). Низменности и более возвышенные участки покрывались лесами, в составе которых принимали участие лепидофиты, членистостебельные и птеридоспермы.

Наличие влажного тропического климата на севере Северо-Американского материка обосновывается присутствием там угленосных отложений, обильным карбонатонакоплением и теплолюбивым обликом морской фауны и остатков растительности. В Евразии равномерно-влажные тропические условия господствовали в Центральной Сибири, на Северо-Востоке СССР, в Монголии и Китае. В ряде районов (Таймыр, Алтае-Саянская область, Центральный Казахстан, Тянь-Шань, Юго-Восточный Китай) имеются небольшие залежи бокситов, а сохранившиеся фрагменты кор выветривания обладают не только каолинитовым, но и каолинитово-гидро-слюдистым составом. Широко развиты угленосные отложения.

Климатические условия, близкие к тропическим, в течение раннего карбона были присущи Южно-Американскому континенту, значительной части Африки и северо-западной части Австралии. Более умеренный климат, по-видимому, был свойствен Южной Австралии и Антарктиде. Во всяком случае, на этих территориях распространены полимиктовые сероцветные осадки с остатками флоры умеренного типа. В Австралии совместно с лепидодендронами встречаются кордаиты.

Для девонского периода, так же как и для более ранних периодов фанерозоя, климатическая зональность реконструирована на основе довольно немногочисленных литологических показателей. Возникшая в девоне растительность, так же как и наземные позвоночные, экологически была тесно связана с морскими побережьями, следовательно, можно говорить о

морском климате со свойственной ему высокой влажностью и выравненным температурным режимом. Надо отметить, что близость литологических и палеонтологических данных разных материков не дает возможности выделить термические пояса. В. М. Синицын (1970) считает, что в девоне в пределах Евразии колебания температур вряд ли выходили за пределы тропических, так как повсеместно обитали теплолюбивые организмы. Среднегодовые температуры на северо-востоке Евразии составляли 27—29°, а на остальной части материка — 32—33°. По данным магнезиальной палеотермометрии, в Закавказье тем-

пературы среды обитания брахиопод и кораллов колебались в пределах 26—28°, на Среднем Урале достигали 28—31°, а на Восточно-Европейской платформе — 28—30° (Ясаманов, 1980).

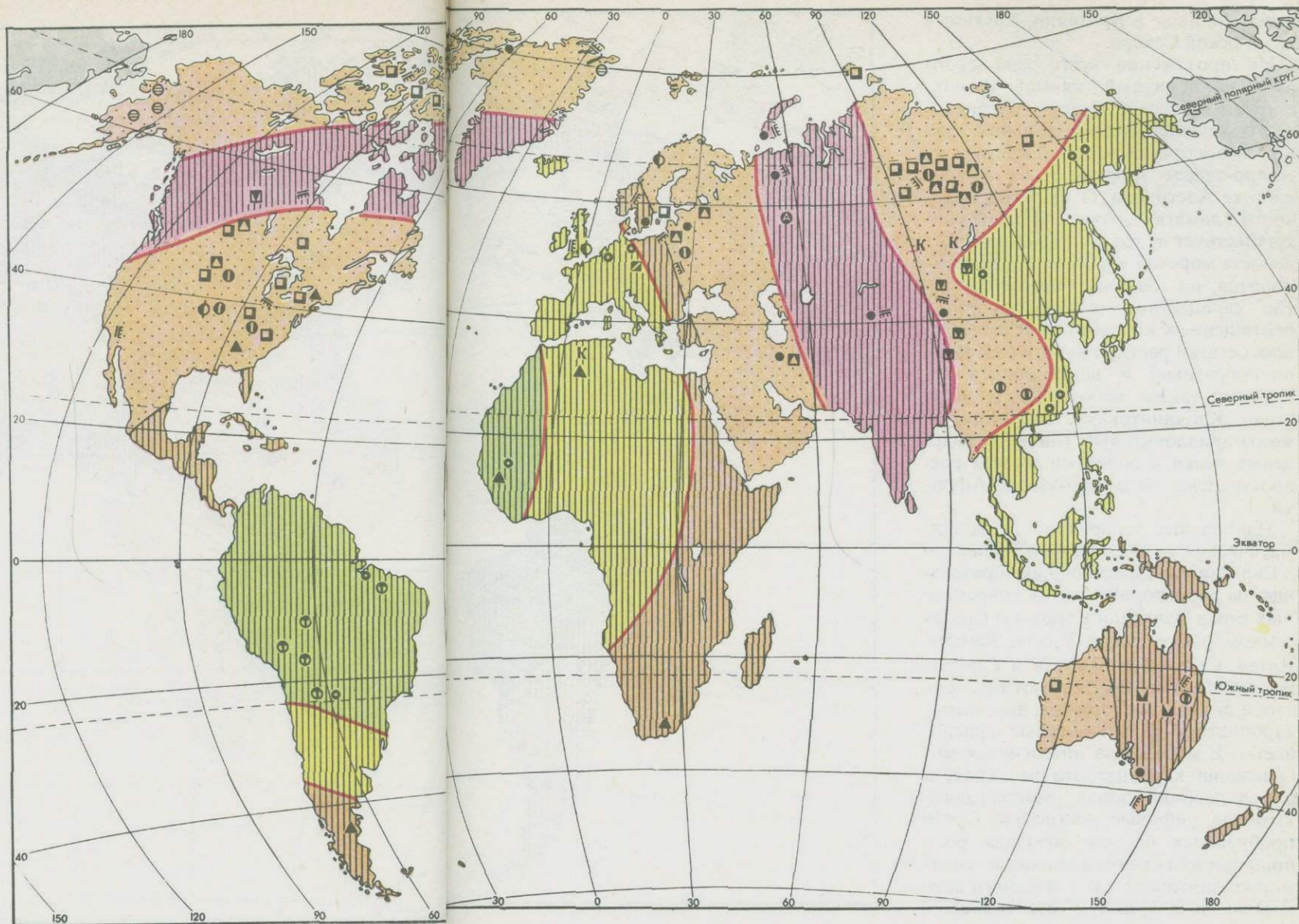
Исходя из однотипности показателей термического режима климатическая зональность в девоне была определена только по общему количеству атмосферных осадков и режиму увлажнения. В целом в девонский период выделяются области с аридным и гумидным седиментогенезом, разделенные поясом переменного-влажного (семиаридного или семигумидного) климата (рис. 33).

Рис. 34

Схематическая глобальная палеоклиматическая карта силурийского периода (условные обозначения даны на рис. 25)

На протяжении среднего и позднего девона аридные тропические условия господствовали на Южно-Американском, Африканском и Австралийском континентах.

В раннем девоне там, возможно, существовали гумидные условия. На это указывает присутствие хорошо отсортированных терригенных осадков, наличие гидрослюдистых, монтмориллонитовых и каолинитовых глин. Каолинитовые глины



известны ныне в Бразилии, Уругвае и Алжирской Сахаре.

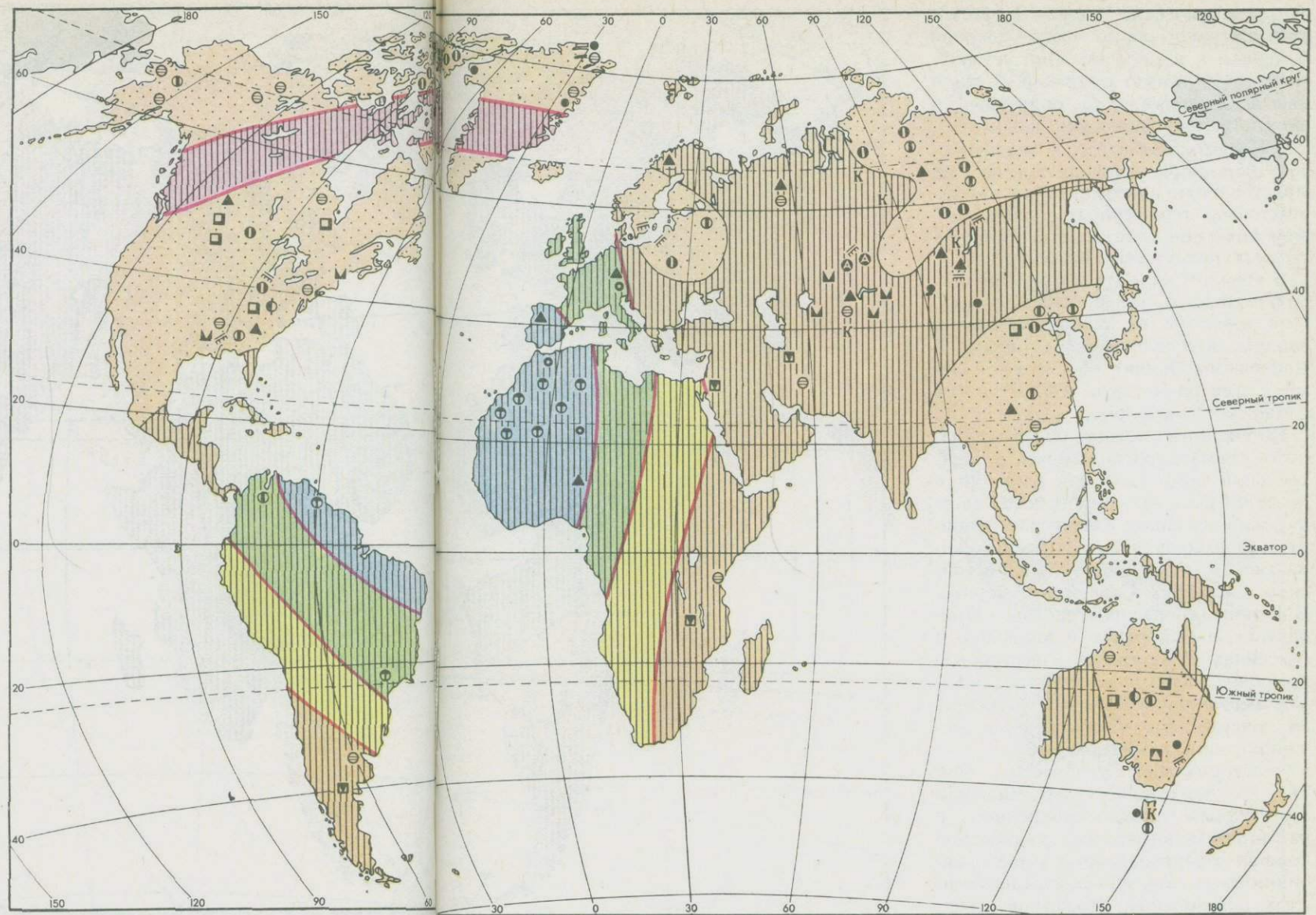
На протяжении всего девонского периода гумидный климат господствовал на севере Северо-Американского континента, в центральной, южной и восточной частях Евразии, на северо-западе Африки и на северо-востоке Австралии. О высокой влажности климата Аляски и Канады свидетельствует не только нормальная соленость морских вод и отсутствие эвапоритов, но главным образом развитие сероцветных глинистых толщ, обогащенных каолинитом и содержащих остатки растительности (папоротникообразные) и растительный детрит, а также небольшие прослои угля. Каолинитовые, каолинитово-монтмориллонитовые глины и кварцевые пески с оолитами железа распространены на северо-западе Африки.

Наибольшее количество палеоклиматических индикаторов установлено в Евразии. Среди осадочных образований на территории многих современных стран Западной Европы и Средиземноморья, а также Урала, Тимана, Алтая, Саян, Центральной и Северо-Восточной Азии отсутствуют галогенные и сульфатные породы, доломиты, карбонатные и гипсоносные красновцы. В морях шла интенсивная мобилизация карбонатного вещества, а в мелководных зонах располагались крупные рифовые постройки. Среди прибрежных осадков ведущая роль принадлежала глинам каолинит-монтмориллонитового и каолинитового состава и кварцевым песчаникам с прослоями гидрогетит-шамозитовых руд и сидеритов. Залежи железных руд известны в Южной Европе, на северо-западе Африки, в пределах Тетиса, Средиземноморья, Восточной и Центральной Азии. Нередко присутствуют прослои параллических углестых пород.

Области с переменновлажным климатом удастся выделить только в Евразии. К ним относятся районы Средней Азии, Средней Европы, Таримского массива и Приморья (Синицын, 1970).

§ 2. КЛИМАТЫ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Климатическая зональность силурийского и ордовикского периодов срав-



нительно недавно охарактеризована К. Б. Сеславинским (1975, 1976). Привлечение более обширного материала по континентам позволяет составить палеоклиматическую карту (рис. 34). В самом начале силура господствовали сравнительно прохладные условия, и для этого времени известны ледниковые образования, распространенные ныне в Боливии, на севере Аргентины и на востоке Бразилии. Возможно, ледники располагались и в некоторых районах Сахары, так как здесь обнаружены флювиогляциальные отложения. Морские ледниковые отложения известны на севере Ньюфаундленда и в провинции

Новая Шотландия в Канаде. По распространению тиллитов и морских ледниковых отложений оконтуривается область наиболее прохладного климата. Наступившее потепление способствовало образованию аркозовых песков (Южная Америка) и полимиктовых песчано-глинистых толщ (Африка). Тиллитовые образования сохранились вплоть до венлокского века только на юго-западе Перу и в Бразилии, по-видимому, оледенение этих районов носило горный характер.

Во второй половине силурийского периода в районах, ранее подвергнутых оледенению, в условиях влажного и теплого климата стали формиро-

Рис. 35

Схематическая глобальная палеоклиматическая карта ордовикского периода (условные обозначения даны на рис. 25)

ваться оолитовые железные руды (Бразилия, Аргентина, Боливия, Сенегал), мономиктовые терригенные толщи (Сахара) и каолинитовые коры выветривания (Сахара, Бразилия). В то время как в раннем силуре неизвестны теплолюбивые кораллы и граптолиты и обитали только губки, брахиоподы, двустворчатые и брюхоногие моллюски, во второй половине силура появилась коралловая фауна.

На протяжении силурийского пе-

риода тропические условия существовали на значительной части Северной Америки и в Евразии. Они установлены по развитию экстракарбонатной (высокомагнезиальные оолитовые и органогенные известняки, доломиты), сульфатно-карбонатной и эвапоритовой формаций, рифовых тел, по распространению олигомиктовых и мезомиктовых терригенных прибрежно-морских и континентальных образований и по присутствию кораллов.

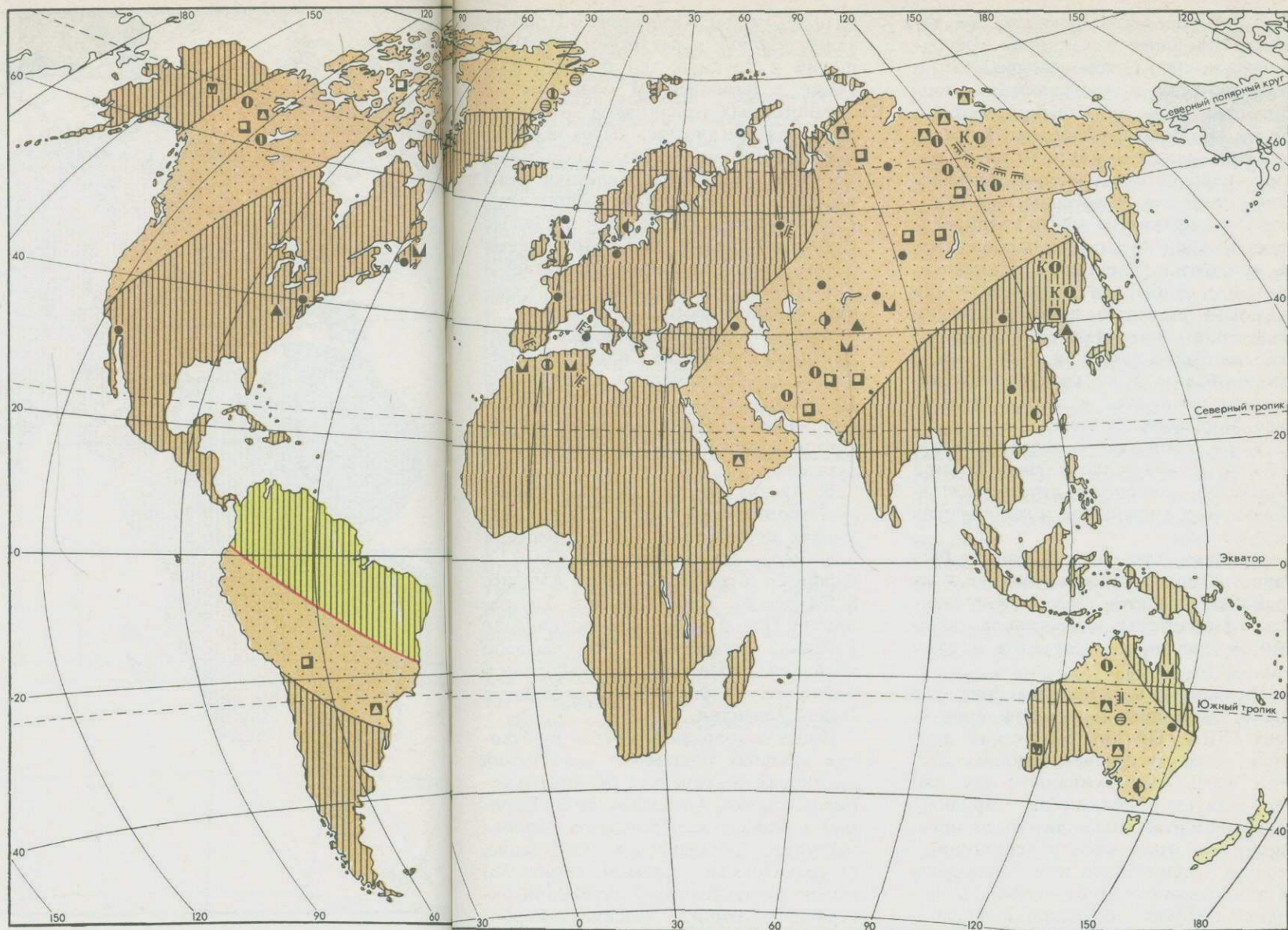
В аридном климате формировались соленосные и гипсоносные осадки. Они известны на севере Канады в венлоке и лудлоу (о-ва Сомерсет и Баффинова Земля), на Северной Земле, Северо-Востоке СССР и на Сибирской платформе.

По-видимому, южная область аридного климата располагалась в центральной части Северной Америки, в пределах Восточно-Европейской платформы и на западе Австралии. Эвапориты формировались в Мичигано-Аппалачском, Гудзоновом и Виллистонском бассейнах Северной Америки. В Европе они распространены в Прибалтике, в Печорском и Молдавском бассейнах. В Австралии известны маломощные пласты ангидритов, золотые песчаники и трещины усыхания на поверхностях напластований песчаников и алевролитов.

Экваториальные области (см. рис. 35) характеризуются обильным известковым осадконакоплением и развитием мономиктовых (кварцевых) хорошо отсортированных песков, каолиновых глин и высокоглиноземистых образований. Последние представлены бокситами и наждаками (Средняя Азия).

В морях тропического и экваториального поясов с нормальной соленостью обитали кораллы, брахиоподы, мшанки, известковые водоросли и крупные колонии граптолитов. К мелководным областям развития граптолитовой и водорослевой фауны приурочено образование углисто-глинистых осадков.

Потепление привело к тому, что в околополярных районах возник климат, близкий к субтропическому. Только в таком климате возможно образование кварцевых песков, кварцитов, каолиновых глин и каолиновых кор выветривания с минералами свободного глинозема, форми-



рование оолитовых железных руд (Бразилия, Аргентина, Гвинея, Испания, юго-восточная часть Китая, Южная Африка и Северо-Восточная Австралия).

С течением времени возрастает роль карбонатного материала и изменяется комплекс морской фауны.

Исходя из литологических данных климат в раннем ордовике был довольно теплым с преобладанием аридных условий. В среднем ордовике произошла общая гумидизация климата, а в позднем ордовике наступила новая аридизация и резкое похолодание.

Отложения конечных морен и мор-

ских ледниковых образований, а также флювиогляциальные пески распространены в Южной Америке (Бразилия, Северная Аргентина, Боливия) и в Северной и Южной Африке. Кроме того, тиллиты, флювиогляциальные отложения и ископаемые ледниковые долины недавно обнаружены в Аравии (McClare, 1978). Тиллиты и тиллоиды обнаружены в Испании, во Франции. Оледенение в Южной Америке, на северо-западе Африки и в Аравии носило покровный характер, а в Южной Америке и на юго-западе Европы оно, возможно, было горным.

В раннем и частично в среднем ордо-

Рис. 36

Схематическая глобальная палеоклиматическая карта кембрийского периода (условные обозначения даны на рис. 25)

вике в областях, позднее подвергшихся оледенению, существовали теплые условия. В морях наряду с терригенными осадками накапливались известковые, иногда обогащенные магнием (оолитовые известняки и доломиты). На суше были условия, благоприятные для химического выветривания, о чем говорят находки олигомиктовых и даже мономиктовых осадков, обогащенных каолинитом и оолитами железа.

В течение всего ордовикского периода тропические условия господствовали на Северо-Американском, Евразийском и Австралийском континентах и на юге Южной Африки (рис. 35). Благодаря теплоте климата в мелководных морях шло интенсивное карбонатонакопление, развивались биогермные массивы, а в областях с дефицитом влаги накапливались осадки сульфатно-карбонатные и сульфатно-галогенные. Континентальные отложения характеризуются высокой степенью дифференциации осадочного материала и состоят из каолинистых глин и чаще всего кварцевых и реже кварцево-полевошпатовых песков и алевролитов с каолинистым цементом.

Моря тропического пояса были населены весьма теплолюбивой фауной кораллов, мшанок, строматолитов, брахиопод, трилобитов и головоногих моллюсков.

Аридный тропический климат был присущ северу Канады и Аляске, т. е. районам развития доломитизированных и оолитовых известняков, доломитов, гипсов и ангидритов и даже солей.

По-видимому, к южному ариднему поясу относилась нынешняя территория США. По литологическим данным, только в среднем ордовике климат здесь был гумидным, так как отсутствуют показатели аридных условий и известны оолитовые и органические известняки и терригенные толщи с оолитами железа. Эвапориты стали формироваться только в позднем ордовике. С областью аридного тропического климата связано и накопление оолитовых фосфоритов.

На протяжении ордовикского периода аридные условия существовали в Центральной и Восточной Азии. Здесь распространены гипсоносные континентальные красноцветы, золотые пески, довольно часто встречаются трещины усыхания, а также пласты гипсов, ангидритов и доломитов.

Возможно, к южной аридной зоне относились также территории Прибалтики и Скандинавии, поскольку здесь известны признаки аридизации. Об этом свидетельствуют слои оолитовых фосфоритов, доломитов и гипса.

Экваториальные влажные условия господствовали в Предуралье, За-

падной Сибири, Казахстане и Прибайкалье. Наряду с развитием рифовых фаций и крупных тел биогермов, а также с накоплением оолитовых и органических известняков эти области характеризовались высокой степенью мобилизации железа, алюминия и марганца. Оолитовые железные руды известны в Иркутском амфитеатре, Центральном Казахстане и на западе Сибирской платформы, марганцевые руды — в Центральном Казахстане и Тянь-Шане. Реликты кор выветривания каолинитового, а возможно, и латеритного типа сохранились на юге Западной Сибири, на Сибирской платформе (р. Подкаменная Тунгуска), в Центральном Казахстане и Западном Прибайкалье. Небольшие залежи бокситов известны в Центральном Казахстане.

В Австралии господствовал аридный тропический климат. На это указывает присутствие пластов гипса в бассейнах Джорджина, Амадиес и Оффисер и солей (бассейны Амадиес и Оффисер). Только на юге Австралии и в Новой Зеландии условия были близки к гумидным. Это вызвало появление слоев каолинистых глин в Тасмании и графитовых сланцев в Новой Зеландии.

После похолодания в венде и развития крупных покровных оледенений на многих континентах (Южная Америка, Африка, Австралия, север Европы) в начале кембрийского периода наступило значительное потепление. О тропическом климате (рис. 36) можно судить по распространению экстракарбонатной, сульфатно-карбонатной и эвапоритовой формаций, присутствию остатков археоциатовой, коралловой, брахиоподовой и водорослевой фауны, распространению биогермных массивов, осадочных железных руд, фосфоритов, солей и т. д.

По ареалу эвапоритовой и сульфатно-карбонатной формаций оконтуривается зона аридного климата. Соленосные толщи присутствуют в настоящее время в Северной Америке (р. Маккензи, о. Батерст), в Южной Америке (Боливия) и в Евразии (Пакистан, Иран, Сибирская платформа). В условиях сильной засушливости формировались пластовые залежи зернистых фосфоритов Центрального Казахстана, Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области. С течением времени

площадь солеродных бассейнов сокращалась с одновременным изменением вещественного состава.

Благодаря высокой температуре и обилию известкового материала в зонах мелководья с нормальной соленостью развиты биогермные массивы. В их строении принимали участие археоциаты и известковые водоросли. Наиболее крупные рифы известны в Евразии (Алданский щит, Западное Прибайкалье). К концу кембрийского периода возрастание роли глинистого материала и появление гидроокислов железа среди бассейновых фаций, с одной стороны, а с другой — находки реликтов кор выветривания позволяют предполагать наступление существенной гумидизации.

Об аридных условиях, существовавших в Австралии, свидетельствуют соленосные отложения в бассейнах Амадиес, гипса и ангидрита в бассейнах Орд и Дейли-Ривер, пластов карбонатных красноцветов и псевдоморфоз по гипсу и галиту. В морях с нормальной соленостью развивалась теплолюбивая кораллово-археоциатовая и водорослевая фауна. В зонах мелководья располагались крупные биогермные массивы.

На протяжении всего кембрийского

периода гумидные тропические условия господствовали на западе и юго-востоке Евразии, на юге Австралии и Африки. На наличие высокого термического режима указывает широкое развитие оолитовых органогенных известняков, биогермных массивов, теплолюбивой фауны (археоциаты, граптолиты, трилобиты) и мобилизация железа и марганца. На суше осуществлялось химическое преобразование горных пород. Коры выветривания каолинито-гидроослюдистого и даже каолинитового состава известны в Приамурье и на Восточно-Европейской платформе. Косвенными показателями развития кор выветривания являются кварцевые пески пойменного и озерного генезиса и кварциты, а также разнообразные по составу терригенные мезо- и олигомиктовые толщи, образовавшиеся за счет переотложения продуктов размыва кор выветривания.

Таким образом, в кембрийский период климатическая зональность по сравнению с более поздними периодами палеозойской эры была слабо выражена. Климаты в термическом отношении почти не дифференцированы, и различия намечаются только по степени распределения влажности.

Дрейф материков и глобальная эволюция Земли

Глава VIII

ДРЕЙФ МАТЕРИКОВ И ГЛОБАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ТЕКТониКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ В ФАНОРОЗОЕ

§ 1. ПАЛЕОЗОЙ

Приступая к рассмотрению глобальных моделей тектоники литосферных плит в палеозое, отметим, что современный этап мобилистских палеотектонических реконструкций следует рассматривать только как начальный. Напомним, что первая глобальная модель для всего фанерозоя была опубликована А. Г. Смитом и др. в 1973 г. За нею, в 1977 г., была представлена модель советских исследователей Л. П. Зоненшайна и А. М. Городницкого, в 1978 г. — канадских ученых Е. Р. Канасевича и др., а также модель реконструкции взаимного расположения материков в палеозое П. Мореля, Э. Ирвинга и др.

Хотя в этих моделях есть много общего, но в целом ряде деталей, как в расположении материков, так и в положении границ плит, наблюдаются определенные различия.

Кембрий (570—500 млн. лет). В модели Е. Р. Канасевича и др. генеральное расположение литосферных плит (соответственно материков и океанов) около 550 млн. лет напоминало современное, только повернутое на 90°. Северное полушарие того времени, подобно современному Тихоокеанскому, было преимущественно океаническим. Предполагается, что в его пределах тогда развивались две чисто океанические литосферные плиты, названные Прото-Кула и Прото-Фараллон (подобно современным Тихоокеанской и Наска). В самом позднем докембрии или в раннем кембрии Гондвана сформировалась

как единый материк. Имеющиеся палеомагнитные данные допускают интерпретацию, согласно которой один крупный материк (состоящий из Южной Америки, Африки, Аравии и Индостана) соединился около 550 млн. лет назад с другим (состоящим из Австралии и Антарктиды) и такое соединение привело к образованию Гондваны. В модели советских исследователей в кембрии показана единая Гондвана. Для устранения этого различия необходим специальный геолого-геофизический анализ кембрийских данных в зоне контакта современных материковых фрагментов Гондваны, а именно Индостана, Восточной Антарктиды и Австралии.

Раздельные материковые фрагменты будущей Лавразии, а именно нынешние Северо-Американский, Европейский и Азиатский материковые фрагменты (точнее, Канадский щит вместе с Гренландией, Балтийский щит и Сибирская платформа), располагались в тропической области. В тропиках находились в кембрийское время также Антарктида и Австралия, тогда как современный северный край Африки вошел в то время в район Южного географического полюса. Таким образом, палеомагнитные данные свидетельствуют, что около 550—600 млн. лет назад сформировалась крупная единая материковая плита — Гондвана, простиравшаяся в кембрийское время от Южного полюса до экватора.

Направление конвергентных границ плит в кембрийское время в моделях советских и канадских исследователей значительно различается. Кроме того, интерпретируя салаирскую эпоху складчатости (около 500 млн. лет назад) как результат смятия осадочных слоев континентальных окраин и краевых морей на конвергентных границах плит, можно предполагать, что

поддвигание могло происходить на юге центральной части Западной Европы.

Но в чем существует начиная с работы Дж. Дьюи (1969 г.) достаточно большая уверенность, так это в наличии в кембрии Прото-Атлантической впадины, расположенной между нынешними Скандинавским и Канадским щитами, находившимися тогда в низких широтах южного полушария. В восточной и юго-восточной Канаде, в Гренландии и в Северной Скандинавии известны щелочно-ультраосновные и щелочно-базитовые комплексы Северо-Атлантической вулканической провинции, имеющие возраст 650—580 млн. лет. В современной мобилистской интерпретации эти породы служат четкими индикаторами начальной стадии раскола единого крупного континента, чью основу составлял Канадско-Балтийский щит. Указателями развития в кембрии океанической литосферы в низких широтах южного полушария между нынешними Скандинавией и, вероятно, Британией, с одной стороны, и Канадско-Гренландской окраиной — с другой, служат зеленокаменные толщи с гипербазитами в Пидмонте и Блю-Ридже, которые также прослеживаются от Северной Ирландии через северные нагорья Шотландии до Шетландских островов. Они залегают среди осадочных пород серии далред, отлагавшихся в кембрийское время на шельфе и материковом склоне достаточно глубокой океанической Прото-Атлантической впадины.

Согласно А. Н. Храмову и др. (1974 г.), Сибирь находилась в низких широтах, а экватор проходил в районе нынешнего оз. Байкал. Ориентация этого континентального фрагмента относительно направления палеомеридиана существенно отличалась от современной. Также иной, чем сейчас, была в кембрии пространственная ориентировка главной части нынешнего Европейского материка — Восточно-Европейской платформы.

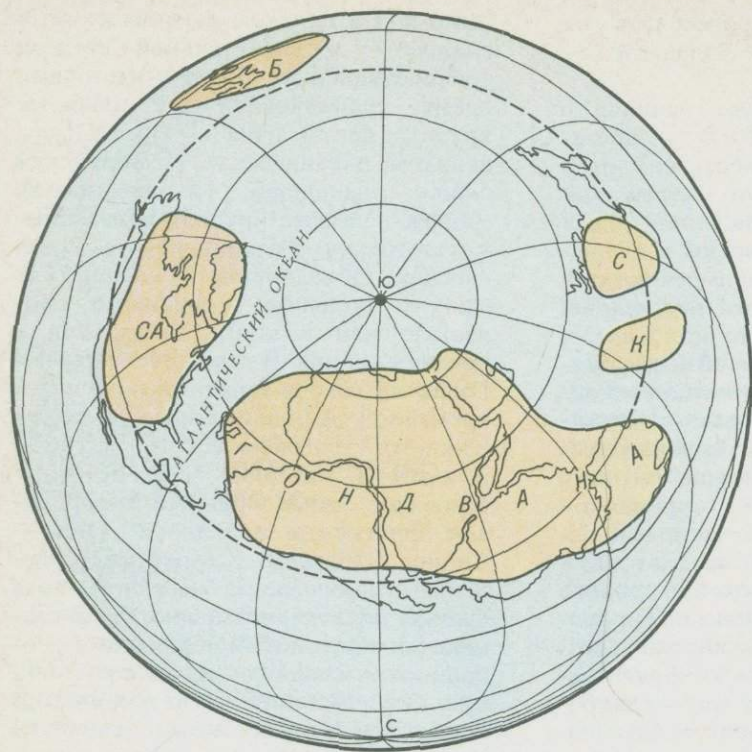
Заканчивая рассмотрение первых наиболее общих моделей мобилистской реконструкции пространственного расположения материков и океанов, а также границ плит в кембрийское время, отметим главные особенности глобальной картины. Во-первых, северное полушарие в то время

было почти целиком океаническим, а южное — в значительной степени континентальным. Как и в настоящее время, существовали две наиболее крупные плиты: одна — Прото-Кула, целиком океаническая (кембрийский аналог нынешней Тихоокеанской), вторая, наиболее крупная плита, преимущественно материковая — Гондванская. Объединение Гондваны как единого большого континента произошло или в конце венда, или в начале кембрия. В кембрийское время Гондвана северо-западным краем современной Африки вошла в район Южного географического полюса. Азиатского материка тогда не существовало; самые крупные материковые фрагменты нынешней Азии — Сибирь, Казахстан, Китай были разделены океаническим бассейном, хотя Сибирь и Китай, возможно, были соединены между собой перемычкой, подобно той, которая соединяет современную Северную и Южную Америки. В кембрийское время между нынешней Гренландией и Скандинавией произошел раскол единого материка на два: Канадско-Гренландский, или Прото-Северо-Американский, и Прото-Европейский. Раскол этих материков начался в венде, около 650 млн. лет назад, а океаническая литосфера, вероятно, стала развиваться или в самом конце венда, или в кембрии.

При переходе от кембрийского пространственного расположения литосферных плит к ордовикскому, согласно модели Е. Р. Канасевича и др., происходило вращение всех гондванских материков по часовой стрелке, а лавразийских — в противоположном направлении. Эта модель дает линейную скорость смещения Прото-Европы от 2,4 до 3,0 см/год, Сибири — от 2,8 до 4,1 см/год, а для различных участков Прото-Северо-Американского материка — от 0,3 до 4,6 см/год.

В пределах различных районов Гондваны линейная скорость смещения получается существенно различной — от 0,1 до 3,9 см/год (Африка). Поскольку Восточная Антарктида и Австралия, согласно этой модели, объединились с остальной Гондваной в районе нынешнего Северного Индостана только в позднем кембрии, то линейная скорость смещения этих двух материков разнится от

Глобальная палеогеографическая схема для позднекембрийского и раннеордовикского времени (по Morel et Irving, 1978, до рис. 44) Микроконтиненты: Б — Балтийский, С — Сибирский, К — Китайский; СА — Северо-Американский континент. Экватор дан пунктирной линией



1,4 см/год на севере нынешней Австралии до 4,4 см/год в пределах Антарктиды.

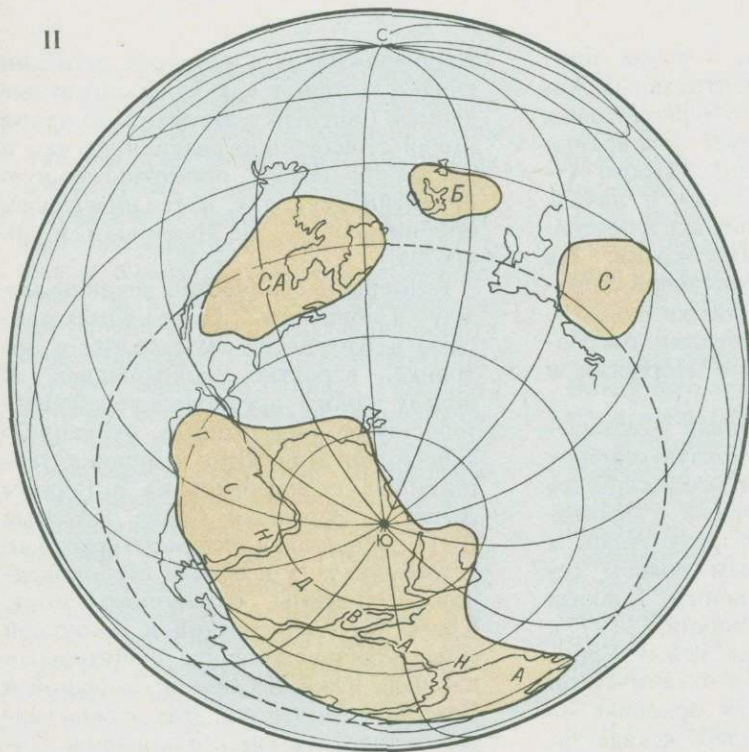
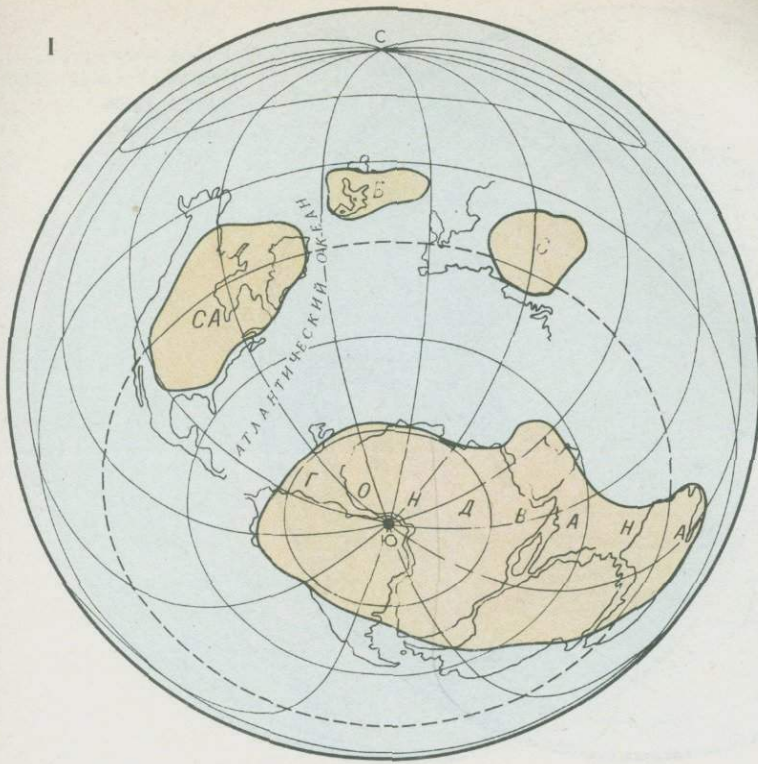
Ордовик (500—440 млн. лет назад). В ордовике в целом сохраняются характерные для кембрия генеральные закономерности пространственного расположения главных литосферных плит и их материковых фрагментов (рис. 37). Самой крупной океанической плитой оставалась Прото-Кула, наиболее крупной материковой плитой была Гондвана. Она простиралась в ордовике от Южного полюса до экватора. В районе Южного географического полюса в то время находился северо-западный край нынешней Африки. Анализ палеомагнитных данных позволил П. Морелю и Э. Ирвингу представить два возможных варианта расположения Гондваны в конце ордовика — 450 млн. лет назад (рис. 38). Они различаются между собой прежде всего широтным положением нынешнего Южно-Американского материка в составе Гондваны. В ордовике продолжали изолированно существовать Северо-Американская, Восточно-Европейская и Сибирская платформы. Все они не вышли из тропической зоны. Океани-

ческая литосферная плита Прото-Фараллон, подобно современной плите Наска, целиком поддвигалась под нынешнюю западную окраину входившего тогда в состав Гондваны Южно-Американского материка. В основном из геометрических соображений Е. Р. Канасевич и др. предполагают, что в ордовике в пределах океанической плиты Прото-Кула могла возникнуть новая рифтовая система и образовать новую, также целиком океаническую плиту, Прото-Тихоокеанскую.

Прото-Тихоокеанская плита поддвигалась в ордовике под систему островных дуг, протягивающуюся вдоль нынешнего восточного края Австралии и Восточной Антарктиды, что привело к развитию геосинклиналей Аделаиды в Австралии и Росса в Антарктиде, или единой гондванской «геосинклинали Самфрау», реконструкцию которой дает А. Дю-Тойт в 1937 г.

Не исключена вероятность того, что в раннем ордовике Прото-Атлантическая впадина еще могла разрастаться. Этот период развития ее рифтовой системы маркирует пояс офиолитов, протягивающийся от Аппалачей через

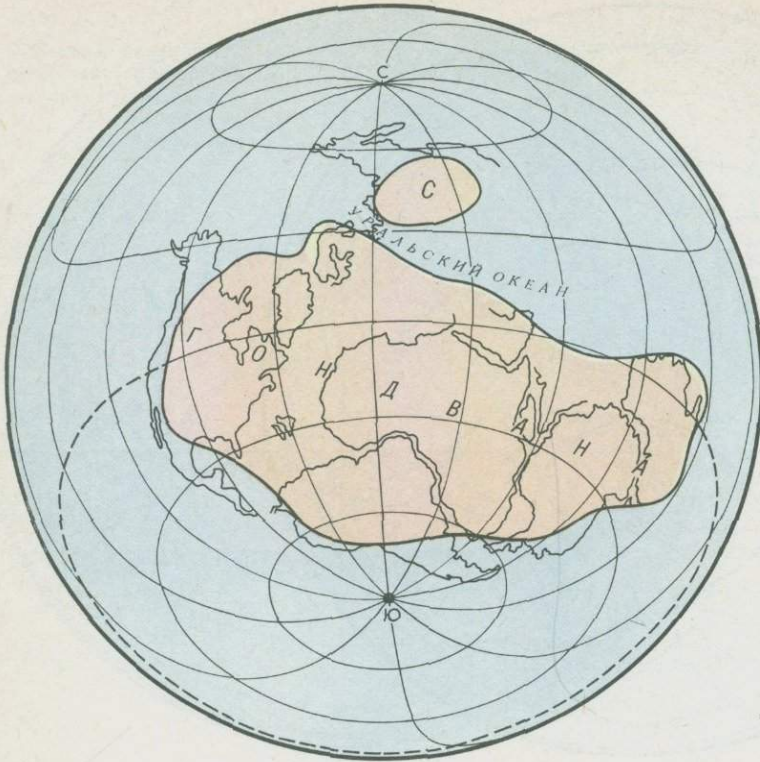
Глобальная палеогеографическая схема для позднеордовикской эпохи, два варианта



Ирландию и Шотландию*. Однако та-

* Новую интерпретацию палеомагнитных данных о местоположении в ордовике материковых фрагментов, составляющих ныне

неальпийский юго-запад Европы (включая Британские острова), дают П. Морель и Э. Ирвинг. Они относят этот район к Гондване и помещают его около северо-западной окраины современной Африки (см. рис. 39).



конская складчатость, которая проявилась в пределах Центральных Аппалачей с надвиганием офиолитовых пластин, свидетельствует о сокращении размеров впадины Прото-Атлантики и даже, вероятно, о начале столкновения островных дуг и пассивных континентальных окраин. На противоположной, европейской стороне этого палеоокеана также реконструированы позднеордовикские островные дуги (вулканиты в Норвегии и на севере Англии).

Погружение в ордовике океанической плиты Тетис под южную окраину Европейской палеоплиты маркируется офиолитами, залегающими в основании палеозойского разреза Альп, а также серпентинитовым поясом северного склона Большого Кавказа (Зоненшайн, Городницкий, 1977). Конвергентная граница между Европейским континентом и океанической плитой Тетис в позднем ордовике — раннем силуре проявилась в виде таконской складчатости в Пиренеях, в Восточных и Западных Судетах, в горах Саксонии и Тюрингии, в Добрудже.

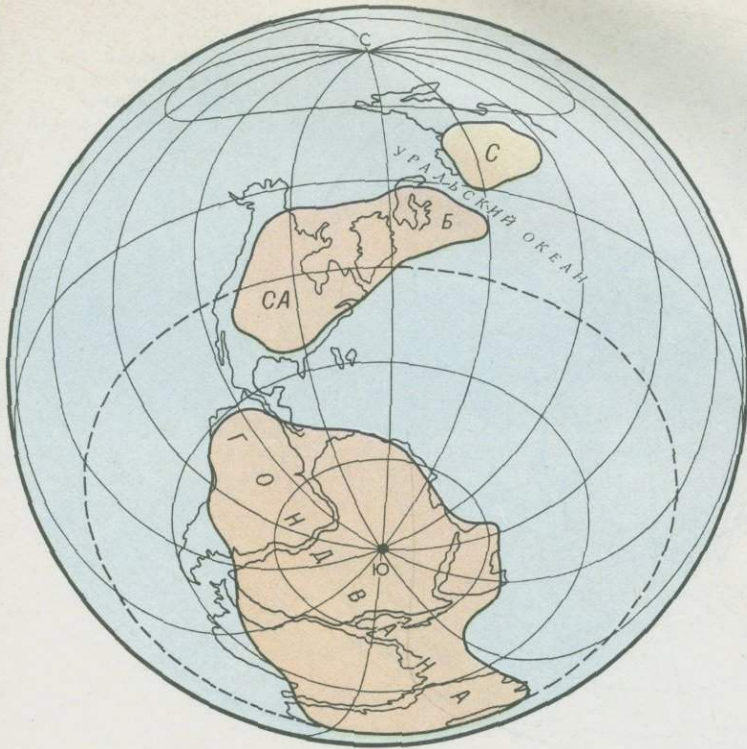
О существовании в ордовике Уральского океанического бассейна между

Европейской и Сибирской плитами свидетельствуют как палеомагнитные данные (оба этих материка в то время имели существенно различную, чем в настоящее время, пространственную ориентировку), так и геологические, обобщенные С. Н. Ивановым и др. (1974).

Размеры океанической впадины между Сибирским, Прото-Казахстанским и Китайским материками в ордовике, вероятно, сокращались. В пользу такого предположения свидетельствуют андезитовые вулканические толщи Чингизтау и мощные терригенные серии ордовика в Горном Алтае и Западном Саяне, которые Л. П. Зоненшайн интерпретирует как островную дугу и осадки глубоководной котловины окраинного моря. Кроме того, салаирской и таконской складчатостью охвачена значительная площадь Южной Сибири, Западной и Северной Монголии, что можно интерпретировать как столкновение Сибирского материка с обрамлявшими его островными дугами и замыкание краевых морей. Вероятно, с этим замыканием связано широкое развитие ордовикских гранитоидных батолитов в восточной части Алтае-Саян-

Рис. 40

Глобальная палеогеографическая схема для позднесилурийской эпохи и начала девонского периода



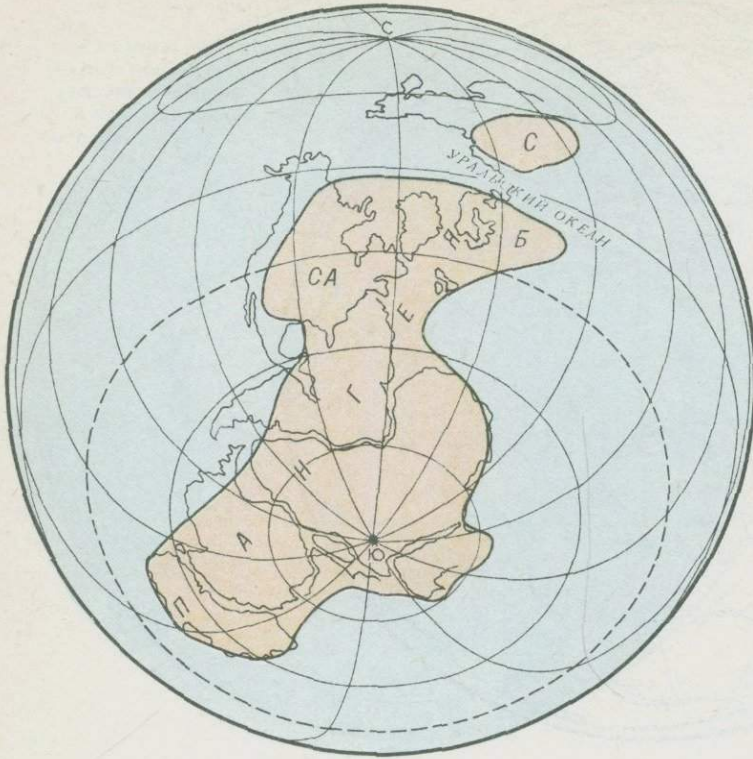
ской области и на севере Монголии.

Итак, основные события эволюции литосферных плит в ордовике, как они нам представляются на основании имеющихся данных, следующие: вхождение Гондваны (северо-западной частью современной Африки) в район Южного географического полюса; поддвижение океанической литосферной плиты Прото-Фараллон (и вероятно, Прото-Тихоокеанской плиты) под северную окраину Гондваны (или под островные дуги, расположенные близ этой окраины). В ордовике сохранилась с кембрия антиподальность двух самых крупных плит: преимущественно континентальной Гондванской и целиком океанической Прото-Кулы. В ордовике началось сокращение Прото-Атлантической впадины, расположенной между Балтийским щитом, с одной стороны, и единым Канадско-Гренландским — с другой, а также сокращение океанического пространства (и конечно, поддвижение океанической литосферы) между Гондваной и Канадско-Гренландским, или Северо-Американским, щитом. Сокращается также океаническое расстояние и происходит закрытие краевых морей между материко-

выми фрагментами: Сибирским, Прото-Казахстанским и Китайским, о чем свидетельствует развитие крупной складчатости, островодужных вулканических формаций и гранитоидного плутонического пояса. Все вышеизложенное позволяет считать, что в ордовике происходит общее сближение отдельных континентальных фрагментов.

Силур (440—405 млн. лет назад). Ввиду того что для силурийского времени мало палеомагнитных данных, Л. П. Зоненшайном и Е. Н. Канасевичем с соавторами этот период в глобальных фанерозойских моделях пропущен. В частности, последние вычислили средние линейные скорости перемещения материков от их расположения в ордовике сразу к девонскому. В этой модели максимальную линейную скорость имел Сибирский материк — до 7 см/год. Значительным получается и линейное перемещение Гондваны — от 2,7 до 5,6 см/год.

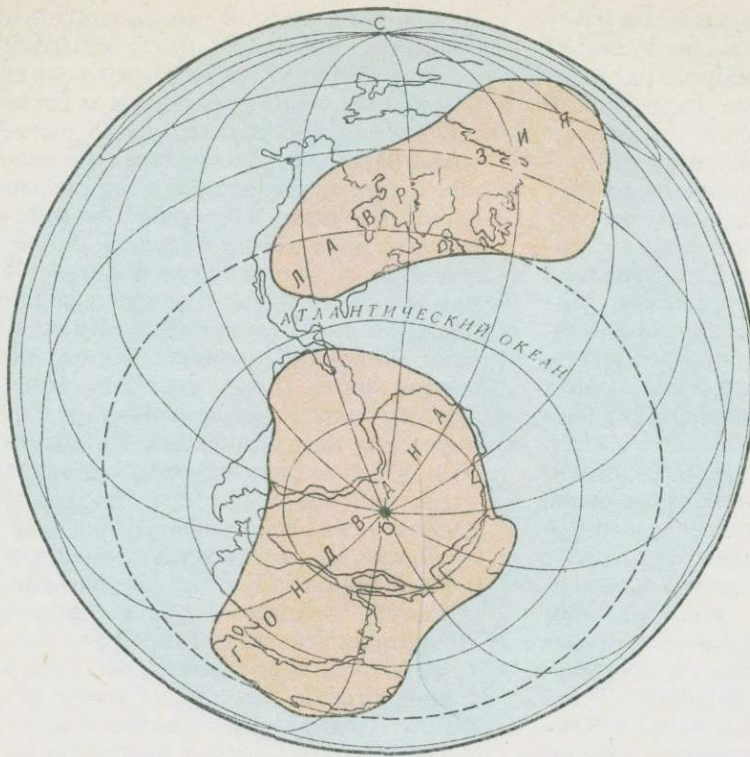
Силур — наименее продолжительный период палеозоя. И все-таки внимательный анализ палеомагнитных данных позволил П. Морелю и Э. Ирвингу представить расположе-



ние наиболее изученных материковых фрагментов. Правда, для каждого времени дано два существенно различающихся между собой по расположению материка, в частности Гондваны, варианта интерпретации палеомагнитных данных. Совместный анализ палеомагнитных и геологических данных позволяет интерпретировать области распространения таконовой и особенно позднекаледонской эпох складчатости* как результат смятия осадков на конвергентных границах плит. Так как наиболее сильное смятие происходит при столкновении островных дуг и континентальных окраин, а также краев материков между собой, то можно считать, что в силуре происходило дальнейшее сбли-

* Заметим, что эпохи складчатости мы не рассматриваем как пульсации в увеличении скоростей на конвергентных границах плит, а только как указатели тех интервалов геологического времени (если, конечно, сами эпохи складчатости геологически значимы), в которые более широко было распространено образование акреционных призм на конвергентных границах плит, — при «захлопывании» краевых морей и столкновении островных дуг и континентальных окраин, а также (и прежде всего) материковых краев плит между собой.

жение материков. Это сближение, согласно одному из вариантов интерпретации палеомагнитных данных, в конце силура — раннем девоне завершилось закрытием Прото-Атлантической океанической впадины и столкновением материковых окраин Гондваны (в районе современной Северо-Западной Африки и северо-запада Южной Америки) с Северо-Американским материком. Заметим, что другой вариант формальной реконструкции расположения Гондваны около 400 млн. лет назад хотя и свидетельствует о сближении этого крупнейшего материка палеозойской эры с Северо-Американским, но не приводит к их столкновению. Заметим также, что в этом случае Гондвана остается в пределах южной полярной области (полюс тогда должен был располагаться близ геометрического центра Африки), тогда как при первом варианте интерпретации, который дает столкновение Северо-Американского материка с Гондваной, последняя должна была в конце силура — начале девона выйти за пределы южной полярной области. Следовательно, палеоклиматические данные, мобилистская интерпретация которых



будет дана ниже, могут помочь в выборе между этими двумя позднесилурскими моделями, построенными только по палеомагнитным данным.

Более определенно интерпретация палеомагнитных данных позволяет реконструировать в позднем силуре — самом раннем девоне закрытие Прото-Атлантики в результате столкновения Прото-Европейского материка с Прото-Северо-Американским в районе нынешней Скандинавии и Западной Гренландии. Пояс позднекаледонской складчатости протягивается от севера Скандинавии (где хорошо развиты характерные для зоны столкновения гранитизация и высокотемпературный метаморфизм) через Западную Гренландию к Северным Аппалачам. Здесь силурийские и раннедевонские андезитобазальты позволяют реконструировать развитие островных дуг. В целом силурийский период характеризуется тенденцией сближения всех континентов и, возможно, даже началом формирования Прото-Пангеи. И хотя вопрос о столкновении в конце силура — раннем девоне Прото-Северо-Американского материка с Гондваной остается дискуссионным, образование в то время

Еврамериканского материка (и как следствие такого столкновения — развитие мощной позднекаледонской складчатости) не вызывает сомнения.

Девон (405—350 млн. лет). Палеомагнитные данные позволили П. Морелю и Э. Ирвингу допустить, что в интервале между ранним и средним девонем происходило не только столкновение, но и, главным образом, латеральное левостороннее смещение Гондваны относительно Евразии, что и послужило причиной развития Акадийского складчато-глыбового пояса в районе нынешних Аппалачей. При этом контакт с Евразией Гондвана осуществляла тогда только северо-западной окраиной нынешнего Южно-Американского материка (рис. 41). В результате такого смещения Африканский материк (конечно, будучи в составе Гондваны) вновь оказался в районе Южного географического полюса. Продолжение этого перемещения Гондваны, согласно модели П. Мореля и Э. Ирвинга, привело к тому, что в конце девона, около 350 млн. лет назад (рис. 42), над Южным полюсом оказался тот самый район Африки, который был здесь в силуре. Кроме того, эта модель дает в

конце девона полное разделение материков Гондваны и Евразийского.

Гиперпазиты и габбро, расположенные на юго-западе современной Англии и имеющие возраст 360—390 млн. лет, свидетельствуют о наличии в девоне океанического бассейна, который продолжался, вероятно, к востоку. Сложная система герцинской складчатости Юго-Западной Европы (Южно-Португальская, Саксоно-Тюрингская и Мораво-Силезская зоны) позволяет предполагать, что в девоне здесь могла быть развита система небольших океанических бассейнов Палео-Тетиса.

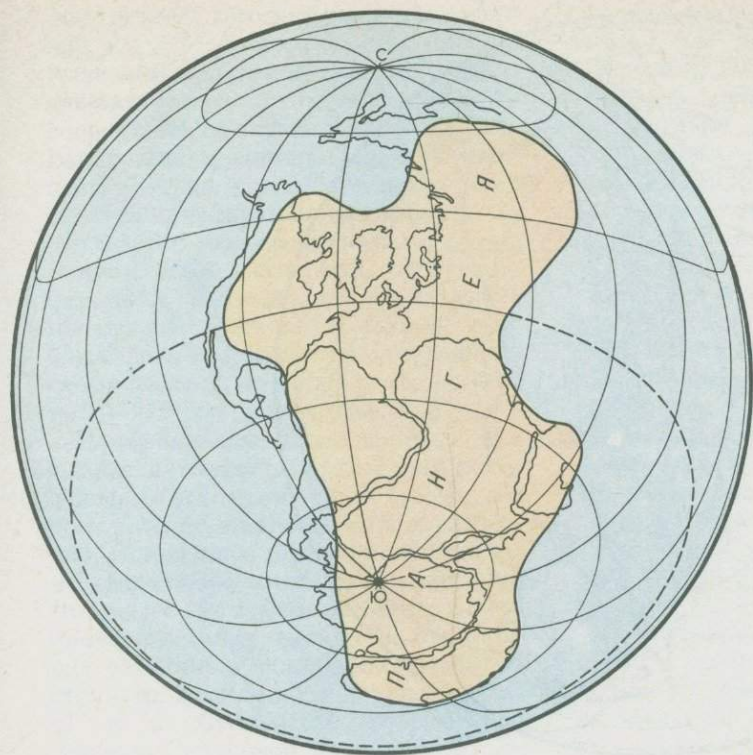
Океанические бассейны, разделявшие в силуре и девоне различные материковые фрагменты нынешней единой Азии, позволяют реконструировать пояса офиолитов, выявленных благодаря исследованиям А. В. Пейве и его учеников, в пределах герцинских складчатых сооружений Кызылкумов, Южного Тянь-Шаня (Ферганская котловина), в Южной Монголии (на хребте Дзолэн-Ула), в Джунгарии и Иртыш-Зайсанской зоне, а также в фундаменте Западно-Сибирской низменности в междуречье Иртыша и Оби. В некоторых из этих районов, как, например, в Южно-Монгольском, а также на южной окраине Сибири и по обрамлению достаточно крупного Казахстанского материка известны среднепалеозойские островодужные и окраиноматериковые вулканические комплексы, свидетельствующие о поддвигании океанической литосферы (Зоненшайн, Городницкий, 1977).

В целом девонское перемещение литосферных плит приводит к дальнейшему сближению отдельных материковых фрагментов нынешнего Азиатского материка и к смещению Сибири в достаточно высокие широты северного полушария. Смещение Гондваны происходит таким образом, что в южнополярном районе оказывается в среднем и позднем девоне не Центральная Африка, а ее современная южная область и даже, возможно, часть нынешней Южной Америки (бразильская атлантическая окраина). В районе экватора в девоне находился Евразийский континент. Ориентировка этого материка была такова, что экватор протягивался приблизительно вдоль простирания нынешних

Датско-Польского и Днепровско-Донецкого авлакогенов. Далее к западу экватор проходил через южную окраину современной Гренландии и пересекал Канадский щит. В девоне достаточно четко оформилась впадина океана Тетис; ее южный борт составляла единая Гондвана, а северный — материковые фрагменты будущей Лавразии. Самым крупным северным материком был тогда расположенный вдоль экватора единый Евразийский материк. Противоположные по отношению к Тетису края Гондваны, а также края Евразийского, Сибирского, Казахстанского, Китайского и других малых материков омывал океанический бассейн; его широтное расположение и конфигурация уже приближались к таковым нынешнего Тихого океана. Поэтому тот бассейн, пожалуй, впервые можно назвать Прототихоокеанским. В пределах этого крупного океанического бассейна в девоне развивались три, вероятно целиком океанические, плиты: северо-западная плита — Кула, восточная — Фараллон и юго-западная — собственно Тихоокеанская. Последняя погружалась под Австрало-Антарктическую окраину Гондваны, что и приводило к дальнейшему развитию «геосинклинали Самфрау».

Карбон (350—285 млн. лет). Как свидетельствуют реконструкции, сделанные по палеомагнитным и геологическим данным, общее пространственное расположение материков и океанов, а также, вероятно, главных литосферных плит в раннем карбоне не очень сильно изменилось по сравнению с девонским. Гондванский материк (точнее, литосферная плита, в состав которой этот материк тогда входил) вращался таким образом, что над Южным полюсом около 320 млн. лет назад оказался пограничный район нынешних гондванских материков Антарктиды, Африки и Южной Америки. В позднем карбоне — ранней перми в районе Южного полюса находилась Антарктида и географически полюс был расположен в пределах современной Восточной Антарктиды достаточно близко от его современного местоположения.

В позднем карбоне (от 325 до 280 млн. лет назад) такое расположение Гондваны относительно полюса привело к тому, что в южной полярной и



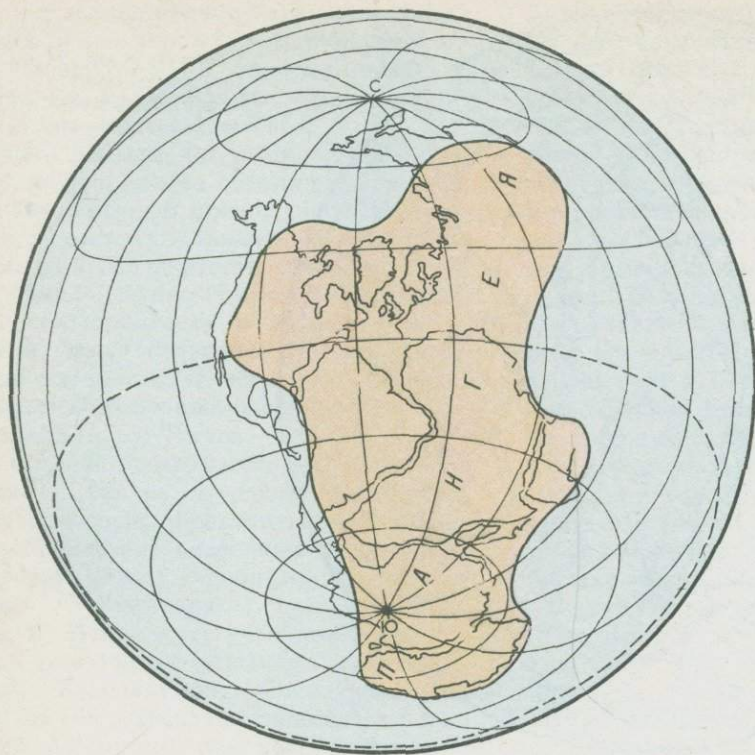
субполярной областях оказались практически все ныне разрозненные материковые фрагменты: Антарктида, юг Африки и Южной Америки, Мадагаскар, Индия и юг Австралии (рис. 43).

Как позволяют предполагать палеомагнитные данные, около 320—325 млн. лет назад произошло столкновение Гондваны и Евразии; западный край нынешнего Северо-Американского материка столкнулся с северо-восточной окраиной Южно-Американского, а северо-западный край Африканского — с южным краем нынешней Центральной и Восточной (не альпийской) Европы. В результате такого столкновения, согласно этой модели, и развился обширный складчатоглыбовый герцинский горный пояс Аппалачей, протягивавшийся в то время вдоль экватора на 6—7 тыс. км. Далее, согласно модели Э. Ирвинга, на протяжении позднего карбона, пермского времени и особенно в триасе происходило правостороннее смещение Гондванского и Евразийского материков; к концу триаса оно и привело к такому положению этих материков, которое теперь известно как классическая Пангея, впервые ре-

конструированная А. Вегенером еще в первой четверти нашего века. Необходимо отметить, что Л. П. Зоненшайн и А. М. Городницкий на основании палеомагнитных и геологических данных представили несколько иную реконструкцию пространственного расположения Гондваны и Лавразии в карбоновое время.

В позднем карбоне — ранней перми произошло столкновение Евразийского материка с Сибирским и образование Уральского складчатоглыбового горного пояса, а также Сибирского материка с Казахстанским континентом*. Пространственное расположение материков позволяет предположить, что в карбоновое время существовало несколько, возможно целиком океанических, литосферных плит. Плита Фараллон поддвигалась под западную окраину современного Северо-Американского материка, который тогда был северо-западной окраиной Пангеи. Плита Кула, вероятно, поддвигалась под ны-

* Не исключена вероятность, что в позднем палеозое — ранней перми к азиатской части единой крупной Пангеи присоединились Туранский и Каракурумский малые материковые фрагменты.



нешнюю восточную окраину Китая и Индокитая. Тихоокеанская океаническая плита поддвигалась под гондванскую окраину в пределах «геосинклинали Самфрау». В Австралии, вдоль ее нынешнего восточного побережья, вытянут пояс позднекарбоновых — раннепермских гранитоидов, а также вулканы — эффузивы Боуэн.

В карбоне рифтовая трещина в пределах впадины океана Тетис, как нам представляется, мигрировала таким образом, что откалывала отдельные материковые фрагменты от южного Гондванского материка. Далее эти фрагменты в составе северной океанической плиты (собственно Тетис) переносились к северу и, обрастая островными дугами, «впечатывались» с юга, образуя южную часть герцинской Азии. В частности, карбоновые вулканические комплексы известково-щелочного состава протягиваются в виде достаточно протяженных зон в Южной Монголии (Гобийский Алтай), в Южном Тянь-Шане (Гиссарский хребет), в Рудном Алтае (Черская зона). Офиолиты — останцы океанической литосферы карбонового возраста, следы Палео-Тетиса, — прослежены от Герирудского шва в

Афганистане к Южному Гиссару и, возможно, Северному Памиру (раннекарбоновые зеленокаменные эффузивы и Дарваз-Сарыкольский метаморфический комплекс). Далее к востоку пояс офиолитов прослеживается вдоль южного края Гаримской впадины, затем во Внутренней Монголии и на самом юге Монголии (Зоненшайн, Городницкий, 1977). Предполагается еще один шов позднепалеозойских офиолитов, который протягивается через Тибет в Юньнань и далее в северную часть Вьетнама (Hutchison, 1973).

Таким образом, главное событие карбона — образование Пангеи (возможно, еще не вегенеровской конфигурации) и развитие мощного глыбово-складчатого герцинского горного пояса — Аппалачско-Уральского. Пожалуй, только Китайская глыба могла находиться вне Пангеи, но ее местоположение в то время пока можно реконструировать весьма приблизительно.

Пермь (285—230 млн. лет). В пермское время Пангея протягивалась от Южного полюса почти до Северного. Южный географический полюс продолжал оставаться в районе нынешней

Антарктиды. Соответственно в полярной и субполярной областях продолжали оставаться все южные, примыкавшие тогда к Антарктиде районы современных гондванских материков. Входивший в состав Пангеи Сибирский материк в пермское время имел пространственную ориентировку, почти на 90° отличающуюся от современной. Своей северной, сибирской, окраиной, проходившей тогда вдоль нынешнего Верхоянья, Пангея приближалась к Северному географическому полюсу, но не доходила до него на $10\text{—}15^\circ$ по широте (рис. 44).

В герцинском планетарном поясе сжатия литосферы, каким был тогда Уральско-Аппалачский, продолжалось начатое в карбоне горообразование, дальнейшее развитие надвигания и поддвигания континентальных краев малых литосферных плит; они и привели к образованию ныне хорошо изученных покровно-складчатых структур. Возможно, покровы имеются и в фундаменте современной Западно-Сибирской низменности, которая образовалась несколько позднее уральской шовной зоны, а также в Иртыш-Зайсанской зоне.

В пермское время, вероятно, сохранялись те же, что и в карбоне, океанические литосферные плиты; они подвигались под различные участки континентальной окраины Пангеи, что привело к широкому развитию позднепалеозойских вулканоплутонических комплексов.

Завершая рассмотрение современного состояния мобилистских палеотектонических реконструкций для различных периодов палеозоя, отметим, что, несмотря на отдельные дискуссионные положения (даже такие кардинальные, как характер столкновения Гондваны и Лавразии в позднем палеозое), в целом вырисовывается общая картина перестройки и пространственного расположения материков. Если в раннем палеозое расположение материков и главных литосферных плит напоминало современное (только повернутое на 90°), то в позднем палеозое все материковые фрагменты (за исключением Китайской платформы, вопрос о положении которой не очень ясен) оказались сгруппированными в единую Пангею, вытянутую в субмеридиональном направлении от Южного полюса почти

до Северного. Соответственно в позднем карбоне — ранней перми сформировался единый океанский бассейн — главная, существенно разросшаяся в позднем палеозое Прото-Тихоокеанская впадина и единая с ней (существенно сократившаяся за это время и имевшая к началу мезозоя очертания гигантского залива) впадина океана Тетис. Все вышеизложенное позволяет предполагать, что на протяжении палеозоя происходила перестройка мантийной конвекции от двухъячейистой (примерно такой, как в настоящее время, но только по-иному ориентированной в начале палеозоя, в кембрийское и ордовикское время) к одноячейистой в конце позднекарбонного и в пермское время.

§ 2. МЕЗОЗОЙ И КАЙНОЗОЙ

Характерная направленность геометрии конечного перемещения литосферных плит на протяжении мезозоя и кайнозоя — это распад Пангеи и переход к нынешнему расположению плит, а в их составе — материков и океанов. Такое дробление единого материка на несколько фрагментов, как нам представляется, обусловлено перестройкой мантийной конвекции, а именно переходом от позднепалеозойской одноячейистой структуры (нисходящая ветвь под Пангеей, восходящая — под Прото-Тихим океаном) к современной — двухъячейистой. Образование Пангеи на рубеже палеозоя и мезозоя* служит удобным репером для реконструкции взаимного расположения материков и океанских впадин на протяжении мезозоя и особенно в кайнозое. Для позднего мезозоя и для кайнозоя сохранились морские магнитные аномалии, которые, как отмечалось, позволяют проводить реконструкцию относительной конечной кинематики литосферных плит гораздо точнее, чем палеомагнитные данные по материкам.

* Наверное, правильнее было бы считать, что рубеж палеозоя и мезозоя геологи и выделили потому, что в палеозое происходило соединение континентов в Пангею, а в мезозое — распад Пангеи, — выделили, даже еще не зная о таком соединении и распаде, просто по сумме всех геологических (и прежде всего палеолитологических) различий, которые повлекла за собой такая различная тенденция в геометрии перемещения материков в эти две геологические эры.

Триас (230—195 млн. лет). Как свидетельствуют палеомагнитные данные, в триасе гондванские материки покинули район Южного географического полюса, тогда как северный край Лавразии, а именно северо-восток современной Якутии, вплотную приблизился к Северному географическому полюсу. В раннем триасе Пангея еще остается единым материком. Впрочем, палеомагнитные данные позволяют предполагать раздельное относительное смещение двух крупных материковых фрагментов Пангеи, а именно Лавразии и Гондваны, в виде правостороннего вращения со сжатием вдоль Аппалачского горного пояса.

Согласно моделям Е. Р. Канасевича и др., а также Э. Ирвинга, только к концу триаса, 210—200 млн. лет назад, Пангея приобрела классическое вегенеровское очертание. Как следует из этих моделей, направления и величины линейных скоростей смещения Гондванского и Лавразийского материков в триасе существенно различны. Максимальные линейные скорости перемещения Гондваны были в то время в пределах ее юго-восточного австралийского края 4,0—4,5 см/год, а для Лавразии в районе нынешнего Казахстана — 2,2 см/год. В триасе, а возможно, даже еще в перми*, т. е. почти сразу после образования Гондваны, начался ее раскол. Для триаса хорошо геологически задокументированы две крупные области, где проходил тогда раскол Гондванского материка. В качестве причины развития этих внутриматериковых сводово-вулканических областей мы предполагаем воздействие восходящих мантийных потоков.

Интересно отметить, что обе рифтовые области возникли около или даже в пределах складчато-глыбовых планетарных поясов сжатия литосферы: одна в пределах и около Уральского пояса, другая — Аппалачского. Хорошо известные триасовые гра-

бены в фундаменте Западно-Сибирской низменности, а также характерные платобазальтовые излияния триасового и раннеюрского времени (Милановский, 1975) служат, как нам представляется, убедительным свидетельством развития в раннем мезозое внутриматериковой сводово-вулканической рифтовой области под действием восходящего мантийного потока. Но этот мантийный поток так и не смог разорвать недавно столкнувшиеся Европейский и Азиатский материки, а лишь привел впоследствии к развитию Западно-Сибирской низменности.

Другой восходящий поток, который, как мы предполагаем, в триасе начал действовать в районе Аппалачей, привел несколько позже к образованию впадины Северной Атлантики и к расколу Пангеи на Гондвану и Лавразию. Воздействие этого мантийного потока на континентальную литосферу привело в триасе к образованию рифтовых впадин, а также к внедрению интрузий щелочных гранитов на ныне разрозненных окраинах востока Северной Америки и северо-запада Африки, которые тогда были расположены сравнительно близко друг от друга.

В триасе продолжается начавшееся еще в позднем палеозое смещение рифтовой оси океана Тетис к югу и, как следствие, отколы краевых участков от Гондванского континента и перенесение в составе океанической плиты этих малых материков к северу, а затем и присоединение их к Евразийскому. В частности, раннемезозойские офиолиты Западных Альп, Динарид, Кипра, Малого Кавказа, Северного Ирана и Центрального Афганистана служат индикаторами океанической литосферы северной плиты океана Тетис. Раннемезозойские офиолиты в Северном Вьетнаме также свидетельствуют о том, что в триасе значительная часть нынешней Юго-Восточной Азии была отделена от главной части Азиатского материка океанической литосферой. Глубоководные терригенные раннемезозойские осадки, а также офиолиты островов Зондского архипелага позволили Л. П. Зоненшайну предположить, что в триасе нынешний Индокитай уже отделился от Гондваны, но еще не присоединился к Азии и

* В пермское время в пределах нынешнего Азиатского материка по петрологическим и структурным данным Л. П. Зоненшайном выделены две области внутриматерикового рифтогенеза. Первая — Монголо-Охотская область, вероятно, привела к образованию залива типа нынешнего Калифорнийского; вторая — к развитию Джунгаро-Балхашской области бимодального магматизма.

поэтому вместе с нынешним полуостровом Малакка представлял тогда самостоятельный малый континент.

В то время как рифтовая ось океана Тетис смещалась к югу, в сторону Гондванского материка (откалывая его окраины, в частности в триасе большую часть площади нынешнего Ирана), его северная плита поддвигалась под южную окраину Евразийского материка. Во впадине Прото-Тихого океана около 220—200 млн. лет назад океаническая плита Фараллон поддвигалась под нынешнюю западную окраину Северо-Американского материка и, возможно, под северо-западную — Южно-Американского. Оба этих материка в триасе, по-видимому, были разделены океаническим заливом будущего Карибского моря. На западе Северной Америки В. Гамильтоном выделен раннемезозойский пояс андезитобазальтового вулканизма, который протягивается от межгорного пояса Канады через горы Кламат в Калифорнию и свидетельствует о поддвигании океанической литосферы, по всей видимости, под островную дугу.

Под Южно-Американский континент, точнее, под обрамлявшую его с запада островную дугу в триасе поддвигалась, вероятно, собственно Тихоокеанская плита; об этом свидетельствуют извергавшиеся в подводных условиях раннемезозойские вулканы основного и среднего состава Западной Кордильеры Анд. Можно предполагать, что Тихоокеанская плита поддвигалась в раннем мезозое также под Западную Антарктиду, нынешнюю Новую Зеландию (она была тогда общей Австрало-Антарктической краевой зоной Гондваны) и под Новую Каледонию. Таким образом, имеющиеся геофизические и геологические данные позволяют предполагать, что в конце триаса Пангея была разделена, возможно, еще внутриконтинентальной системой рифтовых трещин на две целиком материковые плиты: северную — Лавразийскую и южную — Гондванскую. Вероятно, в то время существовали четыре достаточно крупные плиты полностью (или почти полностью) океанические: три из них — в Прото-Тихоокеанской впадине (Кула, Фараллон и Тихоокеанская) и одна — во впадине Тетис. Эти океанические плиты поддвигались

под островные дуги, обрамлявшие в раннем мезозое значительную часть периферии двух материковых плит — Гондванской и Лавразийской.

Юра (195—137 млн. лет). В юрское время Гондвана достаточно далеко, на 15—20° по широте, удалилась от Южного географического полюса, тогда как Лавразия всей пассивной материковой окраиной, проходившей тогда в районе нынешнего Верхоянского хребта, почти вплотную приблизилась к Северному полюсу. Насколько позволяет судить рассчитанная по палеомагнитным данным модель конечной кинематики литосферных плит, в юрское время максимальная линейная скорость смещения Гондваны была в 2—3 раза меньше, чем у Лавразии, да и направления смещения в близких пунктах различались на 90°. Так, например, Северо-Американский материк смещался к северо-северо-западу со скоростью от 2,5 до 4 см/год, тогда как северо-западный край Гондваны (район Атласа) — к северо-востоку со скоростью около 1,5 см/год. В период от тоарского века ранней юры (около 180 млн. лет назад) до киммериджского века поздней юры (около 148 млн. лет назад) Африка смещалась к юго-востоку относительно Европы. Такое различное смещение соседних областей Гондваны и Лавразии привело к образованию в самом конце триаса или в начале юры первой океанической литосферы нынешней Северной Атлантики в зоне между западным краем Северной Америки и юго-западным — Африки. Отметим, что развитие этой Прото-Атлантической рифтовой трещины в юрское время происходило как продолжение развития к западу рифтовой трещины океана Тетис.

Таким образом, на первой стадии своего развития нынешняя Атлантическая впадина образовалась благодаря разрыву континентальной литосферы по герцинскому шву и развивалась в юрское время как соединение двух крупных океанических бассейнов: на востоке — постепенно отмирающего океана Тетис и на западе — тогда еще разраставшегося Тихого океана (заметим, что все последующее разрастание Атлантической впадины происходило главным образом за счет сокращения размеров Тихоокеан-

ской). Достаточно подробные геолого-геофизические модели эволюции литосферы западной части океана Тетис и его континентального обрамления от конца триаса и до наших дней были составлены в 1973 г. Дж. Дьюи, У. Питменом и др. (Dewey et al., 1973) и немного позднее Б. Бижу-Дювалем и др. (Biju-Duval et al., 1976). Реконструкция мезозойской тектонической истории этого региона, а следовательно, всей западной части современного Альпийско-Гималайского горного пояса осложнена еще и тем, что в конце триаса — начале юрского времени было отколото от Гондваны и затем присоединено к южной окраине нынешней Европы несколько малых материковых плит. Прежде всего это южная часть современного Ирана — малый континент, который был отколот, вероятно, от восточной окраины нынешней Аравии еще в триасе.

В конце триаса — начале юры от северной окраины Гондваны были оторваны нынешние Турецкий и Родопский массивы, а также Апулия. От Северо-Западной Африки в юре, вероятно, были отколоты (при расколе Пангеи и продолжении впадины Тетис к западу в виде Северной Атлантики) нынешние Марокканский и Оранский массивы. От южной герцинской части Европы были тогда же отколоты и смещены Иберийский, Карнийский и Мизийский массивы. Вероятно, откол большого числа материковых фрагментов стал возможен потому, что восходящий мантийный поток (ответственный за раскол Пангеи и образование первоначальной Северной Атлантики) возник под Аппалачским планетарным поясом сжатия, состоявшим из многих малых плит литосферы, еще не очень крепко «спаянных» между собой. Так, в позднем триасе — ранней юре (около 200—180 млн. лет назад) развилась новая субширотная система рифтовых трещин, которая соединилась с рифтовыми осями океанов Тетис и Тихого, образовав вместе с ними единую близэкваториальную рифтовую систему, опоясывавшую в ранней юре весь земной шар.

Но именно в ранней юре становится особенно заметной начавшаяся еще в триасе кардинальная перестройка пространственного расположения миро-

вой рифтовой системы. Юра — время начала раскола Гондваны. Этот большой материк, просуществовавший как единый более 350 млн. лет, на протяжении почти всего палеозоя и раннего мезозоя (небольшие отколы по периферии не нарушали его общей монолитности) начал в раннеюрское время раскалываться на четыре крупных материковых фрагмента: Южную Америку, Африку с Аравией, Индостан и Антарктиду с Австралией. На протяжении ранней и средней юры в пределах Гондваны в пограничных зонах этих ныне существенно удаленных друг от друга материков была развита внутриматериковая рифтовая система, похожая на современную Восточно-Африканскую. Физической причиной раскола послужили начавшие развиваться в конце триаса — в ранней юре новые восходящие мантийные потоки. Можно предполагать, что самые мощные из них привели к развитию тройных соединений новых дивергентных границ плит (Ушаков, Галушкин, 1978).

Самый северный из мантийных потоков, расколовших Гондвану, привел к раздвижению Африки и Южной Америки по двум дивергентным границам и образованию нынешнего Гвинейского залива. Третья юрская граница позже потеряла свою активность и привела к образованию внутриматерикового трога Бенуэ в Африке. Другой мощный восходящий мантийный поток продолжил раскол Гондваны на Африку и Южную Америку, а также послужил причиной развития еще двух дивергентных границ; по ним Антарктида откололась от Африки и Южной Америки. Отколу в юрское время Антарктиды от Африки, а Индии от Африки и Антарктиды с Австралией способствовало, вероятно, развитие двух потоков. Один из них привел к образованию подводной вулканической возвышенности с островами Принс-Эдуард и Крозе. Второй — вероятно, в юрское и меловое время весьма мощный — позже сформировал на дне молодой впадины современного Индийского океана единую вулканическую провинцию. Образованные этими восходящими мантийными потоками внутриматериковые сводово-вулканические провинции в ранней и средней юре, как нам представляется, по своей орोगрафии

напоминали современную Эфиопию, а в позднеюрское время — район нынешнего тройного соединения Афар. Полный раскол Гондваны на четыре самостоятельных материковых фрагмента и начало образования океанической литосферы нынешней Южной Атлантики и Индийского океана — это рубеж юрского и мелового времени (140—130 млн. лет назад). Вероятно, правильнее было бы говорить, что рубеж между юрой и мелом геологи установили именно потому, что в это время произошел полный раскол Гондваны, повлекший за собой цепь других геологических событий. Можно также предполагать, что в юрское время под Лавразией к югу от нынешней Гренландии, между Ньюфаундлендом и Британскими островами, начал «работать» еще один восходящий мантийный поток (его фокус сейчас под Исландией), который в меловое время привел к расколу Лавразии и началу отделения Северной Америки от Европы.

Естественно, что одновременно с нарастанием океанической литосферы (в старых и во вновь образованных рифтовых трещинах) в юрское время продолжалось погружение океанических плит. Достаточно четко маркируется юрская конвергентная граница вдоль северного, Евразийского обрамления океана Тетис. В результате погружения океанической литосферы в районах нынешнего Малого Кавказа, Северного Ирана и Афганистана развивалась система островных дуг, реконструируемая по характерным известково-щелочным вулканическим породам. В частности, В. Е. Хаиним показана в пределах Кавказа юрская островная дуга, приуроченная к более древнему Дзирульскому массиву. В тылу этой палеодуги терригенные толщи Большого Кавказа, вероятно, маркируют юрское краевое море.

Киммерийская складчатость в Юго-Восточной Азии, по мнению Л. П. Зоненшайна, была следствием столкновения Индокитая с Евразией. В пределах дна Тихоокеанской впадины в юрское время, вероятно, развились четыре целиком океанические плиты: Тихоокеанская, Кула, Фараллон и Феникс. Северо-западная плита Кула поддвигалась под восточную и юго-восточную окраины Азиатского материка. При этом не исключена

вероятность, что тогда под Монголо-Охотским поясом действовал восходящий мантийный поток, который мог приводить к расколам восточной окраины Азии и образованию впадин, подобных современному Калифорнскому заливу.

Геологические и геофизические данные по Северо-Востоку СССР позволяют считать, что древние материковые фрагменты (Колымский и Омолонский массивы), вероятнее всего, были фрагментами Северо-Американского материка. Мезозойские офиолиты Южно-Аннуйской зоны, а также система мезозойских островных дуг Чукотки, реконструированная Л. М. Парфеновым и Б. А. Натальиным (1978), свидетельствуют о сложной системе поддвигания океанической литосферы под небольшие более древние материковые фрагменты этого региона как с севера, так и с запада.

Северо-восточная океаническая плита Фараллон (юрской Тихоокеанской впадины) поддвигалась под Аляску и, вероятно, Чукотку, а также и под западную окраину Северо-Американского материка. Об этом свидетельствуют мезозойские офиолиты в Береговых хребтах Калифорнии, а также Невадийский батолит, начавший формироваться в позднеюрское время, вероятно, в результате закрытия краевого моря и столкновения островной дуги с континентальной окраиной. Как предполагает Л. П. Зоненшайн, в результате такого столкновения развился не только батолит, но и Невадийский пояс складчатости.

Под западную окраину Южно-Американского материка в юрское время предполагается погружение юго-восточной, целиком океанической плиты Феникс. Геологические данные по Андам (Ломизе, 1973) позволяют отметить следы юрских вулканических островных дуг. Не исключена вероятность, что океаническая плита Феникс или собственно Тихоокеанская погружались под нынешнюю Западную Антарктиду. Тихоокеанская океаническая плита, которая в юре занимала лишь юго-западную часть впадины, поддвигалась под восточную окраину и северо-восточную окраину Австрало-Антарктического осколка Гондваны.

В районах как северного, так и

южного географических полюсов в юрское время не было материковых областей. Пять почти или целиком океанических литосферных плит (Тетис, Тихоокеанская, Кула, Фараллон и Феникс) поддвигались под окраины материковых плит или обрамляющие их островные дуги. Таким образом, юрское время характеризуется интересной особенностью: образуются в результате раскола Пангеи, а затем и ее южного фрагмента — Гондваны пять достаточно крупных, почти целиком материковых плит, под которые поддвигаются края пяти практически полностью океанических плит.

Мел (137—67 млн. лет). В меловое время происходило разрастание молодых впадин океанов Атлантического и Индийского за счет сокращения площади Тихого океана и Тетиса соответственно. В мелу имело место разделение Северной Америки и Европы; оно сопровождалось дроблением континентальной литосферы между ними и образованием отдельных малых плит с материковой литосферы. К ним относятся банка Галисии, подводный купол Флемиш-Кап, подводная возвышенность Рокколл, банка Поркьюпайн и, вероятно, подводная возвышенность Орфан. Все эти морфоструктуры дна Северной Атлантики образовались в результате плавления и переработки континентальной литосферы в районе структурного шва Северных Аппалачей крупным восходящим мантийным потоком, вероятно, тем, который сейчас действует под Исландией. Последовавшее после раздробления и удаления от рифтовой трещины остывание литосферы привело к общему опусканию дна Северной Атлантики вместе с относительно приподнятыми блоками — вспятыми в океаническую плиту осколками континентальной литосферы.

На протяжении мелового этапа развития океанической литосферы Северной Атлантики эту впадину формировали две рифтовые оси. Одна в период от 135 до 110 млн. лет назад отколола Испанию от Европы, повернула Иберийский полуостров на 35° против часовой стрелки и привела к образованию Бискайского залива. Затем, в самом конце мелового времени, она начала откалывать Гренландию от Канады. Вторая рифтовая ось, которая отколола Иберийский полуостров

и нынешнюю британскую окраину Западной Европы от Ньюфаундленда и южной окраины Гренландии, также в самом конце мела начала откалывать Гренландию от Скандинавского полуострова.

Но, пожалуй, самым значительным событием эволюции океанических впадин в меловое время было достаточно быстрое разрастание Южной Атлантики и Индийского океана за счет сокращения площадей океанов Тихого и Тетиса. Физической причиной такого разрастания новых океанических впадин, вероятно, были восходящие мантийные потоки. В конце юрского времени и в самом начале мелового они обусловили образование провинций щелочного базальтового магматизма, ныне хорошо известных в краевых зонах на западе Африки, на востоке Южной Америки, в Индостане и в Антарктиде. (Заметим, что эти провинции служат хорошими реперами при реконструкции Гондваны из современных южных материков — ее осколков.) После разделения материков и образования океанической литосферы Южной Атлантики восходящие мантийные потоки послужили причиной образования цепочек подводных вулканических гор, протягивающихся от Африки и Южной Америки к острову Тристан-да-Кунья и подводной возвышенности Дисковери, а также к острову Буве от Африки и Антарктиды.

Вероятно, благодаря воздействию восходящего мантийного потока молодая, еще не очень широкая и глубокая Южно-Атлантическая впадина оказалась на протяжении значительной части раннемелового времени разделенной сравнительно мелководной перемычкой вулканических гор (современные подводные вулканические хребты Китовый и Рио-Гранде) на две котловины — северную и южную. В северной котловине (она тогда находилась в южной тропической зоне) создались на начальном этапе ее развития условия, благоприятные для накопления в альбе и апте (т. е. более 100 млн. лет назад) значительного количества соленосных отложений, залегающих ныне в переходных зонах Африки и Южной Америки на севере Южной Атлантики.

Практически одновременно с раскрытием Южно-Атлантической оке-

анической впадины в самом раннем мелу (около 130 млн. лет назад) начинает образовываться первая океаническая литосфера Индийского океана. Об этом убедительно свидетельствуют не только результаты геоисторического анализа аномального магнитного поля, но прежде всего результаты глубоководного бурения. На протяжении мелового времени происходило достаточно быстрое удаление Индостана от единого материка Австрало-Антарктиды. Последний за это время не очень существенно изменил свое положение, хотя и несколько сместился к югу. Такое смещение привело к тому, что к концу мелового периода антарктический край единого материка вновь оказался в районе Южного географического полюса. В это время (около 70 млн. лет назад) молодая океаническая впадина, которая затем развилась в современный Индийский океан, состояла из двух соединенных между собой впадин. Первая, западная, вытянута в субмеридиональном направлении, располагалась между Индостаном и Африкой и на севере соединялась со впадиной Тетис. Вторая, восточная впадина располагалась тогда между 60 и 30° ю. ш.; ее разрастание происходило к северо-востоку, и, вероятно, ее рифтовая ось соединялась с рифтовой системой Тихоокеанской впадины.

На протяжении мелового периода размеры впадины океана Тетис существенно сокращались за счет значительного смещения Африки к востоку и особенно за счет разрастания молодой впадины нынешнего Индийского океана по мере быстрого перемещения Индостана к северу. Поддвижение океанической литосферы происходило как под северное континентальное обрамление океана Тетис, так местами и под южное. В частности, в районе Кавказа характерный андезитовый вулканизм позволяет предполагать наличие поддвига океанической плиты с севера на юг до альба включительно (когда островная дуга столкнулась с Армяно-Нахичеванским сиалическим блоком, который, вероятно, следует рассматривать как часть Иранского микроконтинента). В меловое время вдоль северного обрамления океана Тетис развивалась система островных дуг, многие из них образовались еще в юрское время.

В западной части северной окраины впадины Тетис в позднем мелу начались крупные орогенические движения, значительная складчатость и поддвижение больших пластин офиолитов. Существенные поздне меловые деформации известны в Альпах и Апеннингах, а также на всем протяжении от Эллинид в Греции до Загроса в Иране. Самая интенсивная поздне меловая складчатость и, вероятно, наиболее значительные сколы и надвиги имели место в пределах северного выступа нынешней Аравийской плиты. Все это свидетельствует о начале столкновения пассивных материковых окраин южного обрамления с островными дугами северного, т. е. о начале «захлопывания» впадины Тетис. Другое, еще более убедительное свидетельство столкновения островных дуг и пассивных окраин — крупные офиолитовые пластины Кипра и Омана. В позднем мелу, в кампане, северо-восточная окраина Африканского континента начала погружаться под островные дуги Загроса и Кипра (подобно тому как в настоящее время северо-западный край Австралии погружается под остров Тимор). В начале маастрихта произошла «впечатка» офиолитовых покровов в пассивную окраину Африканского материка, что и знаменует начало закрытия западной части океана Тетис.

В позднем мелу происходило не только быстрое нарастание океанической литосферы Индийского океана (за счет сокращения площади и погружения океанической литосферы океана Тетис), но и значительно более быстрое, чем в настоящее время, нарастание океанической литосферы в рифтовых трещинах Тихого океана. Правда, океанические литосферные плиты этой впадины (северо-западная — Кула, северо-восточная — Фараллон, юго-восточная — Феникс и юго-западная — собственно Тихоокеанская), нарастая с одной стороны, погружались под островные дуги и континентальное обрамление — с другой. Океаническая плита Кула в меловое время поддвигалась или под систему островных дуг, или под восточную окраину Азиатского материка. О поддвижении под материковую окраину свидетельствуют меловые вулкано-плутонические комплексы, хорошо известные в Юго-Восточном

Китае, на северо-западе острова Хонсю, в Корее; далее к северу протягивается вулканический пояс Сихотэ-Алиня, который переходит в Охотско-Чукотский, продолжающийся вплоть до Аляски. В глубоководных желобах, сопряженных с этими активными континентальными окраинами, в поздне-меловое время образовались крупные аккреционные призмы (например, туфогенно-терригенные поздне-меловые толщи Западно-Сахалинского прогиба). В поздне-меловое время восточнее глубоководных желобов активной азиатской материковой окраины, вероятно, развивались островные вулканические дуги; под них и погружалась океаническая литосфера плиты Кула. В пользу такой модели свидетельствует наличие поздне-меловых известково-щелочных вулканических пород Камчатки (Ирунейская свита), Корякского нагорья, Восточного Сахалина и Восточного Хоккайдо (Зоненшайн, Савостин, 1979).

В меловое время произошло столкновение пассивной северо-восточной окраины Азии с системой микроконтинентов и островных дуг, образующих ныне Северо-Восток СССР. Как следствие такого столкновения началось развитие складчато-глыбовых сооружений Верхояно-Колымской области. В частности, мы предполагаем, что Верхоянский хребет по своей геодинамической природе образован (и продолжает формироваться до сих пор) в процессе поддвижения пассивной в прошлом материковой окраины Сибирской платформы. Как следствие такого поддвижения развились сколы и нагромождения осадочных отложений этой окраины на конвергентной границе. Иными словами, Верхоянский хребет представляет собой морфоструктуру, образованную в результате аккреции осадков, т. е. мощную аккреционную призму. Таким образом, в меловое время происходило с одной стороны — атлантической — разделение материка Лавразии на Северную Америку и Евразию, а с другой — тихоокеанской — объединение этих материков. Это привело в самом позднем мелу к образованию Чукотско-Аляскинской складчато-горной области сжатия малых плит.

Океаническая плита Фараллон поддвигалась под западную окраину Северной Америки, а плита Феникс —

под окраину Южной Америки. На восточном континентальном обрамлении Тихого океана в меловое время происходило надвигание обеих Америк на литосферу краевых морей и островных дуг их тихоокеанского обрамления. В позднем мелу, вероятно, произошло поддвижение пассивной южной окраины Северо-Американского материка в глубоководный желоб Большой Антильской дуги, что привело к развитию складчатости и «впечатке» офиолитов в пределах острова Куба.

Собственно Тихоокеанская плита в меловое время поддвигалась под юго-восточную окраину единого тогда Австрало-Антарктического материка. Но в поздне-меловое время, около 80 млн. лет назад, дивергентная граница между океаническими плитами — Тихоокеанской и Феникс существенно приблизилась к этому единому самому южному гондванскому материка. Физической причиной такого приближения, по нашему мнению, могло быть развитие в начале позднего мела под этим материком восходящего мантийного потока в районе нынешнего моря Росса. Именно тогда, в самом конце мелового времени, от края Австрало-Антарктического материка были отколоты блоки, образующие ныне Новозеландское плато и подводные возвышенности Лорд-Хау и Норфолк.

Весь меловый период характеризуется прежде всего быстрым удалением друг от друга осколков Гондваны и, как следствие, разрастанием новообразованных впадин Атлантического и Индийского океанов. Именно в меловое время рифтовая система Атлантики приняла направление, близкое к современному субмеридиональному. Из всех современных гондванских материков только Австралия и Антарктида оставались едины в меловое время. Этот единый Австрало-Антарктический материк в самом позднем мелу подошел к району Южного географического полюса. К этому же времени (вероятно, благодаря развитию нового восходящего мантийного потока, тогда — в районе моря Росса, а сейчас его фокус — под островами Баллени) относится и начало раскола Австрало-Антарктического материка.

В поздне-меловое время это и начало полного закрытия на отдельных участ-

ках океана Тетис, а также закрытие впадин многих краевых морей по периферии Тихого океана. Наконец, в меловое время началось не только формирование Альпийско-Кавказской части современного Альпийско-Гималайского горного пояса, но и столкновение Азии с Америкой и отделение нынешней Канадской котловины Арктического бассейна от Тихоокеанской впадины. Таким образом, на границе мела и кайнозоя произошло достаточно много кардинальных геологических событий (столкновения материковых окраин в одних местах и новые расколы материков в других), послуживших причиной выделения этого рубежа в геологической истории Земли. Важным по своим геологическим последствиям фактором тектоники океанических плит было их очень быстрое нарастание в меловое время, особенно быстрое — во впадине Тихого океана, которая, несмотря на это, стала сокращаться в размерах.

Кайнозой (от 65 — 70 млн. лет назад и до наших дней). На рубеже мела и кайнозоя Гренландия полностью оторвалась от Канады и Скандинавии. В это же время Гренландия откололась и от плато Рокколл. Максимальный возраст океанической коры, определенный по магнитным аномалиям в Лабрадорском море, в Северной Атлантике, близ восточного и западного краев хребта Рейкьянес, а также в Норвежском и Гренландском морях, — около 60 млн. лет.

Геоисторический анализ аномального магнитного поля всего этого региона, а также района хребта Гаккеля и Евразийской котловины позволяет в настоящее время достаточно обоснованно представить основные черты кайнозойской эволюции литосферы и рельефа дна Атлантики севернее 55° с. ш. В течение палеоцена и большей части эоцена Гренландия смещалась к северу относительно Канады и Скандинавии, которые в свою очередь удалялись друг от друга. Такое относительное смещение Гренландии и Канады происходило по трансформному разлому Вегенера (в результате образовались нынешние сравнительно узкие проливы Смита и Робсона), а смещение Гренландии к северу относительно северо-западного края Европы происходило по Шпиц-

бергенскому трансформному разлому.

Все эти бассейны в то время (в палеоцене и раннем эоцене) были неглубокими, в 2—3 раза мельче, чем сейчас. Наиболее мелководной была океаническая область к востоку от южной оконечности Гренландии, там, где находился фокус нынешнего Исландского восходящего потока. Как свидетельствуют результаты изучения керна, Европа и Гренландия были соединены сухопутным мостом вплоть до позднего олигоцена. Раздвижение Евразийской и Северо-Американской плит в районе Атлантики при условии постоянства размеров Земли постулирует сближение краев этих плит в районе Аляски и Чукотки.

Около 40 млн. лет назад прекратилось раскрытие Лабрадорского бассейна. Гренландия перестала быть самостоятельной плитой и присоединилась к Северо-Американской. С этого времени разрастание океанического дна Северной Атлантики происходило только между Гренландией и нынешним подводным хребтом Ломоносова, с одной стороны, и краем Евразийского шельфа Северного Ледовитого океана и Скандинавией — с другой.

Сложна кайнозойская история формирования океанической литосферы Северной Атлантики на участке между Исландско-Фарерским поднятием на юге и Ян-Майенской разломной зоной на севере. Анализ батиметрических, геофизических и геологических данных позволяет в настоящее время считать наиболее вероятной следующую модель эволюции литосферы Норвежского и южной части Гренландского морей (Talwani, Eldholm, 1977). В раннем кайнозое, на протяжении палеоцена и большей части эоцена, океаническая литосфера разрасталась относительно оси, которая протягивалась почти параллельно современной Исландско-Ян-Майенской рифтовой зоне, но была расположена в центре Норвежского моря. В то время фокус восходящего потока был расположен под нынешними Фарерскими островами; обильное излияние базальта над этим фокусом и привело к их образованию.

В позднем эоцене — раннем олигоцене (как нам представляется, в результате относительного смещения фокуса восходящего потока) произошел «перескок» оси разрастания, ве-

роятно даже в два приема, и около 15—13 млн. лет назад началось разрастание южной части дна Гренландского моря от современной Исландско-Ян-Майенской рифтовой оси. Именно с этого времени из-за обильного излияния базальтов и аномального подъема поверхности мантии в фокусе восходящего потока Исландия поднимается над уровнем океана. Таким образом, Исландско-Фарерский порог есть результат воздействия восходящего мантийного потока — обильного излияния базальтов в его фокусе.

Характеризуя в целом кайнозойский этап эволюции Северной Атлантики, следует сказать, что наиболее важным событием явилось образование и развитие нового океанического бассейна между Восточной Гренландией и западной частью блока Хаттон-Роккол с формированием соответствующих континентальных окраин, которые являются молодыми окраинами Атлантического океана. Не менее существенно завершение к концу эоцена — началу олигоцена активного роста Лабрадорского океанического бассейна, что свидетельствует об отмирании поперечного, тетисного направления рифтогенеза и новой перестройке системы разрастания в Северной Атлантике от единой рифтовой оси.

В течение последних 40 млн. лет, вплоть до настоящего времени, продолжается дальнейшее раскрытие бассейна Атлантики по единой рифтовой оси, расположенной примерно в середине океана. В результате такого разрастания континентальные области, окружающие Атлантику, постепенно приближаются к современному положению, а глубины дна по периферии бассейна медленно увеличиваются. Несмотря на наличие единой рифтовой оси, разрастание осуществлялось относительно разных полюсов в южной и северной частях бассейна таким образом, что в районе Азорских островов изменялось направление относительного движения вдоль трансформного разлома.

Начиная с эоцена, происходило сравнительно медленное вращение Африканской плиты относительно Евразийской; при этом размеры Западного Тетиса постепенно сокращались. В эоцене зона поддвига протя-

гивалась от южного борта Бискайского залива к востоку через флишевый прогиб севернее Пиренеев и далее в район южнее островов Корсика и Сардиния, которые в то время составляли с современным югом Франции единое целое. Известная в Пиренеях лютецкая фаза складчатости, вероятно, обусловлена столкновением Иберийского континентального блока с Европой, имевшим место после исчезновения узкого участка океанической литосферы. В течение эоцена на Корсику были надвинуты офиолиты. Сдавливание, начавшееся в эоцене, зафиксировано на юге Франции и в Альпах по флишу и дикому флишу, а также по появлению здесь первых покровов.

Вполне вероятно, что вслед за столкновением Иберийского блока с Европой и надвигом офиолитов на Корсику появилась Алеппинско-Сицилийская зона поддвига. Вероятно, с ней связана и первая крупная деформация надвигового типа в Бетидях, датированная средним эоценом. Под Родопский массив, Турцию и Иран в эоцене, по-видимому, океаническая литосфера поддвигалась как с севера, так и с юга. Известно, что в то время Родопский массив был областью значительного проявления андезитового, дацитового и липаритового вулканизма. В позднем эоцене на Кипре имел место надвиг к югу. На северной окраине Иранской плиты располагалась островная дуга, о чем свидетельствуют андезиты, дациты, лейцитовые базальты и диориты Малого Кавказа.

В олигоцене, миоцене и плиоцене продолжалось столкновение и сжатие краев отдельных блоков континентальной литосферы, а площадь, занятая океанической литосферой, постепенно сокращалась. В миоцене соединились с Европой Карнийский, Апулийский, Родопский и Мизийский блоки, хотя их столкновение (с надвигом офиолитов) началось еще в олигоцене. В Карпатах образование покровов было в олигоцене, и оно продолжается до настоящего времени. О поддвигании в миоцене литосферы под Южные Карпаты свидетельствует андезитовый, риолитовый, дацитовый и липаритовый вулканизм. О том, что северный край Мизийского блока поддвинулся в течение плейстоцена далеко на северо-запад под Карпаты,

свидетельствует современная сравнительно глубокая сейсмофокальная зона в районе Вранча.

По мнению Дж. Дьюи и др., в Западном Средиземноморье внутренняя дуга Апеннины — Сицилия — Атлас начиная с конца олигоцена — начала миоцена стала перемещаться от Иберийского блока к востоку. В результате от Европейского континента отделились Корсиканско-Сардинский и Балеарский блоки, и по мере их отодвигания образовались молодая океаническая впадина Балеарского моря и Валенсийский прогиб. Можно предполагать, что такое раздвижение (оно, вероятно, продолжается и в настоящее время) — следствие восходящего мантийного потока. Если такое предположение справедливо, то с термическим воздействием этого потока можно связывать и геоморфологическую природу поднятия Центрального Французского массива. Однако эта проблема требует дальнейшего обсуждения и дополнительных целенаправленных геолого-географических исследований.

Начиная с миоцена несколько океанических проливов в процессе столкновения краев отдельных континентальных блоков превратились в шовные зоны. В плиоцене Аравийская плита столкнулась с южной окраиной Иранского блока. В результате такого столкновения в Загросской континентальной окраине осадки были подвержены существенному смятию. В позднем миоцене — плиоцене в результате столкновения Большого и Малого Кавказа закрылся океанический пролив между Черным и Каспийским морями. На месте этого пролива сейчас продолжается процесс поддвига литосферы к северу и к югу; в результате развиваются вопреки изоляции Куринская и Колхидская депрессии.

Образование самостоятельной Аравийской плиты, т. е. ее откол от Африканской, началось в конце мела — вероятно, в результате воздействия Эфиопского восходящего мантийного потока. В течение палеоцена и раннего эоцена происходило раздвижение Аденского залива, а на месте Красного моря тогда развивался левосторонний внутриконтинентальный трансформный разлом; об этом свидетельствуют многочислен-

ные смещения единых в прошлом разломных зон континентальной литосферы, расположенных ныне по разные стороны Красного моря. В позднем миоцене в процессе разрастания рифтовых трещин Красного моря и Аденского залива, вероятно под влиянием Эфиопского восходящего мантийного потока, от Африканской плиты откололся континентальный блок Данакиль. С этого и до настоящего времени между ним и Африканской плитой развивается тройное соединение дивергентных границ трех литосферных плит: Аравийской, Африканской (Нубийской) и Сомалийской.

В самом начале кайнозоя прекратилось разрастание океанической литосферы в Тасмановом море; это произошло около 60 млн. лет назад. Затем началось разделение Австралии и Антарктиды. Оно, как нам представляется, во многом было обусловлено взаимным расположением (конечно, в то время) восходящих мантийных потоков (Амстердамского, Баллени, а также, возможно, еще одного или двух — непосредственно между Австралией и Антарктидой). Самая близкая к Австралийскому матерiku магнитная аномалия возникла в рифтовой оси около 55 млн. лет назад. Близ Австралии и Восточной Антарктиды опознана вполне уверенно только магнитная аномалия, возраст которой — около 45 млн. лет. С этого времени в пределах Индийского океана главным направлением разрастания океанической литосферы становится то, которое определяет сегодня медианное положение Срединно-Индийского хребта на большей части площади этого бассейна. Хотя на протяжении еще почти 15 млн. лет продолжала функционировать рифтовая система, уходящая в сторону Тихого океана, дальнейшую историю эволюции литосферы в пределах Индийской и Антарктической плит определяла дивергентная граница, образовавшаяся в результате разделения этих материков. Таким образом, на кайнозойском этапе эволюции Индийского океана тетисное направление разрастания, т. е. унаследованное от Тетиса, стало превалировать над тихоокеанским.

В конце мела — начале кайнозоя близкие по обильности излияния восходящие мантийные потоки привели в

пределах дна Индийского океана к образованию двух крупных вулканических провинций. Первая — это Кергеленская и Западно-Австралийская (Брокен). В начале кайнозоя она представляла собой единую вулканическую область, питавшуюся от восходящего мантийного потока, который ныне маркируется островами Амстердам и Сен-Поль (37—38° ю. ш., 77—78° в. д.). Вторая, также, вероятно, единая в раннекайнозойское время подводная вулканическая провинция — это Маскаренская — Чагос. Быстрое разрастание океанической литосферы от Австрало-Антарктической рифтовой оси привело в конце эоцена — начале олигоцена к разделению каждой из этих вулканических провинций на две части, после чего эти части начали быстро удаляться в сторону от породившего их глубинного мантийного источника. Как следствие такого удаления уменьшается, а затем и прекращается вулканическая деятельность в пределах каждой из разломанных половинок. Кроме того, прекращается связанная с одной из них вулканическая активность вдоль трансформного разлома, хотя след ее в виде Восточно-Индийского хребта сохранился и поныне.

В конце эоцена — начале олигоцена произошло столкновение Индостана и Тибета с Азиатским континентом. С этого времени началось подвигание и надвигание континентальных и субконтинентальных краев плит: их коробление, обламывание, подобно торошению льда, и как следствие — образование Гималаев, Гандисьяна (Трансгималаев), Памира, Тянь-Шаня. Во второй половине кайнозоя в результате сдавливания континентальных краев плит все четче вырисовываются два участка, вероятно впервые выявленные еще И. В. Мушкетовым, два «тектонических узла» — Кавказский и Памиро-Гиндукушский. На южный край Евразийской плиты в первом случае давит северо-восточный угол Аравийской, во втором — северный край более крупной и перемещающейся к северу с вдвое большей скоростью Индийской литосферной плиты. Между двумя планетарными поясами сдавливания литосферы — Циркумтихоокеанским и Альпийско-Гималайским — начала развиваться систе-

ма сдвиговых трещин, образующая три внутриконтинентальные (т. е. не соединенные между собой и со всей мировой рифтовой системой) рифтовые зоны: Байкальскую, Шаньси и расположенную между ними, находящуюся на самом начальном этапе развития Монгольскую (Ушаков, Галушкин, 1978).

Отделение Австралии от Антарктиды и ее быстрое удаление в сторону экватора, естественно, связаны с перестройкой системы границ плит и в пределах Тихого океана. В олигоцене прекратила активное развитие дивергентная граница между предполагаемой древней плитой Кула и собственно Тихоокеанской. Эту рифтовую ось некоторые исследователи называют еще Японской, ибо, перед тем как прекратить свое активное развитие, она, как предполагается, достигла Японской островной дуги, в результате чего и возникло Японское краевое море, подобно тому как в настоящее время провинция Басейнов и Хребтов на западе США образовалась в тылу недавно отмершей зоны поддвига. По мере приближения Австралии к Юго-Восточной Азии прекратила свое активное развитие рифтовая система между Индийским и Тихим океанами. Насколько можно судить по линейным магнитным аномалиям и результатам глубоководного бурения, это событие произошло в олигоцене. Вероятно, последним действующим участком этой системы была субширотная рифтовая ось в пределах Филиппинской плиты.

В конце эоцена переместилась конвергентная граница на северном обрамлении Тихого океана; именно в это время, как свидетельствует раннеолигоценовый возраст вулканических продуктов, и возникла Алеутская дуга. Между началом подвига и первыми вулканическими извержениями в пределах дуги проходит время порядка нескольких миллионов лет.

На границе эоцена и олигоцена произошли также изменения направления «абсолютного» перемещения Тихоокеанской плиты и, насколько можно судить по направлению трещин в Гавайско-Императорской цепи, внутриплитовых напряжений в ее пределах (Ушаков, Галушкин, 1978).

О смещении всей Тихоокеанской плиты к северо-западу начиная от оли-

гоцена и до наших дней свидетельствуют направления простирания нескольких цепочек подводных гор на дне Тихого океана (Гавайской, Туамоту, Россиянской, Тубуаи, Гилберта).

Где-то на рубеже олигоцена и миоцена близ того места, где сейчас расположен архипелаг Колон (Галапагос), начал развиваться восходящий мантийный поток, который вскоре привел к образованию вытянутой с запада на восток (т. е. по направлению смещения в то время плиты Фараллон) вулканической провинции. Дальнейшее воздействие этого потока привело к разделению в позднем миоцене — плиоцене плиты Фараллон на две — Кокос и Наска. Как следствие раздвижения от новой рифтовой оси была разделена на две части и вулканическая надстройка. Куски этой миоценовой вулканической провинции и образуют валы Кокос и Галапагосский.

Важным событием во всей геологической и биологической истории эволюции Южного океана было разрушение континентальной перемычки между Южной Америкой и Западной Антарктидой, которое (насколько позволяют судить палеонтологические данные, полученные в результате глубоководного бурения) произошло на рубеже эоцена и олигоцена. Только после этого образовалось холодное Циркумантарктическое течение. Климат шестого материка стал значительно более суровым, и здесь начало развиваться покровное (материковое) оледенение. Заметим, что в течение всего кайнозоя большая часть Антарктиды находилась южнее полярного круга, и все-таки бурение дна Южного океана не дает пока следов покровного оледенения шестого материка раньше эоцена.

Покровное оледенение Антарктиды возникло лишь после того, как появилась возможность (после открытия пролива Дрейка) развиваться Циркумантарктическим холодным течениям. Пока менее ясен по своей природе, но весьма интересен сам факт, установленный благодаря глубоководному бурению: во многих скважинах Северной Атлантики обнаружены ледниковые осадки. Это позволяет заключить, что покровное оледенение в Гренландии и Скандинавии появилось всего 3 млн. лет назад.

Бурение дна северной части Тихого океана близ Алеутских островов также дает возможность наметить следы общего похолодания (вплоть до появления ледниковых осадков), которое началось в позднем миоцене и достигло максимума около 3 млн. лет назад.

Более общий вывод, какой можно наметить на основании анализа дрейфа материков и тектоники плит в фанерозое, сводится к следующему: все главные рубежи геологической истории (и, как следствие, разделения геохронологической шкалы на эры, периоды и эпохи) в значительной степени обусловлены такими событиями, как столкновения и расколы материков в процессе глобального перемещения ансамбля литосферных плит.

Заметим, что в конце палеозоя все (или почти все) материки были собраны в Пангею, а начало мезозоя — это начало его раскола. В частности, в триасе начался, но так и не состоялся раскол Европы и Азии в районе нынешней Западно-Сибирской низменности, а также начался откол Северной Америки от Африки и Европы, что привело в начале юры к образованию молодой океанической впадины Северной Атлантики. В начале мела откололась Африка от Южной Америки и Антарктиды, которые также разделились между собой. Начало мелового периода — откол Индостана (и Тибета?) от Антарктиды и Австралии. В конце мела — начале кайнозоя откалываются современное Новозеландское плато и подводный хребет Лорд-Хау от объединенного материка Антарктиды и Австралии, затем эти материки раскалываются, и Австралия удаляется в сторону экватора. В этот же период (на рубеже мела и кайнозоя) в северном полушарии разделяются Северная Америка, Гренландия и Европа, в результате в кайнозое образуется Полярная Атлантика. Кроме того, в самом начале кайнозоя Аравийская плита откололась от Африканской и началось образование Красного моря и Аденского залива.

Наконец, середина кайнозоя — начало столкновения Индостанской плиты с Азией и формирование крупнейшего в настоящее время горного пояса. Разумеется, все эти события влияли на палеотечения, палеоклимат

и на всю эволюцию экологической системы нашей планеты в геологическом прошлом, что и нашло объективное отражение при составлении геохронологической шкалы и ее делении на эры, периоды и эпохи.

Глава IX

ДРЕЙФ МАТЕРИКОВ И КЛИМАТЫ ЗЕМЛИ В ФАНЕРОЗОЕ

Для обоснования гипотезы дрейфа материков А. Вегенер широко привлекал сведения из палеоклиматологии, палеоботаники и палеобиогеографии. И с тех пор сопоставление палеомагнитных и палеогеографических материалов предпринималось многими исследователями. Идея сопоставления палеомагнитных и палеоклиматических материалов была высказана Дж. Эгером в 1956 г., и первыми такого рода сопоставления провели А. Н. Храмов (1958) и Э. Ирвинг (1964). Несмотря на впечатляющий успех этих сопоставлений и вытекающих из них следствий о характере и масштабах горизонтальных перемещений континентов, не все исследователи, особенно в 50-х и 60-х годах, считали мобилистские построения реальными и объективными.

Сохраняя фиксированное взаимное положение континентов, Н. М. Страхов (1960) и Л. Б. Рухин (1959) пытались истолковать изменение палеоклиматов как результат постепенного смещения всего земного шара или только земной коры по отношению к полюсам и оси вращения Земли. Северный полюс, согласно их представлениям, в раннем палеозое находился в центральной части Тихого океана и в течение фанерозоя переместился примерно на 60—70°. Вместе с тем для сохранения принципа фиксации Н. М. Страхов и Л. Б. Рухин в своих глобальных построениях были вынуждены проводить позднепалеозойскую линию экватора через районы Индостана и Австралии, где широко распространены ледниковые отложения позднего карбона. Это противоречие они пытались разрешить таким спорным предположением, будто континенты Гондваны находились на более высоком гипсометри-

ческом уровне и поэтому в экваториальной части распространилось горное оледенение.

При фиксированном положении материков получается довольно неправдоподобная картина. В южном полушарии (на территории Бразилии, Южной Африки, Индостана, Австралии, Антарктиды) распространены ледниковые отложения, а в северном — красноцветные и эвапоритовые образования, свидетельствующие о сухом и жарком климате. Эта парадоксальность вслед за В. Кёппеном и А. Вегенером была отмечена Я. Шварцбахом, Б. Л. Личковым, М. Жинью, С. Н. Бубновым и др.

В процессе реконструкции палеоклиматов Н. М. Страхов пытался найти компромиссное решение, как-то учитывающее взаимное перемещение материков. Так, например, отмечая смещение климатических зон, совпадающих с герцинской складчатостью, он писал: «...наличие некоторого мобилизма литосферы, проявляющегося вслед за крупнейшими эпохами складчатости, дало бы, на наш взгляд, наилучшее и наиболее правдоподобное объяснение таким существенным и резким изменениям общей климатической обстановки, как та, которую мы наблюдаем в Северо-Западной Евразии на границе палеозоя и мезозоя».

Важную роль в становлении гипотезы перемещения материков сыграли палеофлористические данные. Крупнейшие палеоботаники А. Ч. Сьюорд, В. Йонгманс, А. Н. Криштофович, Т. Джаст, В. Готан, Т. Галле, А. Дю-Тойт, Б. Сани, Э. Пламстед, В. А. Вахрамеев, С. В. Мейен и др., исходя из фактического материала, склонялись к идеям мобилизма. Наиболее независимым и объективным критерием достоверности глобальных палеогеографических реконструкций являются палеоклиматические данные. Как уже отмечалось ранее, установление древней климатической зональности и физическая характеристика каждого типа климата основываются на методе актуализма. Шарообразная форма Земли предопределила существование широтной климатической зональности. Во все периоды геологической истории Земли существовали пояса экваториального, тропического и умеренного климата, а во время сильных снижений температурного

режима появлялся пояс нивального климата. В пределах тропического, квазитропического (субтропического) и умеренного поясов располагались области с различным типом увлажнения, что дает основание выделять аридные, переменено-влажные и равномерно-влажные секторы.

Границы между климатическими поясами и секторами не следуют строго по широте — они могут смещаться то к северу, то к югу в зависимости от палеогеографических условий (океанические и морские течения, горные цепи и т. д.) и глобальных факторов (уровень радиации, альbedo, состав атмосферы).

Выделение экваториального пояса основывается не только на распространенности типоморфных комплексов осадочных пород, характерных растительных ассоциаций и фаунистических комплексов, но и по их географической позиции. Во-первых, для экваториального пояса характерно развитие в мезозое и кайнозое ландшафтов тропических дождевых лесов, а в более ранние эпохи — секторов равномерного увлажнения, а во-вторых, данный пояс всегда располагается между аридными или, возможно, переменено-влажными тропическими секторами. Именно симметричность по отношению к экватору как современных, так и древних тропических поясов часто ускользает от внимания многих исследователей.

§ 1. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ В ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

На протяжении всего палеозоя южные материки были объединены в единый мегаконтинент Гондвану. Ввиду того что вдоль границ южных материков не обнаружено следов палеозойской офиолитовой формации, считается, что в это время не существовали Южно-Атлантический и Индийский океаны. Структуры на краях континентов слагаются докембрийскими комплексами.

В раннем кембрии Гондване противостояли северные материки, разобщенные океаническими бассейнами на серию небольших континентов. Среди них различаются континенты, отвеча-

ющие древним платформам (Восточно-Европейский, Сибирский, Китайский, Северо-Американский) и микроконтиненты (Средняя Европа, Центральный Казахстан, Таримский и Индокитайский массивы). Между Гондванским мегаконтинентом, Сибирским и Восточно-Европейским континентами располагался Палео-Азиатский океан. Северо-Американский континент отделялся от Гондваны и Восточно-Европейского Прото-Атлантическим океаном. Эти два океана являлись некоторым подобием современного Атлантического океана. Кроме этих межконтинентальных океанов существовал океан, омывающий все континенты; он был как бы аналогом современного Тихого океана.

Палеомагнитные данные немногочисленны. Измерения палеомагнитных векторов для Гондваны дают основание считать, что Южный полюс в раннем кембрии находился в северо-западной части Африки. По палеомагнитным данным, Северная Америка должна была бы целиком располагаться в тропической области. В Сибири, по данным А. Н. Храмова, экватор проходил вблизи озера Байкал.

Палеоклиматические данные не только в целом подтверждают мобилистские построения, но и помогают уточнить палеошироты. Простирающиеся древних климатических поясов при современном расположении материков дает весьма неправдоподобную картину резкой асимметрии, полностью противоречащую известным закономерностям. В том случае, когда реконструированная климатическая зональность перенесена на мобилистские основы, оказывается, что климатическая зональность приобретает четко выраженную широтную поясность. Рассчитанное по палеоклиматическим данным положение палеоэкватора совпадает с палеомагнитными и геологическими данными. Экваториальный пояс на Северо-Американском континенте хорошо фиксируется развитием полосы рифовых известняков и богатой бентосной фауной тропического облика, а также простираением аридного сектора с соленакоплением и развитием красноцветных карбонатных осадков.

Установление северного и южного аридных секторов для кембрийского времени затруднительно, а это, в свою

очередь, не дает возможность определить местоположение экваториального пояса. Тем не менее совокупность палеоклиматических данных позволяет с определенной долей вероятности предположительно нанести положение экватора. В то время как на Северо-Американском континенте положение экватора по палеоклиматическим данным совпадает с палеомагнитным, на Сибирской платформе экватор по палеоклиматическим данным располагается примерно на 300—400 км южнее палеомагнитного, хотя они следуют параллельно друг другу.

В северном полушарии северная граница тропиков проходила примерно по 35—40°, и в силу этого на современных континентах нет никаких следов более прохладного климата. В это время Австралия должна была располагаться в приэкваториальной области, и поэтому в ее пределах распространены индикаторы тропического и экваториального климата.

Южно-Американский палеоконтинент по отношению к современному развернут на 180°, и палеоклиматические данные не противоречат этому. На его современной северо-восточной части существовал квазитропический климат, в то время как тропический и экваториальный климаты господствовали в центральной и южной части Южно-Американского континента.

Палеомагнитные и палеоклиматические данные в некоторой степени не совпадают для Африканского континента. По палеомагнитным данным, Южный полюс должен был располагаться в северо-западной части Африки, но в то же время всего на 300—500 км от него находились крупные рифовые массивы и происходило интенсивное карбонато- и доломитообразование. По всей видимости, в кембрийский период климат на Земле был значительно теплее, чем в остальные периоды, и как следствие этого на полюсах существовали лишь условия, близкие к субтропическим.

В ордовикский период северные континенты начинают постепенно сближаться, а южные — смещаться в южнополярном направлении. Одновременно с этим и природные условия в ордовике становятся более динамичными, чем в кембрийский период.

В течение ордовикского периода происходило не только смещение в

южном направлении Сибирского континента, но и наращивание его за счет столкновения с обрамлявшими его с запада и юга островными дугами и частичного замыкания Палео-Азиатского океана. Несмотря на то что этот океан продолжал существовать, размеры его сократились и возник ряд островных дуг (Байконурская, Чингизская и др.).

Основываясь на распространении турбидитных осадков и олистотромах, Ж. Дьюи (Dewey, 1969) реставрировал Палео-Атлантический океан. В конце ордовика океан стал перерождаться в систему островных дуг и окраинных морей. Одновременно возникли два новых океанских бассейна — Палео-Тетис и Уральский. Последний сочленялся с Палео-Тетисом почти под прямым углом. На северной окраине Палео-Тетиса располагались Северо-Американский, Западно-Европейский и Казахстанский континенты, а на юге — Африканский континент. Южные континенты были сближены и составляли единый мегаконтинент — Гондвану.

Если исходя из палеоклиматических данных попытаться определить положение экватора, то окажется, что он должен был бы проходить через современную Канаду, Южную Гренландию и европейскую часть СССР. Хотя при фиксированном варианте предполагаемый изгиб экватора вполне вероятен при положении Южного полюса в районе Гвинейского залива, оказывается, что реконструированная климатическая зональность отдельных континентов не совпадает друг с другом. Особенно это резко проявляется при сопоставлении палеоклиматов Северной и Южной Америки, Африки и Евразии, Евразии и Австралии и т. д.

С определенной долей вероятности можно считать, как это, например, показывает К. Б. Сеславинский (1978), что северный аридный пояс при фиксированном варианте составляли бассейны севера Восточной Сибири, Китая, севера Канады, Виллистон и Австралии. К южному аридному поясу относились Мичиганский и Балтийский бассейны и бассейн Гудзонова залива. Однако в данную схему не вписывается аридный сектор Австралии, который в этом случае оказывается в умеренных широтах, хотя в его пределах распространены индикаторы

торы тропического климата (доломиты, рифовые массивы, красноцветы, теплолюбивая фауна и т. д.). Трудно объяснить также отсутствие на юге Северо-Американского континента поясов субтропического и умеренного климата, несмотря на то что вблизи этого материка располагался Южный полюс с довольно мощным материковым оледенением. Аналогичное противоречие наблюдается и в Западной Европе. Вполне удовлетворительно с фиксированных позиций может быть объяснено лишь наличие климатических поясов вокруг центров оледенений Южного полюса на Южно-Американском и Африканском континентах.

Вместе с тем необходимо отметить, что, несмотря на существующие при определении координат Южного полюса по палеомагнитным данным противоречия, большинство из них совпадают с палеоклиматическими результатами, фиксирующими положение Южного полюса в пределах Западной Африки.

При нанесении выделенных климатических поясов на мобилистские реконструкции А. Смита, Дж. Брайдена и Г. Дрюри (Smith et al., 1973), Канасевича и др. (Kanasewich et al., 1978), Л. П. Зоненшайна с соавторами (Зоненшайн, Савостин, 1979; Городницкий, Зоненшайн, Мирлин, 1978) оказалось, что глобальные палеогеографические реконструкции вполне удовлетворительно совпадают с палеоклиматическими данными. После нанесения климатической зональности на схематическую карту распределения континентов и материков, составленную Л. П. Зоненшайном и А. М. Городницким (1977), выявилось, что экваториальный пояс Северо-Американского континента, расположенный между двумя аридными секторами, очень удачно оказался вблизи палеомагнитного экватора. Аридные секторы находились в пределах 20—35° северной и южной широты. Примерно на тех же широтах северного полушария располагались аридные секторы Восточно-Европейского, Сибирского, Китайского и Австралийского континентов. Таким образом, аридные секторы Прибалтики, севера Восточной Сибири, Китая, Северо-Восточной Канады и Австралии вместе составляли единый северный

аридный пояс. Фрагментами южного аридного пояса являются аридные секторы Мичиганского бассейна, Гудзонова залива и Индокитая. Вероятно, к этому поясу относится и аридная область Аргентины, в пределах которой известны доломиты формации Тинта.

Логически правильная картина климатической зональности реконструируется для континентов южного полушария. Тропический пояс ограничивается 40° ю. ш. В его пределах существовали как переменновлажные, так и равномерно-влажные условия. Ледниковые образования Западной Сахары и Бразилии, а также морские ледниковые конгломераты Сапла в Аргентине служат свидетельством справедливости широко распространенного представления о едином гондванском покровном оледенении в позднем ордовике (Berry, Boucot, 1973). Эти образования располагаются в районе древнего Южного полюса, и, следовательно, здесь можно выделить пояс нивального и умеренного климата.

Ледниковые образования, известные на территории современной Тюрингии, на севере Армориканского массива, в северо-западной части Испании и Шотландии, вероятно, были сформированы в пределах нивального климата южного полушария. Положение нивального пояса не противоречит находкам морских ледниковых отложений Новой Шотландии и севера озера Ньюфаундленд.

Слабая палеомагнитная изученность силурийских отложений все еще затрудняет создание глобальной реконструкции расположения материков. О положении материков в силуре можно судить, только сравнивая глобальные палеогеографические схемы ордовикского и ранне-среднедевонского времени. При этом оказывается, что многие материки проделали довольно длительный путь. Продолжала существовать тенденция к дальнейшему сближению континентов и постепенному закрытию разделявших их океанов.

Значительная часть Австралии в силурийский период находилась, как и ранее, в северном полушарии. Аридный сектор (бассейны Карнарвон и Амадиес), по-видимому, являлся фрагментом северного аридного по-

яса, а равномерно-влажная тропическая область, охватывающая геосинклинали Лаклан с характерными для нее осадочными железными и марганцевыми рудами, располагалась вблизи экватора. Это предположение подтверждается развитием крупных рифовых массивов и обильным карбонатонакоплением.

Начиная с ордовикского времени Северо-Американский континент постепенно перемещался в южном направлении. Поэтому южный аридный сектор (Мичигано-Предаппалачский) располагался южнее 25° ю. ш., а северный аридный сектор (север Канады и бассейн Виллистон) — между 25 и 35° с. ш. В этом случае вполне логично объясняется прохладный характер силурийской фауны Аляски, которая развивалась в умеренных широтах.

Продолжалось смещение в южном направлении Западно- и Восточно-Европейского континентов. Вследствие этого Прибалтийско-Молдавский аридный сектор оказался в южном полушарии. В южном полушарии располагалась равномерно-влажная квазитропическая зона Западной Европы. Довольно четко вырисовывается экваториальная область, расположенная между Прибалтийско-Молдавским и Восточно-Сибирско-Китайским аридными секторами. В состав последнего входили Новосибирские острова, значительная часть Восточной Сибири, Селенняхский кряж, Западный Китай и Бирма. К северу от аридного тропического пояса, распространившегося примерно до 35 — 40° с. ш., существовали несколько более умеренные условия, близкие к субтропическим. Сравнительно низкие температуры благоприятствовали развитию умеренной фауны нынешнего Северо-Востока СССР, Забайкалья, Приморья, Восточного Китая и Индокитая.

В течение силурийского периода происходило постепенное повышение температурного режима. Моренные отложения, известные в Южной Америке, по-видимому, появились после отступления горных ледников (Сеславинский, Каленова, 1975).

В середине палеозоя намечается тенденция к постепенному сближению континентов и закрытию разделявших их океанов. В раннем девоне Северо-Американский континент стал при-

ближаться к Восточно-Европейскому, и в середине девона образовался новый, Еврамериканский материк. Место столкновения двух континентов отмечается поясом каледонской складчатости, протянувшимся от Аппалачей до севера Скандинавии.

Вместе с тем в южной части Палео-Атлантики продолжал существовать океанический бассейн. Он обрамлялся вулканическими дугами, фиксируемыми развитием вулканитов андезитобазальтового состава в Северных Аппалачах, и образованиями, свойственными окраинным морям и континентальным склонам (Мексиканский залив, Новая Шотландия). В восточном направлении южная часть Палео-Атлантики сменялась новым океаническим бассейном, располагавшимся в пределах Южной и Средней Европы и Южной Англии. Возможно, данный бассейн имел характер средиземного типа. Посредством довольно широкого пролива на месте герцинской Европы он соединялся с океаном Палео-Тетис и океаническим бассейном в Азии.

В начале девона значительная часть Палео-Азиатского океана перестала существовать. Его окраины подверглись складчатости. Некоторые из них причленились к более древним континентам, а другие образовали самостоятельные микроконтиненты, например Казахстанскую глыбу и Индосирийский массив.

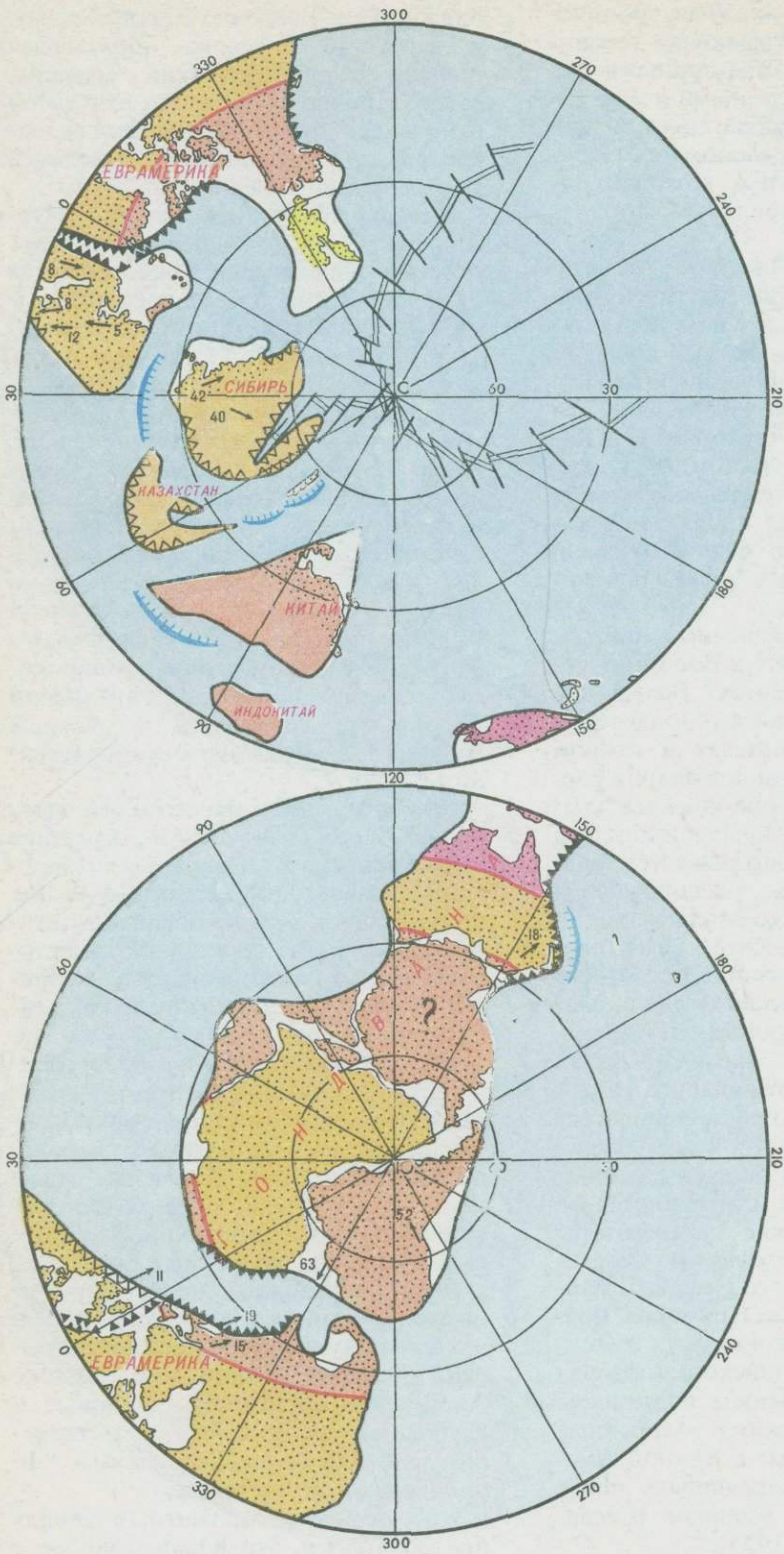
Между Сибирским, Китайским и Еврамериканским континентами, Казахстанским и Индокитайским микроконтинентами располагался ряд небольших бассейнов с океаническим типом коры. Ими были Южно-Монгольский, Южно-Тяньшаньский, Джунгарский, Западно-Сибирский и др.

Довольно сложная палеогеографическая обстановка господствовала в южном полушарии. Новый океанический бассейн возник на востоке Австралии. Достаточно обширные и глубоководные бассейны существовали между Южно-Американским и Африканским континентами.

Исходя из палеомагнитных данных предполагается, что Южный полюс в раннем и среднем девоне располагался в районе Аргентины (Mc Elliny, 1973). Наиболее резкое смещение Южного полюса, отмечаемое многими учеными по намагниченности по-

Рис. 46

Палеоклиматическая
поясность среднего
и позднего девона
(условные обозначения
даны на рис. 45)



род ряда материков, возникло при повороте Гондваны по часовой стрелке относительно центра, расположенного в Индии примерно на 40° (Зоненшайн, Савостин, 1979).

По палеомагнитным данным, Сибирский континент располагался в средних широтах северного полушария. В низких широтах северного полушария находились Восточно-Европейский и Китайский континенты и северная половина Северной Америки. В южном полушарии, кроме Гондванского мегаконтинента, находились Западно-Европейский континент, Иранский и Индостанский микроконтиненты.

Палеоклиматические данные соответствуют такому положению материков лишь с некоторыми оговорками (рис. 46). Характерной особенностью девонского периода было развитие на всех континентах индикаторов жаркого (тропического и экваториального) климата. Это может расцениваться как результат или сильного потепления планеты, или расположения материков вблизи экваториальных и тропических широт. В случае верности второго предположения Сибирский континент и Гондванский мегаконтинент должны были бы располагаться между 45° северной и южной широты, а Северо-Американский континент — целиком в северном полушарии. Тогда экваториальный пояс Северной Америки и Восточной Европы, фиксируемый по развитию латеритов Тимана и Урала, рифовых массивов, слабокарбонатных красноцветов и высоким среднегодовым температурам, проходил бы между 10-градусными широтами.

Вместе с тем трудно отрицать существование в девонском периоде аномально-высоких значений среднеглобальных температур. Зависимость температурного режима земной поверхности от состава атмосферы, и в частности от концентрации углекислого газа, в геологической истории Земли была показана ранее (Ясаманов, 1981; Теняков, Ясаманов, 1981).

В девонский период концентрация углекислоты в атмосфере достигла максимальных значений, и, следовательно, в это время на Земле парниковый эффект оказывал сильное влияние. В результате этого можно предположить, что климат был близок

к тропическому. Тем не менее нельзя игнорировать факт, на который в свое время обратил внимание Ч. Брукс. Существование высоких температур при сближенном состоянии континентов должно было бы привести к развитию обширных областей с аридным типом климата.

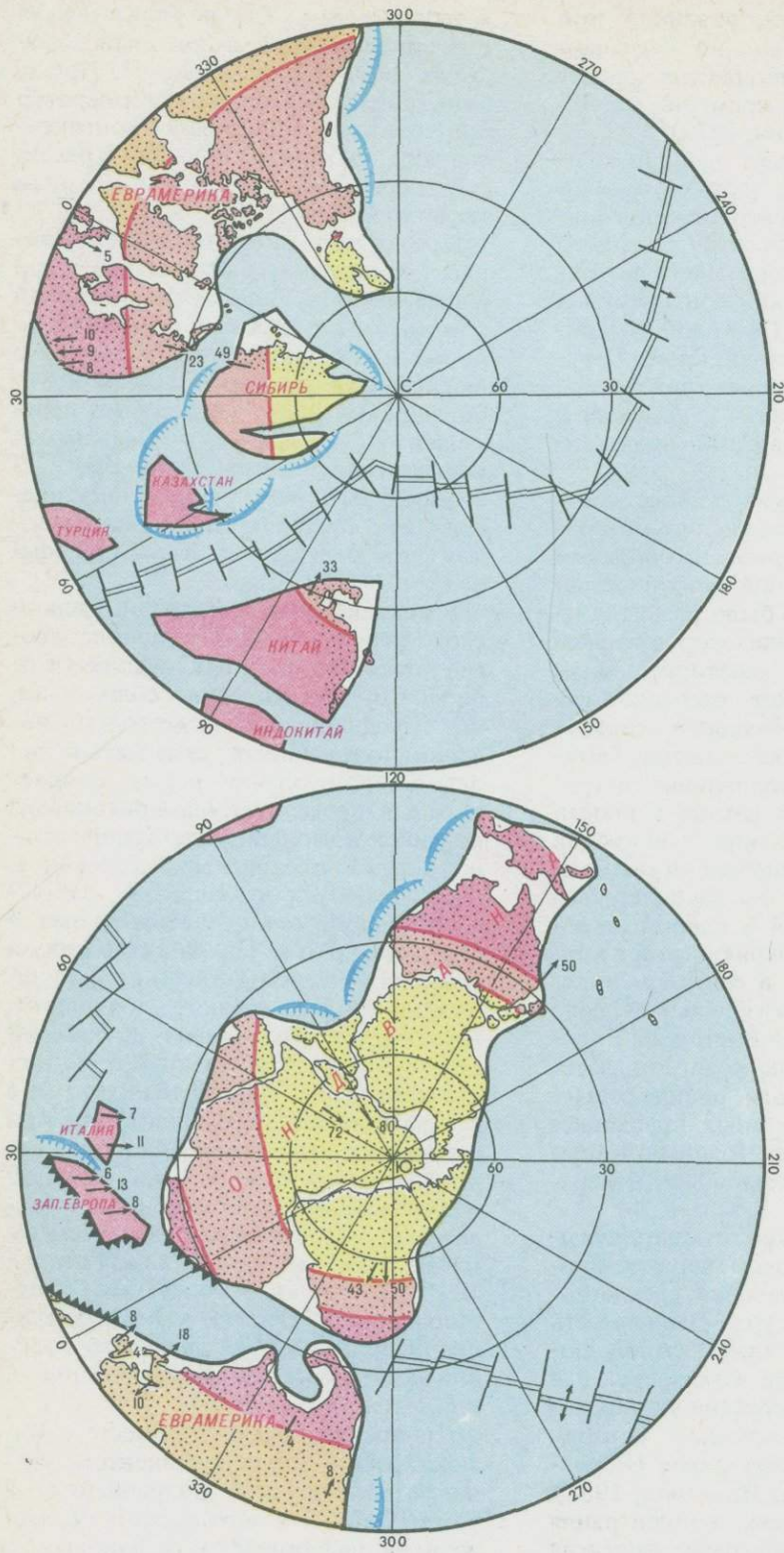
Исходя из палеоклиматических данных, по-видимому, правильнее было бы развернуть Северо-Американский континент по часовой стрелке примерно на 30° и сместить в северном направлении примерно на 20° . Сибирский континент должен быть перемещен на 15° южнее, а Гондванский мегаконтинент — на 30° севернее. В этом случае простирающиеся климатических поясов будет соответствовать положению континентов на земной сфере.

В течение второй половины девонского периода и начала карбона многие континенты, за исключением Сибирского, продолжали сближаться, что выразилось прежде всего в проявлении интенсивных складчатых деформаций, особенно резко проявившихся в пределах Евразийского континента. Большинство сравнительно мелких океанических бассейнов, расположенных в Евразии, закрылось. Одновременно с этим возник и стал расширяться Палео-Тетис второй генерации (Палео-Тетис II) и океанический бассейн южного полушария. Палео-Тетис II отделял Китайский континент от Сибирского и Казахстанского (рис. 47). Палео-Тетис II с севера и запада обрамлялся системой островных дуг, которые хорошо реконструируются по поясам развития вулканических комплексов известково-щелочного состава (Южная Монголия, Южный Тянь-Шань, Гиссар). Л. П. Зоненшайн и А. М. Городницкий (1979) считают возможным существование проблематичного океанического бассейна между Америкой и Гондваной.

Сибирский континент вместе с Казахстанским микроконтинентом удалялся в северном направлении, а Китайский — в юго-восточном. Исходя из палеомагнитных данных Сибирский континент на реконструкциях помещается в средних широтах северного полушария, Китайский и Евразийский континенты — в низких широтах, а Гондванский мегаконтинент

Рис. 47

Палеоклиматическая
поясность раннего
и среднего карбона
(условные обозначения
даны на рис. 45)



нент, состоящий из Южно-Американского, Африканского, Австралийского и Антарктического континентов, Иранского и Индокитайского микроконтинентов, находился в средних и высоких широтах южного полушария.

Палеоклиматическая зональность раннего карбона хорошо совпадает с палеомагнитными данными, за исключением положения экваториальной области в Северной Америке. Если бы Северная Америка располагалась примерно на тех же широтах, что и в девонский период, то положение 0° совпало бы с экваториальной областью и единый экваториальный пояс охватывал бы Северо-Американский, Восточно-Европейский, Западно-Европейский, Китайский континенты, Казахстанский, Туранский и Индокитайский микроконтиненты. Экваториальные условия фиксируются не только наличием протяженных рифовых массивов, интенсивным углекислотным выветриванием, развитием влаго- и теплолюбивой растительности, но и географическим положением. В это время экваториальный пояс располагался между северным и южным аридными секторами тропического пояса.

К северному аридному сектору относятся аридные области Северо-Американского континента, а к южному — аридные области Южно-Американского, Африканского континентов, Аравийского полуострова. Существование относительно прохладных условий (субтропический тип климата) на Сибирском континенте хорошо подтверждается его положением в средних широтах.

На Гондванском мегаконтиненте выделяются два климатических пояса: тропический и субтропический; их простираение хорошо согласуется с палеомагнитными данными. К югу от аридных секторов тропического пояса располагались области с относительно высоким увлажнением. Более умеренные условия — субтропический влажный климат гондванских континентов хорошо фиксируется положением угольных месторождений.

В конце палеозоя окончательно оформилась тенденция к группировке континентов. В конце карбона и в начале ранней перми почти все материка спаялись в крупную континен-

тальную глыбу — Пангею, которая впервые была очерчена А. Вегенером. Пангея состояла из двух мегаконтинентов — Гондваны и Лавразии (рис. 48). Океаном Палео-Тетис Китайский материк отделялся от Лавразии.

Места близкого соприкосновения и спаивания континентов отмечаются поясами осадкообразования. Такими являлись Аппалачи, вдоль которых произошло соединение Северной Америки с Африкой, и Урал с Иртыш-Зайсанской областью; вдоль них соединились Сибирский континент и ряд микроконтинентов (Туранский, Казахстанский и др.) с Евразийской.

На единство Лавразии и Гондваны указывал А. Вегенер, основываясь на сходстве листовой флоры и наземных пресмыкающихся.

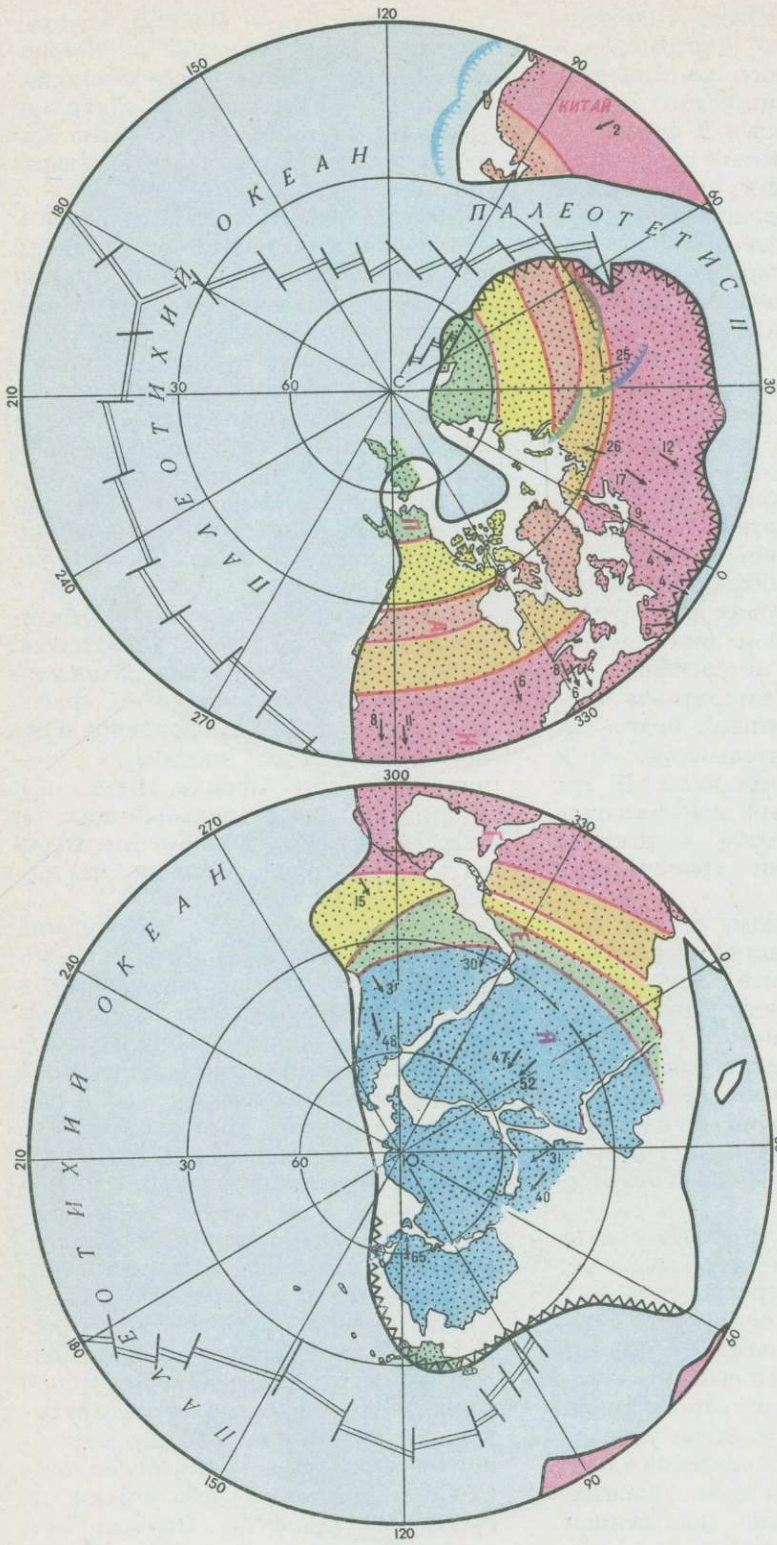
Глобальные реконструкции свидетельствуют о том, что Южный полюс располагался в пределах Западной Антарктиды, а в приполярных районах находились южная половина Южно-Американского континента, значительная часть Африки, Индостан и Австралия. Экваториальный пояс, по палеомагнитным данным, проходил на юге Северной Америки, на юге Европы и в Южном Китае.

Большую роль в обосновании принципов мобилизма сыграли палеоботанические данные по карбону и ранней перми. Согласно С. В. Мейену (1969), в конце карбона и первой половине ранней перми выделяются 4 палеофитогеографические области: Евразийская, Катазиатская, Ангарская и Гондванская. Первые две характеризуются развитием тропических флор, а Ангарская и Гондванская — внетропических. Евразийская флора распространена в Северной Америке, Западной Европе, Северной Африке, Передней и Средней Азии и на Кавказе, а Катазиатская — в Китае и Юго-Восточной Азии. В Ангарской области, охватывающей территорию Сибири, Восточного Казахстана, Северо-Востока СССР и Монголии, практически отсутствуют элементы Евразийской области. Гондванская область включает флору Индии, Африки южнее экватора, Южной Америки, Австралии и Антарктиды.

Расположение палеофитогеографических областей на фиксированной

Рис. 48

Палеоклиматическая
поясность позднего
карбона и начала
перми (условные
обозначения даны
на рис. 45)



основе весьма парадоксально. Практически все южное полушарие занято гондванской флорой, а пояс тропической флоры почти целиком расположен в северном полушарии, опускаясь ниже экватора лишь в Юго-Восточной Азии.

Несмотря на то что такая резкая асимметрия была известна давно и никем не отрицалась, многие исследователи объясняли это смещением к северу экватора. Вместе с тем, как правильно отмечает С. В. Мейен (1969), «не акцентируется внимание и на том, что ширина тропического пояса очень неравномерна и резко уменьшается к северу от Индии... недостаточно учитывается удивительное постоянство флоры по всей Гондване...».

Для объяснения противоречий, возникающих при допущении фиксированного расположения материков, привлекались сложные схемы атмосферной циркуляции, ссылки на современную асимметрию климатической зональности, а также на зависимость распределения растений от общей палеогеографической обстановки, но все они не давали удовлетворительного объяснения. В частности, современные климатические зоны обладают симметрией (см. рис. 27), а положение флористических границ высшего ранга мало зависит от общей палеогеографической обстановки (Мейен, 1969).

Парадоксальность в распределении климатических зон позднего карбона легко устраняется при изменении взаимного расположения материков. Климатическая зональность позднего карбона и начала перми хорошо согласуется с палеомагнитными данными. В то время как при фиксированном положении материков климатическая зональность, особенно положение экваториального и нивального поясов, не находит удовлетворительного объяснения, в мобилистских реконструкциях климатическая зональность практически параллельна палеоширотам.

Длительное пребывание Гондваны в средних и высоких широтах южного полушария привело к возникновению мощного покровного оледенения. Как следует из геологических и палеогеографических данных, ледники распространялись до 45—50° ю. ш.,

что примерно соответствует широтам распространения льдов при четвертичном оледенении. Наряду с этим известны и горные ледники; их основная масса располагалась на Аравийском полуострове.

Позднепалеозойское оледенение было распространено в южном полушарии, которое было континентальным. В северном, океаническом полушарии следы деятельности льда обнаружены только в ограниченных районах на северо-востоке Сибири. Это мариногляциальные отложения, как, например, в бассейне р. Омолон (приток р. Колымы).

Исходя из распространенности тиллитовых отложений, направлений ледниковых штриховок и шрамов, мощности тиллитов и других признаков, В. Гамильтон и Д. Кринсли, а позднее Л. А. Фрейк построили генеральную схему распределения гондванского оледенения. Согласно их построениям, центр оледенения располагается в Восточной Антарктиде и Южной Африке. Отсюда ледники длинными языками направлялись к Австралии, Индостану и Южной Америке.

Оледенение достигло своего максимума в середине позднего карбона. Это произошло вследствие того, что южная околополярная область располагалась на значительной части Гондваны. Удаленность от источников влаги и высокая степень альбедо привели к сильному выхолаживанию территории. В свою очередь огромные пространства, занятые льдами, существенно увеличивали среднее альбедо Земли. В результате этого Земля недополучила значительное количество тепловой энергии, что в свою очередь привело к снижению средних температур в низких широтах.

Вместе с тем существование холодного южного и теплого северного полушарий привело к определенной асимметрии в распределении циркуляционных процессов и в расположении климатических поясов. Особенно хорошо это отмечается смещением в северном направлении экваториального и тропического поясов и в развитии более широкого, чем на юге, умеренного пояса.

В позднепермское время началась трансгрессия. Уменьшение отражательной способности увеличило при-

ток тепла, и, как следствие этого, произошло интенсивное таяние ледников и глобальное повышение температуры земной поверхности.

Экваториальный пояс располагался более асимметрично, чем в предыдущие периоды, что фиксируется развитием карбонатных, главным образом рифогенных отложений и рифовых массивов, формированием мощных аллитных и латеритных кор выветривания и осадочно-латеритных бокситов, обильным угленакоплением и развитием своеобразной растительности. Эта экваториальная растительная ассоциация оконтуривает Вестфальскую палеофитогеографическую область. К северу и югу от экваториальной влажной области располагались два тропических пояса с характерными для них аридными и переменновлажными секторами. Северные аридные секторы (между 10 и 30° с. ш.) маркируются распространением карбонатных красноцветов и эвапоритов. Они известны в Западной Европе, на Восточно-Европейской платформе, в Предуралье, Центральном Казахстане и на юге Канады. Южные аридные секторы выделяются на северо-западе Южной Америки, в Северо-Западной Африке.

Пояса субтропического и умеренного климатов северного полушария намечаются по развитию обильного угленакопления, каолинистому типу выветривания и развитию флоры Ангарской фитогеографической области, которая по отношению к Вестфальской более умеренная.

Аналогичная природная зональность существовала в южном полушарии. Наряду с тиллитами в нивальном поясе распространена так называемая гондванская флора, ее представители в отличие от всех известных в это время групп обладали кольцами нарастания.

§ 2. ДРЕЙФ МАТЕРИКОВ И КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕЗОЗОЯ

При проведении глобальных палеогеографических реконструкций для позднего мезозоя широко используются в отличие от предыдущих периодов данные по геологии и геофизике океанов. Результаты глубоководного бурения и изучения полосовых магнит-

ных аномалий дают возможность оценить реальные величины раздвижения континентов и благодаря геометрическим построениям произвести стыковку отдельных плит литосферы путем их приближения к осям спрединга вдоль трансформных разломов. Однако, как и прежде, палеоклиматические данные помогают оценить реальность проведенных реконструкций.

В триасовый период океан Палеотетис перестает существовать. Китайский континент причленяется к Евразии, и в связи с этим во многих местах развиваются складчатые деформации (древнекиммерийская складчатость). Одновременно возникают на короткое время небольшие бассейны океанического типа.

В начале триасового периода возникает мезозойский океан Тетис. На наличие океанического ложа надежно указывают офиолитовые комплексы. Они известны в Аппалачах, Западных Альпах, Динаридах, на Кипре, в Южной Анатолии и на Малом Кавказе. Возможно, им одновозрастны офиолиты Северного Ирана, Центрального Афганистана и Южного Тибета.

В триасе начинается раскол Пангеи и раздвижение составляющих ее континентов. В это время происходит раскрытие Северной Атлантики с образованием рифтов. Северная Америка начинает удаляться от Евразии. Южная Америка все еще соединена с Африкой, но в свою очередь отделилась от Северной Америки. На месте Карибского моря и Мексиканского залива возник океанический бассейн.

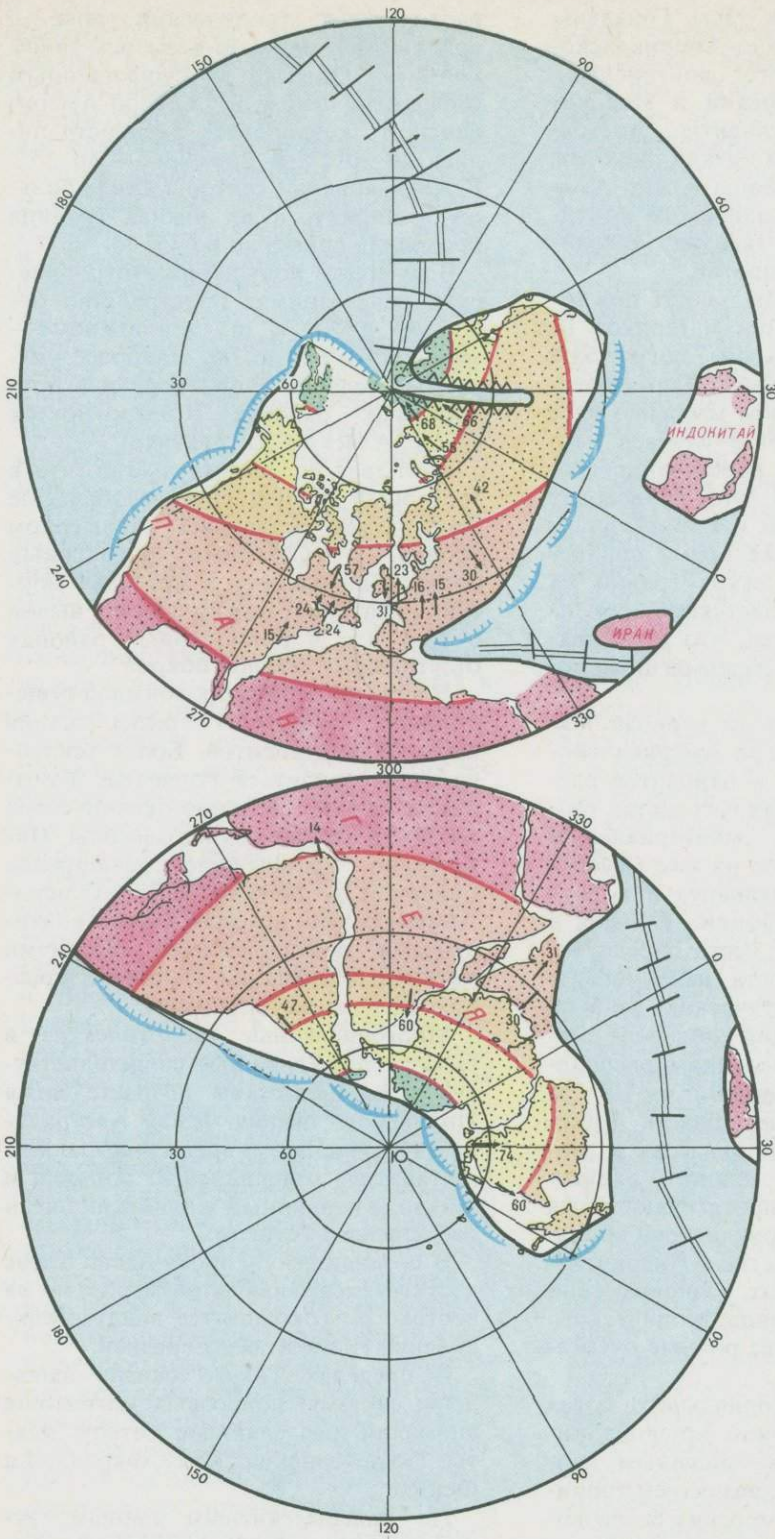
Некоторые исследователи предполагают, что в это же время произошло раскрытие некоторых районов Арктического бассейна.

Глубоководные образования, в том числе и офиолиты, известные в Зондском архипелаге, свидетельствуют о существовании океанического бассейна между Австралией, Индией и Индокитаем. Вновь возникший океан соединился с Тетисом. Таким образом, единая Гондвана начинает распадаться.

Исходя из палеомагнитных материалов считается, что Лавразийские материки были полностью расположены в северном полушарии. Экваториальная область совпадала с океаном

Рис. 49

Палеоклиматическая
поясность позднего
триаса (условные
обозначения даны
на рис. 45)



Тетис. Значительная часть Гондваны (большая часть Южно-Американского и Африканского континентов, Иранский, Индостанский и Индокитайский микроконтиненты, Австралия) располагалась в низких широтах, и только южные районы Южно-Американского и Австралийского континентов, а также Антарктида находились в умеренных широтах.

Климатическая зональность при современном положении материков не дает последовательной логической картины. Простираемые климатических поясов на каждом материке идет своеобразно, и в ряде случаев наблюдается взаимное пересечение границ, как например, это происходит между Африканским и Евразийским материками. В то же время при перенесении климатических границ на глобальные мобилистские реконструкции оказывается, что простираемые их совпадает с палеомагнитными широтами.

В течение триасового периода значительная часть Северо-Американского и Евразийского континентов располагалась в областях господства тропического климата. Экваториальный климат господствовал на юге Северо-Американского континента и в центральной части Африки. Однако в таком случае имеет место определенная несогласованность палеомагнитных и палеоклиматических данных. Если бы Африканский континент вместе с Южно-Американским располагались севернее примерно на 10° , то тогда экваториальная область Африки находилась бы на экваторе и входила бы в состав единого экваториального пояса, протягивающегося от юга Северо-Американского континента через океан Тетис в Индокитайский микроконтинент. Одновременно с этим южная граница тропического пояса имела бы более ровные очертания.

Положение экваториального пояса определяется наличием крупных рифовых массивов, интенсивным карбонатакоплением, развитием тропического комплекса морских беспозвоночных, существованием высоких среднегодовых температур, обильным угленакоплением и формированием латеритной и аллитной кор выветривания.

К северу от экваториального пояса

располагался тропический пояс с аридным и переменновлажным типом климата. Области с существенным дефицитом влаги на Северо-Американском континенте распространились до 30° , а в Евразии — до 25° . Южные аридные секторы имели большую ширину, и их южная граница проходила примерно по 45° ю. ш.

В северном полушарии субтропический пояс занимал пространство между 45 и 70° с. ш., а в южном — между 45 и 65° ю. ш. Наиболее умеренные условия существовали в приполярных районах (Северо-Восток СССР, Аляска и Антарктида).

Учитывая то обстоятельство, что в триасовый период среднеглобальные температуры оставались на высоком уровне, а Северный и Южный полюсы находились в пределах морских акваторий, можно сделать вывод о том, что в приполярных районах отсутствовал ледяной покров.

В юрский период продолжала существовать тенденция раскалывания крупных континентов. Более усиленно стала дробиться Гондвана, и возникли новые срединно-океанические хребты и океанические бассейны. Интенсивно происходило расширение Северной Атлантики между Северо-Американским и Африканским континентами, подтвержденное системами магнитных аномалий. Начинается раскрытие Южной Атлантики.

Многочисленные геологические и геофизические данные свидетельствуют о позднеюрском возрасте ложа Индийского океана между Австралией и Индией. В это время Австралия и Антарктида отделились от Африки и Индии, а первичный Индийский океан соединился с Тетисом.

В позднеюрскую эпоху океан Тетис достиг максимальных размеров, но на востоке он сокращается ввиду столкновения Индокитая с Евразией.

В пределах Тихого океана выявлены системы полосовых магнитных аномалий, разделяющие четыре плиты: Тихоокеанскую, Кулу, Фараллон и Феникс.

По палеомагнитным данным, экваториальная область охватывала Северную Африку и большую часть океана Тетис. Палеоклиматические данные в значительной степени согласуются с палеомагнитными. Несмотря на то что позднеюрская эпоха была

временем наиболее интенсивной аризации в мезозое, тем не менее удается реконструировать положение экваториальной области, хотя в ее пределах климат характеризовался сезонным распределением влажности. Экваториальные переменено-влажные условия существовали на севере Южно-Американского континента, в центральной части Африки и на юге Аравийского полуострова. В этих регионах формировались бескарбонатные и слабокарбонатные континентальные красноцветы, небольшие залежи углей, а в морях осуществлялось интенсивное формирование рифогенных известняков и доломитов.

При сравнении климатической зональности на глобальных палеогеографических реконструкциях (рис. 50) оказывается, что простирающиеся климатических поясов совпадает с палеоширотами, установленными по палеомагнитным данным. Северная и южная границы тропического пояса проходили в позднеюрскую эпоху примерно по широте 45° . В этих же румбах располагались аридные секторы, образующие протяженные северный и южный пояса.

Субтропический пояс в северном полушарии охватывал Аляску, значительную часть Северной Канады и Гренландии, север Европы, Западную и Восточную Сибирь и Приморье. К северу от него в таком же широтном направлении располагался умеренный пояс. Умеренный влажный климат в течение позднеюрской эпохи был присущ Канадскому Арктическому архипелагу и северу Гренландии, а также северу Восточной Сибири и северо-востоку Евразии. Здесь не только сохранились индикаторы соответствующих природных условий, в том числе и остатки флоры умеренного облика, незрелые профили коры выветривания, — об этом свидетельствуют также довольно низкие значения палеотемператур среды обитания морских мелководных беспозвоночных. В частности, среднегодовые температуры не превышали $15\text{--}17^\circ\text{C}$, но в основном они, по-видимому, колебались в пределах $10\text{--}15^\circ\text{C}$.

Аналогичная климатическая зональность существовала в южном полушарии. К югу от тропического пояса, охватывающего центральные районы Южно-Американского и Африкан-

ского континентов, а также север Австралии, выделяется субтропический пояс. Характерная его особенность — не только более высокий процент влажности, но и существование сравнительно низких температур. Субтропический климат свойствен южным районам Южной Америки, Африки, северной части Антарктиды и центральным областям Австралии.

Более умеренные условия приходились на значительную часть Антарктиды и Новую Зеландию. Об умеренном климате Антарктиды свидетельствуют находки хвойной и гинкговой растительности.

В меловой период продолжался распад и раздвижение Гондваны и образование океанов. В середине мелового периода Атлантический океан приобрел современные черты. В это время возникли Бискайский залив и Гренландское море. Происходит раскрытие Индийского океана. Индостанский континент начинает дрейфовать в северо-восточном направлении и в палеогене сталкивается с Евразией. В течение мелового периода Австралия была соединена с Антарктидой.

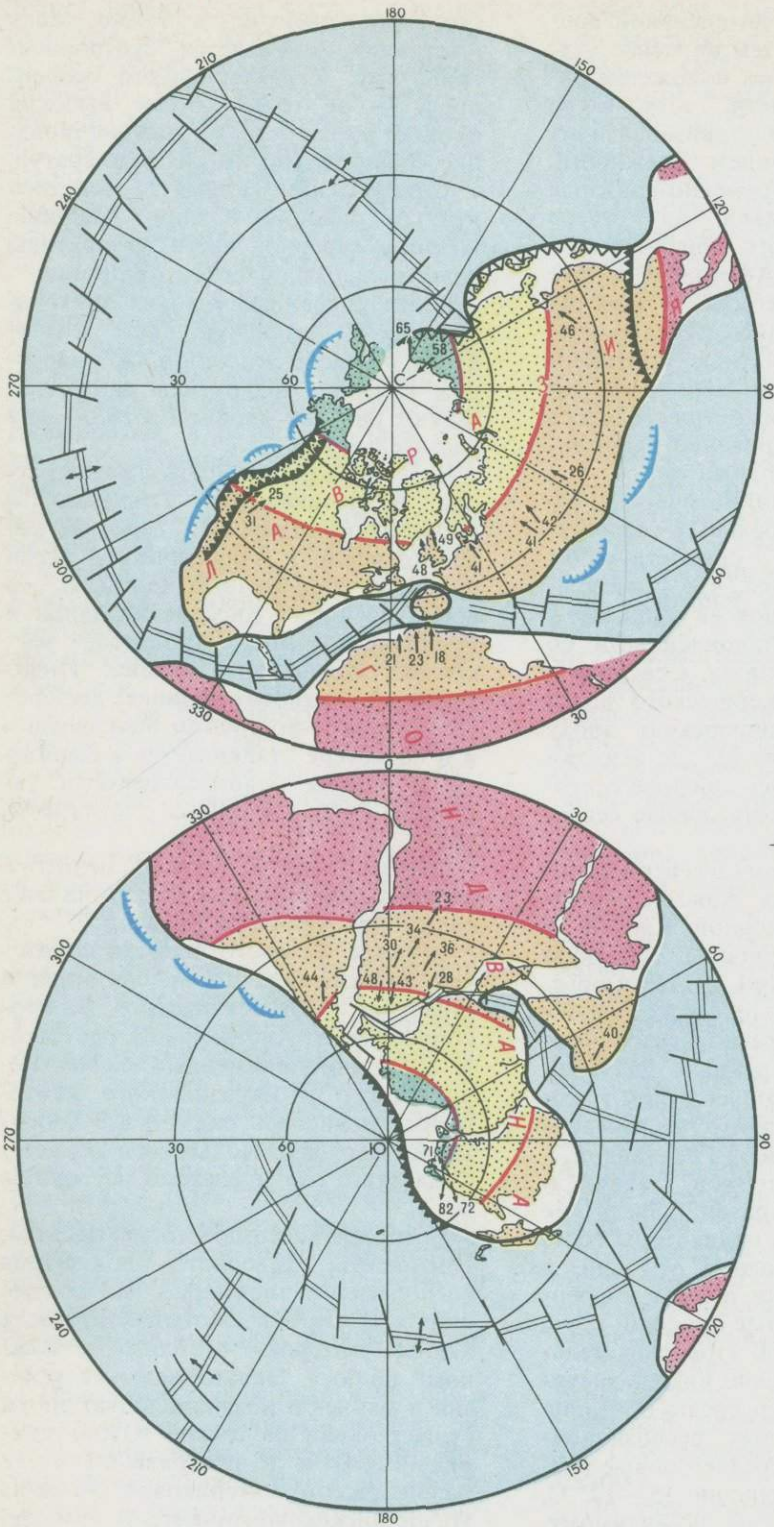
Океан Тетис в течение мелового периода медленно замыкается за счет сближения Африки и Евразии.

В конце мелового периода произошло образование Тасманова моря и отделение Новозеландского микроконтинента от Австралии. В результате встречного движения Северо-Американского и Евразийского континентов появились складчатые сооружения Верхояно-Колымской области, Скалистых гор и система островных дуг.

Согласно палеомагнитным данным, континенты северного полушария располагались примерно на тех же широтах, что и в настоящее время, а южные материки — ближе к Южному полюсу. Экваториальные условия в ранне- и поздне меловую эпохи существовали на севере Южно-Американского и в центральной части Африканского материков, а также на Индостанском континенте. В том случае, когда палеоклиматическая зональность нанесена на фиксированную основу, оказывается, что экваториальный пояс имеет разорванный ареал и к тому же совершенно нелогично его нахождение в Индии. Однако суще-

Рис. 50

Палеоклиматическая
поясность поздней
юры (условные обо-
значения даны
на рис. 45)



ствование в Индии в этот период времени экваториального климата не вызывает сомнения ввиду развития здесь латеритных покровов и латеритных кор выветривания, комплекса влаголюбивой тропической растительности и других индикаторов. По-видимому, восточная часть Тетиса и, вероятно, юг Иранского микроконтинента находились в экваториальном поясе, тогда как остальная часть Тетиса — в северном тропическом поясе.

Аридные секторы в составе северного и южного тропического поясов не выходили за пределы 30° с. ш. и ю. ш. (рис. 51). В отличие от предшествующих периодов в составе как северного, так и южного тропического поясов выделяются секторы равномерного увлажнения. В позднемеловую эпоху тропические равномерно-влажные условия существовали на юге Северной Америки, в Южной Европе и на юге нынешней европейской части СССР. Аналогичные условия были свойственны северным областям Австралии, Юго-Восточной Индии и крайнему югу Африки.

В связи с начавшимся похолоданием, особенно резко проявившимся в середине и в конце мелового периода, расширились пояса субтропического и умеренного типов климата. Причиной похолодания могло служить не только уменьшение общего количества углекислоты в атмосфере, но и постепенное приближение полюсов к материковой суши. Однако ледниковых покровов на суше и многолетних морских льдов в полярных областях еще не было. В это время разность между температурами вод приэкваториальных и приполярных широт не превышала $10-15^\circ$, в то время как в современную эпоху они составляют почти 30° (разность между средними температурами воздуха достигает 70°).

Особенности распределения температур и различных морских стенотермных организмов позволили У. Гордону (Gordon, 1973) реконструировать океанические течения для конца мелового периода. Характерная особенность этого времени — наличие циркумглобального приэкваториального течения; оно пересекало с востока на запад Тихий океан, Тетис, Саргассово и Карибское моря и вновь возвращалось в пределы Тихого оке-

ана. В Тихом океане существовало восточное противотечение.

Теплые воды западного экваториального течения в северном полушарии отклонялись Африкано-Аравийским материком к северу, и через Северную Атлантику теплые воды достигали Арктического бассейна. Предшественником Гольфстрима являлось теплое течение вдоль восточного побережья Северной Америки.

В северной и южной частях Тихого океана имели место антициклонические круговороты воды, более обширные, нежели современные. В Южной Атлантике в антициклонический круговорот входили холодное Бенгельское и теплое Бразильское течения.

Несмотря на то что западный дрейф вод южного полушария стал циркумполярным течением, интенсивность его была существенно иной, чем в современную эпоху. Это было вызвано меньшей шириной пролива между Америкой и Антарктидой и отсутствием пролива между Антарктидой и Австралией. Поэтому циркумполярное течение Западных Ветров у берегов Австралии отклонялось к северу и достигало $30-40^\circ$ ю. ш.

Анализ состава и географического распределения наземной и морской фауны во второй половине мелового периода дает основание выделить северную и южную бореальные области. Такое подразделение для юрского периода было не характерно, и в этот период времени существовала только одна — северная бореальная область. В состав южной бореальной, или иногда ее называют нотальной, области входили моря, расположенные на территории Австралии, Новой Зеландии, Западной Антарктиды, Южной Америки.

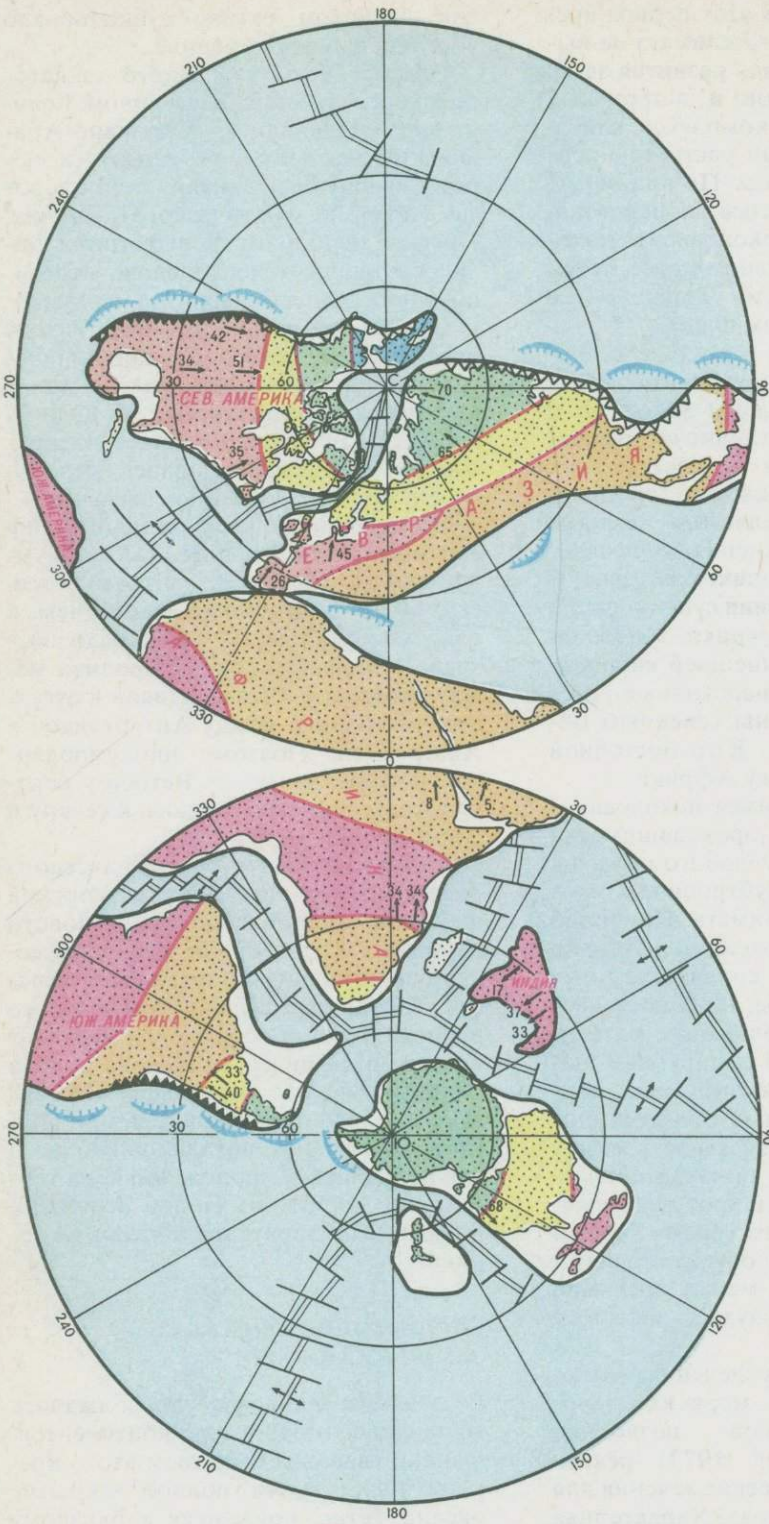
§ 3. ЭВОЛЮЦИЯ КЛИМАТА ЗЕМЛИ В КАЙНОЗОЕ

В течение кайнозоя продолжалось дальнейшее раздвигание континентов. Однако главным событием этого времени было почти полное закрытие океана Тетис, приведшее к близкому соприкосновению Африки и Евразии. На месте океана Тетис сохраняется реликтовое Средиземное море.

В палеоцене начинается перестройка границ плит в Северной Атлантике и Арктическом бассейне. В это время от

Рис. 51

Палеоклиматическая
поясность позднего
мела (условные
обозначения даны
на рис. 45)



Евразии и Северо-Американского континента обособилась Гренландская плита. Австралия откололась от Восточной Антарктиды и начала двигаться в северном направлении, в сторону Евразии. В олигоценовую эпоху произошло столкновение Индии с Евразией, что обусловило раскол Центральной Азии и возникновение горных сооружений. В миоценовую эпоху конфигурация границ плит была такой же, как и в настоящее время. Таким образом, дрейф материков в течение кайнозойской эры по сравнению с предшествующими периодами происходил в основном в широтном направлении.

На протяжении кайнозойской эры происходило похолодание. Однако, несмотря на прогрессивный характер, похолодание развивалось неравномерно и неоднократно сменялось потеплениями, вслед за которыми наступали более резкие похолодания.

Интенсивный расход углекислоты в течение мелового периода, вызванный осадконакоплением во время трансгрессии, а также появлением и широким расселением покрытосеменной растительности, способствовал снижению температурного режима. Особенно резкое уменьшение среднеглобальных температур произошло в середине датского века. Палеоценовые температуры по сравнению с позднемеловыми были примерно на $2-3^{\circ}$ ниже. Однако уже в конце палеоцена вновь наблюдается повышение температур, особенно интенсивное в эоценовую эпоху. Максимальными температурами за всю кайнозойскую историю отличалась середина эоцена. Тропический режим со среднегодовыми температурами $24-28^{\circ}\text{C}$ был свойствен огромным территориям. В эоценовую эпоху экваториальный и тропический пояса достигали максимальной ширины. В это время многие тропические организмы проникли в средние и даже в высокие широты. В приполярных районах накапливались осадки, сходные с современными осадками тропических областей. О более высокой, чем в настоящее время, температуре приполярных вод свидетельствует отсутствие в палеогене пояса кремнеокисления. Зона антарктического подъема вод, служащая ныне первопричиной формирования кремнисто-

го пояса, если и существовала, то в сильно редуцированном виде.

В олигоценовую эпоху температуры постепенно снижаются, и уже в конце олигоцена среднеглобальная температура была выше современной на $4-5^{\circ}\text{C}$, в то время как в эоцене она превышала современную на $9-10^{\circ}$. Изменение температурного режима в олигоценовую эпоху происходило как в северном, так и в южном полушариях. В северном полушарии средние температуры в середине эоцена составляли $22-25^{\circ}\text{C}$, а во второй половине олигоцена они снизились до $15-18^{\circ}$. Более интенсивно снижались температуры в южном полушарии. По данным Н. Шеклтона и Дж. Кеннета, к югу от Новой Зеландии температуры поверхностных вод в палеоцене и эоцене составляли $18-20^{\circ}\text{C}$, а в олигоцене они снизились до 7°C . Это соответствует среднегодовой температуре, наблюдаемой в настоящее время. Столь сильное понижение температур в южном полушарии не могло не вызвать появления льдов в приполярных районах.

Большую роль в появлении обширного оледенения Антарктиды сыграло окончательное формирование Антарктического циркумполярного течения, возникшего в середине олигоценовой эпохи, в тот период, когда между Австралией и Антарктидой образовался глубокий пролив. С образованием циркумполярного течения Антарктида, расположенная в приполярной области, обособилась от других материков как географически, так и метеорологически. В это время сильно сокращается обмен водами между полярными и сравнительно теплыми средними широтами; усиливаются разделяющий эти области атмосферный фронт и циклоническая деятельность, что в конечном счете приводит к появлению покровного оледенения.

В результате оледенения Антарктиды в неогеновый период произошло дальнейшее похолодание на Земле, так как увеличение альбедо поверхности планеты привело к тому, что она в целом стала недополучать значительное количество солнечной энергии (Монин, Шишков, 1979).

В северном полушарии первые горные ледники появились около $8-10$ млн. лет назад, хотя появление мариногляциальных осадков в Север-

ном Ледовитом океане датируется 4,5—4,8 млн. лет. В то же время возникновение первых покровных оледенений в северном полушарии американские исследователи датируют серединой плиоцена (около 3 млн. лет), а возникновение ледяного покрова в Северном Ледовитом океане — 0,7—0,8 млн. лет назад.

Таким образом, в конце плиоцена в северном полушарии начинается оледенение, совпадающее с максимумом оледенения в южном полушарии.

С начала плейстоценового времени проявляется ритмический характер климатических изменений более низкого порядка. В высоких и средних широтах периоды оледенения сменяются межледниковьями, а в низких — плювиальные эпохи ксеротермически. Эти изменения климата синхронно прослеживаются в северном и южном полушариях. Изотопно-кислородные данные по органическим карбонатам говорят об одновременности наступления ледниковых эпох в западном и восточном полушариях.

Как свидетельствуют данные советских географов К. К. Маркова и А. А. Величко, на континентах в плейстоцене на фоне ритмических изменений климата происходило прогрессивное похолодание, причем каждое последующее оледенение было суровее предшествующего, а каждое межледниковье было не столь теплое. Своего наибольшего развития смещение природных областей, границ распространения многолетней мерзлоты и ледниковых покровов достигло в эпоху предпоследнего оледенения. В то же время наиболее суровым климат был в период валдайского оледенения. Противоречие, выразившееся в относительно слабом развитии ледникового покрова при суровом климате, А. А. Величко объясняет тем, что при низкой температуре влаги не хватало, а значительная часть океанов покрывалась льдами.

Таким образом, основная тенденция развития климата начиная с мелового периода проявляется в виде наступления похолодания при существовавших колебаниях климата в ту или иную сторону. В связи с прогрессивно развивающимся похолоданием встает важнейший вопрос современности: что ждет нашу планету в ближайшем и отдаленном будущем?

Как свидетельствуют палеоклиматические материалы, последнее кайнозойское оледенение не является уникальным, так как на протяжении фанерозоя было три крупных оледенения. Широко распространены тиллиты и среди протерозойских образований.

Несмотря на то что проблеме будущего климата планеты посвящено множество работ, среди ученых нет однозначного ответа на этот важнейший вопрос. Многие климатологи и геологи склоняются к мысли, что современная эпоха представляет собой очередное межледниковье, которое должно завершиться через 10—15 тыс. лет, и вслед за этим наступит новое оледенение. Однако ряд исследователей, и в их числе М. И. Будыко, считают, что на планете в ближайшем будущем наступит потепление, и оно будет сильно сказываться на хозяйственной деятельности человека. Потепление приведет к деградации оледенения в Антарктиде и Гренландии, что вызовет подъем уровня океана примерно на 60—100 м, исчезновение многолетней мерзлоты и смещение в направлении к полюсам климатических зон. Особенно значительный урон от этого может понести сельское хозяйство, так как произойдет смещение в современные сельскохозяйственные области аридных секторов.

Несмотря на естественную убыль углекислоты в атмосфере, приток ее в результате хозяйственной деятельности человека, главным образом за счет сжигания топлива, весьма велик. Это приведет к увеличению парникового эффекта и повышению температуры. Вместе с тем определенное сдерживающее влияние оказывает запыленность атмосферы. Немаловажную роль в этом случае играет не столько человечество, сколько вулканическая деятельность. С одной стороны, при извержениях вулканов в атмосферу выбрасывается значительное количество пепла, который снижает прозрачность атмосферы, приводит к уменьшению величины поступающей солнечной радиации и понижению температуры. С другой стороны, в результате интенсивной вулканической деятельности в атмосферу поступает большое количество углекислоты и многих летучих соединений, способ-

ствующим увеличению температурного режима земной поверхности.

Конечно, не только солнечная радиация и состав атмосферы играют существенную роль в формировании климата, значительное влияние на изменение климата нашей планеты оказывает и дрейф материков. Движение материков и приток солнечной радиации — два независимых друг от друга процесса, которые совместно участвуют в формировании климата. От перемещения литосферных плит и взаимодействия их между собой в первую очередь зависит рельеф земной поверхности, так активно влияющий на распределение тепла. Большую роль в распределении тепла на Земле играет расположение в ее полярных областях суши или вод океана. Когда на полюсах располагались материки, то происходило глобальное похолодание, которое, как правило, приводило к активному оледенению, а когда пространство вблизи полюсов занимали океаны, то в приполярных областях господствовал умеренно теплый климат. Кроме того, в процессе движения литосферных плит, как известно, происходила активная вулканическая деятельность.

Глава X

ДРЕЙФ МАТЕРИКОВ КАК ПРИЧИНА ГЛОБАЛЬНЫХ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ И ЭВОЛЮЦИИ ЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ

§ 1. ДРЕЙФ МАТЕРИКОВ — ГЛАВНАЯ ПРИЧИНА ЭВОЛЮЦИИ «ЛИКА ЗЕМЛИ», КЛИМАТА И ОКЕАНИЧЕСКИХ ТЕЧЕНИЙ

Уже несколько десятилетий назад при изучении геологической истории Земли были выявлены и для того времени довольно удовлетворительно объяснены такие общепланетарные явления, как трансгрессии и регрессии, глобальные изменения климатов, в частности ритмика ледниковых и практически безморозных эпох, океанических течений и т. д. Эти глобальные климатические и океанические вариации наиболее уверенно, разумеется, были зафиксированы в фанерозое,

хотя чередование безледниковых периодов и крупных покровных оледенений было и в докембрии (Чумаков, 1978). Естественно, что и до появления теории тектоники литосферных плит предпринимались многочисленные попытки объяснить природу этих явлений. Так, например, флюктуации уровня моря Г. Штилле связывал с заполнением океана обломочным материалом, с опусканием дна по вертикальным разломам, с орогеническими циклами и другими причинами. В конце 60-х — начале 70-х годов была высказана и количественно проверена гипотеза, согласно которой глобальные трансгрессии и регрессии Мирового океана обусловлены изменением средней высоты срединно-океанических хребтов, а она, в свою очередь, является (как теперь хорошо известно) функцией средней линейной скорости нарастания океанической литосферы.

На протяжении нескольких десятилетий многими исследователями (в нашей стране В. П. Казариновым, А. Б. Роновым, Н. М. Страховым, А. Л. Яншиным и др.) по эмпирическим данным проводились количественные оценки амплитуд изменения площадей суши и моря. Сделанное недавно критическое обобщение наиболее репрезентативных данных по территориям СССР и США (Яншин, 1973; Казаринов, 1976) позволяет считать, что на протяжении фанерозоя имели место по крайней мере две крупные общепланетарные трансгрессии. Ближайшая к нам происходила в меловое время, а ее максимум был в позднем мелу, 100—80 млн. лет назад. Вторая крупная трансгрессия имела место в девоне; возможна и третья — в ордовике.

Количественная проверка гипотезы о том, что причиной глобальных трансгрессий и регрессий служат вариации средних скоростей приращения океанической литосферы, была сделана (насколько это позволили данные о возрасте дна океана) для позднемелового и кайнозойского времени. Результаты геосторического анализа аномального магнитного поля океана и эмпирическая зависимость глубины дна от возраста океанической литосферы позволяют рассчитать объем каждого фрагмента системы срединно-океанических хребтов, возвышавшие-

гося от 110 до 10 млн. лет назад над уровнем 5500 м*.

Несмотря на то что история развития впадины Индийского океана теперь достаточно хорошо известна, изменения глубины дна этого океана, так же как и Тетиса, в расчетах не были использованы, главным образом ввиду плохого знания истории эволюции глубины дна этой ныне почти исчезнувшей океанической впадины. При оценке по вариациям суммарного объема срединно-океанических хребтов (над принятой глубиной дна 5,5 км) площадей суши, затопленных водой, естественно, учитывалось изостатическое погружение поверхности литосферы при увеличении толщины водного слоя и всплытие при регрессии воды. Кроме того, при оценках по геодинамической модели площадей современной суши, покрытых ранее, во время трансгрессии, водами Мирового океана, учитывалось, что примерно 85×10^6 кв. км, т. е. около $\frac{1}{6}$ площади поверхности Земли, характеризуется в настоящее время высотами от 0 до +500 м. Отсюда при допущении линейного закона экстраполяции (что, конечно, верно лишь в первом приближении) принималось, что подъем уровня океана на 1 м приводит к затоплению $0,17 \times 10^6$ кв. км площади суши. При таких предположениях была получена теоретическая кривая изменения уровня поверхности океана за последние 110 млн. лет.

Сравнение теоретических результатов (рассчитанных по модели, в которой глобальные изменения глубины дна Мирового океана зависят только от средней скорости раздвижения океанических краев плит) с эмпирическими (полученными из подсчета по литологическим данным площади современной суши, ранее затопленной водами океана) дает вполне удовлетворительное совпадение. Заметим также, что эрозия поздне меловых морских отложений должна приводить к некоторому занижению эмпирических данных о величине максимальной трансгрессии. При сравнении теоретических и эмпирических данных необходимо также учитывать, что консер-

* Такая глубина характерна для абиссального ложа океана, и, как теперь хорошо известно, она соответствует возрасту океанической коры в 70 млн. лет.

вация воды в современных покровных ледниках, которых не было в позднем мелу и раннем кайнозое, приводит к изменению уровня океана на 60—65 м*.

Другая причина глобальных регрессий и трансгрессий, а именно вариации средней скорости осадконакопления в Мировом океане, как теперь можно оценить на основании анализа данных глубоководного бурения, влияет еще меньше.

Однако эмпирические данные по территориям СССР, США, наиболее изученным, показывают для отдельных отрезков времени, например для поздней юры, расхождения средних уровней океана на величину до 100 м. Такие различия могут быть обусловлены как относительными изменениями во времени средних высот каждого из этих континентальных участков, так и, возможно, существенными по площади вариациями ундуляций геоида из-за изменения местоположения глубинных аномальных масс во внешнем ядре и в мантии Земли. Если дальнейшие исследования глобальных вариаций аномалий силы тяжести действительно установят крупные временные вариации низких гармоник аномального гравитационного поля Земли, то этот эффект, приводящий к региональным вариациям поверхности океана с максимальной амплитудой около 100 м, может обусловить существенные различия в уровне поверхности океана и, следовательно, разные уровни затопления разных континентов в одно и то же время.

Поэтому дальнейшие, более детальные и целенаправленные экспериментальные и теоретические исследования глобальных и региональных вариаций уровня океана представляются вполне актуальными. В настоящее время можно только достаточно уверенно констатировать, что главной, хотя и не единственной причиной глобальных регрессий и трансгрессий служат изменения во времени средних скоростей нарастания океанической литосферы в рифтовых трещинах. Но ведь

* Оценки показывают, что консервация воды в покровных ледниках в период максимального оледенения могла приводить к глобальной максимальной регрессии высоты уровня океана на 120—130 м относительно полностью безледникового периода в позднем мелу.

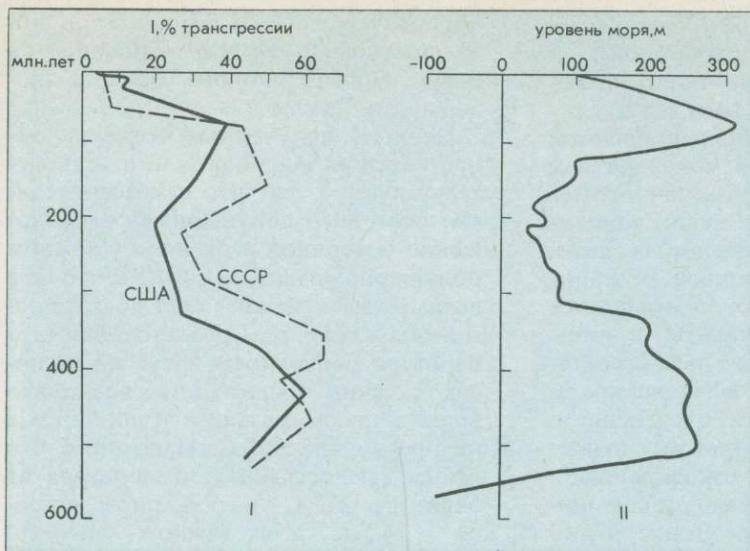


Рис. 52

I. Изменение площади водной поверхности США и СССР в фанерозое по палеогеографическим картам
 II. Изменение относительного уровня морей (из ст. Turcotte, Burke, 1978)

изменения средней скорости раздвижения краев плит в рифтовых трещинах (и конечно, средней скорости погружения плит на конвергентных границах) определяют вариации во времени суммарных теплопотерь нашей планеты. Теплопотери будут максимальными при больших скоростях раздвижения и, следовательно, будут совпадать с трансгрессиями, тогда как минимальные теплопотери — с регрессиями. Простые оценки показывают, что амплитуда таких глобальных вариаций теплопотерь (характерный период которых близок к 150 млн. лет) достигает 10—12% от суммарной величины. В частности, согласно этой модели, суммарные теплопотери в позднем мелу, около 80 млн. лет назад, должны были быть почти на 20% больше, чем в настоящее время.

Вполне естественно считать, что регрессии и трансгрессии уровня океана должны были существенно влиять на глобальные вариации климата нашей планеты в ее геологическом прошлом. Из-за того, что теплоемкость воды намного больше теплоемкости континентальных горных пород и атмосферы, всякое существенное увеличение площади морской поверхности за счет уменьшения суши смягчает сезонные и широтные изменения климата. При затоплении водой до 40 и более процентов площади поверхности континентов смягчающее воздействие трансгрессии на глобальные вариации

климата в умеренных и высоких широтах должно быть достаточно велико, особенно если учесть, что расширение эпиконтинентальных морей создавало новые морские коридоры, по которым мог происходить адвективный теплообмен между низкими и высокими широтами. В период регрессии по мере отступления моря возрастала общая континентальность климата Земли, увеличивались сезонные контрасты, а также происходило похолодание в умеренных и высоких широтах.

На широтную зональность климата существенно влияло также пространственное расположение материков и океанов. Действительно, при условии относительного постоянства во времени величины солнечной радиации количество энергии, затрачиваемое на нагревание атмосферы и поверхности нашей планеты, является функцией ее отражательной способности, т. е. альбедо. Хорошо известно, что величина альбедо меняется в очень широких пределах — от 0,05—0,10 для океана, который поглощает значительно больше солнечной энергии, чем поверхность суши, где альбедо изменяется от 0,15 до 0,90 для снега и льда. Поэтому альбедо и служит важнейшим климатообразующим фактором.

Другой весьма важный климатообразующий фактор, тесно связанный с первым, — способность к накоплению солнечного тепла, поступающего через атмосферу к поверхности нашей планеты. Океаны и моря благодаря

малому альбедо воды, ее прозрачности и теплоемкости, а следовательно, и способности переносить тепло на достаточную большую глубину служат тепловым резервуаром нашей планеты (по сравнению с сушей, сохраняющей довольно малый запас солнечного тепла). Крупные области суши, попадая по мере перемещения ансамбля литосферных плит в полярные регионы, начинают постепенно покрываться сначала горными ледниками, а затем (из-за большого альбедо льда и постепенного охлаждения всей полярной области) и покровным оледенением. Последнее, таким образом, играет роль глобального холодильника*. Следовательно, наиболее резкая широтная зональность на Земле будет иметь место тогда, когда при прочих равных условиях в обеих полярных областях располагаются крупные массивы суши. Уменьшение площади поверхности суши в полярных областях, например в результате трансгрессии, и тем более полное отсутствие в этих областях крупных материковых фрагментов приводит к значительному сглаживанию широтной зональности и глобальному потеплению климата Земли. Такова принципиальная основа для количественной оценки влияния трансгрессий и регрессий, а также пространственного расположения материков и океанов на климат нашей планеты в различные периоды ее геологической истории.

При построении на мобилистской основе качественных и количественных палеоклиматических моделей необходимо учитывать достаточно много параметров, которые могли весьма существенно варьировать в геологическом прошлом. В частности, в настоящее время ни у кого не вызывает сомнения, что атмосфера (эта климатическая шуба на поверхности нашей планеты) существенно эволюционировала по своему химическому составу в процессе всей геологической истории Земли, постепенно увеличиваясь по массе. Естественно считать, что количественная глобальная модель для расчета палеоклимата должна быть в принципе близка к современным мете-

орологическим моделям долгосрочного прогноза, которые основаны на вычислении теплового баланса поверхности Земли.

Первые, полученные согласно теоретической модели результаты свидетельствуют о том, что в мезозое климат северного полушария (а расположение материков и океанов в южном полушарии позволяет считать, что и на всей Земле в целом) был достаточно мягким и теплым. Среднегодовая температура поверхности даже на полюсах должна была быть несколько выше нуля, тогда как в тропиках она не превышала 30°C . Напомним, что сейчас среднегодовая температура на экваторе 27°C , на северном полюсе -14°C , а на южном — около -50°C , т. е. перепад температур в северном полушарии составляет 41°C , а в южном — 77°C . Следовательно, даже на основании первой достаточно грубой количественной оценки средний градиент температур от полюса к экватору получается в мезозое почти в 2 раза меньше, чем в наше время. Похолодание началось в середине кайнозоя и особенно сильным было во второй его половине.

Сравнение расчетных данных с эмпирическими, полученными по отношению изотопов кислорода и по магнетиальности в органогенных карбонатах, дает хорошее соответствие среднегодовых температур для территории Европы. В юре она составляла $18-22^{\circ}\text{C}$, в меловой период — $20-24^{\circ}\text{C}$ (современная среднегодовая температура в этой области — около 12°C). Но рассчитанная модель занижает температуру в юрское и меловое время для территории Канады и Восточной Гренландии почти на 10°C . Как нам представляется, одной из наиболее вероятных причин такого занижения теоретической температуры в модели может быть неучет смягчающего влияния меловой трансгрессии, особенно существенной в средних и высоких широтах.

Таким образом, можно считать, что рассмотренная количественная модель дает даже занижение значения температуры в средних и высоких широтах по сравнению с наблюдавшимися в природе в мезозое и кайнозое. Общее похолодание климата на Земле произошло в течение кайнозоя, и оно развилось особенно быстро во второй

* Важным климатообразующим фактором нашей планеты, из-за большого альбедо служат также шельфовые и плавучие льды в полярных и субполярных областях Земли.

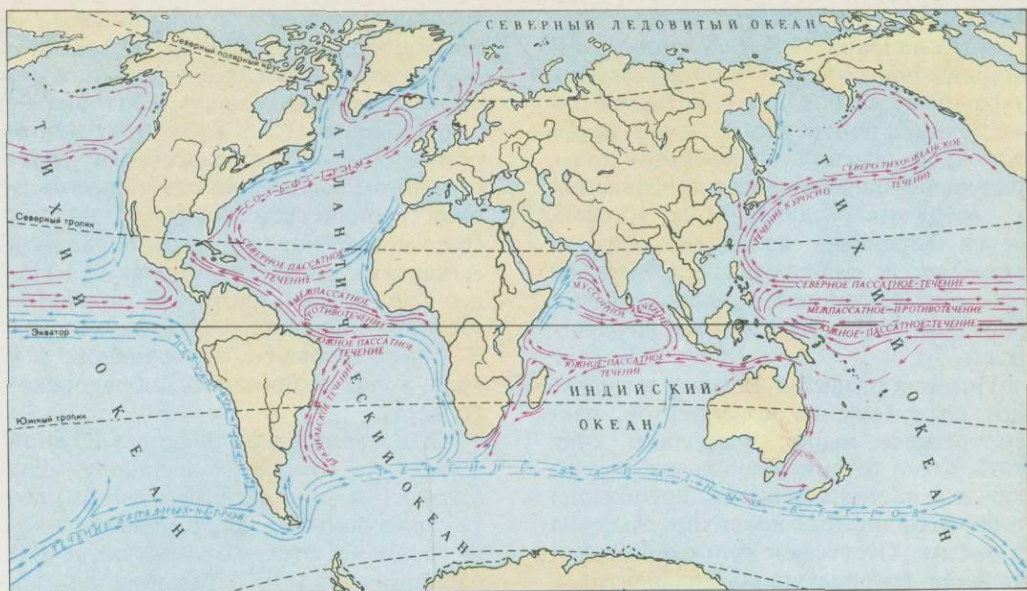


Рис. 53

Важнейшие течения Мирового океана (красные стрелки — теплые течения; синие стрелки — холодные течения)

его половине, начиная с олигоцена. Причин здесь было две: первая — в кайнозое материка подошли к полюсам, а Антарктида уже с начала кайнозоя находилась в околополярном регионе; вторая — позднекайнозойская регрессия, которая усугубилась начиная с миоцена превращением значительного объема воды в лед. Все это привело в конечном счете к существенному похолоданию и в северном полушарии, начавшемуся здесь около 10 млн. лет, оно особенно усилилось около 3—3,5 млн. лет назад. Для того чтобы лучше понять природу глобальных и некоторых других крупных региональных изменений климата в мезозое и кайнозое, необходимо рассмотреть изменение течений в Мировом океане за этот период, начиная с распада Пангеи.

Реконструкция океанических течений геологического прошлого представляет собой сложную задачу и основывается главным образом на косвенных данных. Благодаря исследованиям механизма современного океанического осадочного процесса удалось найти определенные индикаторы для восстановления палеотечений. Это литологические, палеонтологические и палеотермометрические по-

казатели. Основные предпосылки для реконструкции палеотечений следующие. 1. В пределах мощных экваториальных поверхностных течений скорости накопления терригенного осадочного материала высоки по сравнению со скоростями в областях, где течения отсутствуют. 2. В районах мощных течений новообразование минералов в глубоководных зонах существенно замедляется. 3. На границе областей развития экваториальных течений усилена вертикальная циркуляция. В зонах дивергенций (зона подъема глубинных вод) поверхностные воды обогащены питательными веществами и, следовательно, увеличена продуктивность зоопланктона, что находит отражение и в составе осадков (преобладает органическая составляющая). Особенно характерны для зон дивергенций области кремнеаккумуляции. 4. Распределение в осадках тепло- или холоднлюбивых планктонных организмов, так же как и распределение палеотемператур, позволяет реконструировать палеотечения.

В современную эпоху важнейшие поверхностные течения представлены следующим образом. В тропиках с востока на запад поверхностные воды переносятся Северным и Южным пассатными течениями, близ экватора развито мощное экваториальное противотечение. У западных побережий океанов пассатные течения отклоняются на север и юг и, достигнув высо-

ких широт, вливаются в течения восточных направлений. В южном полушарии формируется единое течение западных ветров, от которого у восточных побережий отходят ветви холодных течений. В северном полушарии течения западных направлений у побережий раздваиваются. Южные ветви переносят холодные воды к экватору и смыкаются с Северным пассатным течением, а северные ветви образуют самостоятельные круговороты.

История развития климата и взаимное расположение континентов, рассмотренные выше, позволяют считать, что в течение фанерозоя, так же как и в настоящее время, преобладал широтный перенос поверхностных вод в океане. Отсутствие или слабое проявление температурных градиентов в отдельные периоды фанерозоя дает основание предполагать и слабое по сравнению с современной эпохой развитие палеотечений. Однако, несмотря на то что даже в меловой период градиенты были значительно меньше, чем в настоящее время, и в полярных широтах существовали почти субтропические условия, удается восстановить общую картину течений.

В. Гордон (Gordon, 1973) на основании палеобиогеографической зональности реконструировал систему течений в меловой период. В экваториальной зоне, как и в настоящее время, существовало единое крупное течение. Осуществлялся обмен вод между океанами. Системы экваториальных и приполярных течений образовывали водовороты, сходные с современными. Теплые воды у западных побережий океанов отклонялись к северу и к югу от экватора, а у восточных — холодные течения направлялись в сторону экватора. В приполярных районах восточные течения компенсировали приток вод к западному побережью из экваториальных зон. Положение материков в меловое время заставляет сомневаться в существовании в южном полушарии единого течения западных ветров. Также мало вероятно, по геологическим данным, существование широкого водообмена между Тихим, Атлантическим и Северным Ледовитым океаном.

Таким образом, раннеюрское раскрытие впадины Северной Атлантики, которая в то время располагалась в

тропиках, привело к образованию и последующему усилению в раннем мелу глобального, направленного по часовой стрелке, циркумэкваториального течения. Оно служило главной причиной хорошо известного палеонтологам расселения космополитической тропической флоры и фауны. В позднеюрское время в Северной Атлантике начал формироваться Палео-Гольфстрим, который проходил севернее нынешнего Ньюфаундленда и сравнительно мелководного и только еще возникшего Лабрадорского моря.

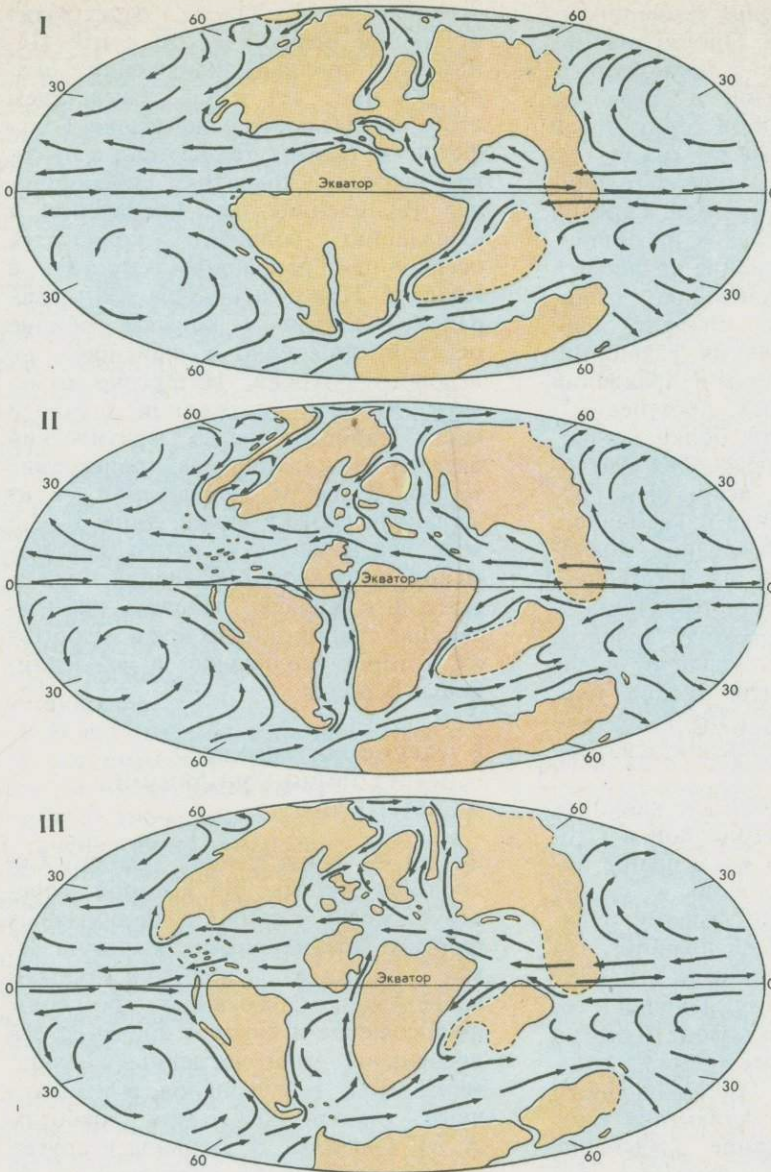
Хотя образование впадины Южной Атлантики относится к началу мела (около 130 млн. лет назад), но на протяжении большей части раннемелового времени этот бассейн оставался изолированным от остального океана. Это привело к тому, что вплоть до аптского века происходило накопление толщи эвапоритов. Оно закончилось (105—110 млн. лет назад), когда произошло опускание (из-за остывания и увеличения толщины литосферы) хребта Валвис (Китовый) и подводного плато Сан-Пауло. Несколько позже, около 95 млн. лет назад, начался обмен фауной между океаном Тетис и Южной Атлантикой, а также между северным и южным атлантическим бассейнами, превратившимися в единый Атлантический океан. Вероятно, из-за наличия отдельных поднятий и перемычек и существования общего теплого климата в конце мезозоя ни в Северной, ни в южной Атлантике не найдено доказательств активных придонных глубоководных течений, существовавших раньше кайнозоя.

Вплоть до начала миоценовой эпохи, когда произошло столкновение Аравии и Евразии и образование двух изолированных впадин — Средиземноморской и Индоокеанской, Тетис и пришедший ему на смену после соединения Индостана с Азиатским материком Индийский океан служили проводниками глобального циркумэкваториального течения. Кроме того, в мелу и палеогене тропическая область Тетиса оставалась одним из главных аккумуляторов солнечного тепла и поставщиком теплых придонных водных масс в умеренные и даже высокие широты Мирового океана.

Тихоокеанская впадина является «прямой наследницей» раннемезозой-

Рис. 54

Система течений
в меловой период
(по Gordon, 1973):
I — ранний мел;
II — середина мела;
III — поздний мел



ского Панталасса, воды которого, вероятно, разогревались на протяжении большей части триасового и юрского времени. Панталасские осадки, образованные ранее середины юры, к настоящему времени или погрузились в мантию, или законсервированы в существенно деформированном виде в аккреционных призмах — островных дуг по периферии Тихого океана. Поэтому на основании контуров единой океанической впадины в юрское время можно лишь предполагать, что (до открытия Северной Атлантики и образования глобального циркумэкваториального течения) в пределах Ми-

рового океана должно было иметь место достаточно широкое, направленное к западу теплое экваториальное течение, разделившееся на северную и южную ветви.

Продолжавшееся в позднем мезозое и кайнозое разделение и удаление друг от друга материковых фрагментов Пангеи привели к возвращению Антарктиды в самый конец мелового времени в полярный район и, как следствие, к началу работы южного «глобального холодильника». Этот фактор, усиленный кайнозойской регрессией, привел к общему похолоданию климата нашей планеты, прежде

всего за счет понижения температуры в полярных областях. Проникновение теплых вод в холодные приполярные области, их охлаждение и опускание привели к существенной термической стратификации Мирового океана по глубине, к развитию мощных глубинных течений и, как следствие, к эрозии и переотложению осадков на обширных областях. Это явление началось в олигоцене, и его интенсивность существенно возросла в миоцене. Оно было обусловлено двумя главными, действовавшими в одном направлении причинами. Во-первых, постепенным охлаждением климата полярных регионов и началом оледенения Антарктиды и, во-вторых, вскрытием прохода через моря Дрейка и Тасманово, т. е. разделением последних континентальных барьеров, препятствовавших образованию мощного глубинного циркулантарктического течения, которое было еще усилено после почти полного закрытия прохода океанических вод между Юго-Восточной Азией и приближающейся к экватору Австралией.

Разраставшаяся в течение кайнозоя впадина нынешней Полярной и Субполярной Атлантики и смещение обрамлявших ее материков к северу также способствовали общему охлаждению климата нашей планеты, что привело в раннем плиоцене к началу развития покровного оледенения в северном полушарии, в районе Чукотки и Аляски. В настоящее время на основании результатов глубоководного бурения в Северной Атлантике установлено, что покровное оледенение Канады, Гренландии и Фенноскандии началось около 3 млн. лет назад. Можно предполагать, что быстрому распространению Аляскинско-Чукотского оледенения в Европу и Гренландию препятствовало осушение площади Средиземноморского бассейна, когда около 5 млн. лет назад на протяжении 1 млн. лет был прекращен доступ в этот глубокий бассейн атлантических вод. Это и привело к мощному накоплению эвапоритов на дне Средиземного моря, а также к развитию более теплого и сухого климата по всей Европе.

Другое тектоническое событие, которое, вероятно, также могло косвенным образом повлиять на развитие покровного оледенения в Европе и

Америке, — полное перекрытие островной вулканической дугой Панамского пролива, происшедшее около 3,5 млн. лет назад. Следствием этого явилась интенсификация Гольфстрима. Приток теплых вод в высокие широты Субарктики способствовал увеличению здесь испарения и выпадению большего количества осадков над Гренландией и Восточной Канадой. При существовавшем в этих районах холодном климате обилие осадков приводило к наращиванию ледового покрова. Интересно отметить, что на протяжении большей части кайнозоя через Арктический бассейн циркуляция вод происходила только в одном направлении — из Атлантического в Тихий. Лишь 3—3,5 млн. лет назад, т. е. почти одновременно с началом оледенения Фенноскандии и Канады, началось проникновение тихоокеанских вод в Атлантику, которое усиливалось в межледниковые периоды.

§ 2. ДРЕЙФ МАТЕРИКОВ — ОДНА ИЗ ПРИЧИН ЭВОЛЮЦИИ ЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ

Земля — единственная планета Солнечной системы, на которой существует жизнь в самых разнообразных формах. Возникновение жизни на Земле — одна из важнейших проблем современности, имеющая громадное философское и научное значение. Ей посвящены многочисленные фундаментальные исследования, и в настоящее время благодаря работам А. И. Опарина, Д. Бернала и других весьма обоснованно и детально рассмотрены предпосылки возникновения жизни.

Органический мир Земли теснейшим образом связан со средой обитания, и поэтому его развитие определяется не только биологической эволюцией, но и изменениями физико-географических условий. В результате развития биосферы проявилась ярко выраженная тенденция постепенного завоевания организмами основных арен жизни — от сравнительно узкой полосы Мирового океана в начале фанерозоя практически до всей планеты в целом. Знание этой последовательности позволяет более отчетливо представить основные особенности эволюции органического мира.

На фоне общего эволюционного развития органического мира путем длительной трансформации и преемственности фауны и флоры в фанерозойской истории удается проследить ряд революционных перестроек, которые тесно связаны со столкновениями и расколами материков. Это позволяет не только признать существование синхронных и взаимосвязанных изменений биологических, физико-географических и геодинамических факторов планетарного масштаба, но и приступить к изучению характера таких взаимосвязей на протяжении фанерозоя.

Палеонтологические данные позволили воссоздать стройную картину эволюции форм жизни в фанерозое. Закономерная смена одних групп, семейств, родов и видов ископаемых организмов с течением времени дала возможность разработать детальную стратиграфическую (геохронологическую) шкалу.

Редкие находки следов или отпечатков организмов, не имевших скелета, не должны создавать впечатления бедности органического мира криптозоя. В течение архея и особенно протерозоя существовали бактерии и дискоидные, шаровидные и многоугольные одноклеточные водоросли. Большим распространением в это время пользуются продукты жизнедеятельности водорослей — строматолиты и онколиты.

Наиболее богаты остатками организмов рифейские и вендские образования. В них обнаружены многие десятки тысяч отпечатков медузообразных животных размером от 0,5 до 40 см, предки кишечнополостных, но без жесткого скелета, предки трилобитов и иглокожих. Наряду с ними встречаются кремневые губки, радиоларии и фораминиферы, а также следы жизнедеятельности илоедов.

Значительный толчок в развитии органического мира произошел в интервале — 2200—2300 млн. лет. В это время на всех континентах повсеместно появились довольно мощные горизонты строматолитовых известняков и доломитов. Строматолитовые постройки этого времени не только обладают большим разнообразием форм, но и дают возможность судить об участии в их образовании сине-зеленых водорослей и бактерий.

Наряду со строматолитами довольно часто в карбонатных образованиях встречаются микрофитолиты, а в кремнистых — остатки прокариот.

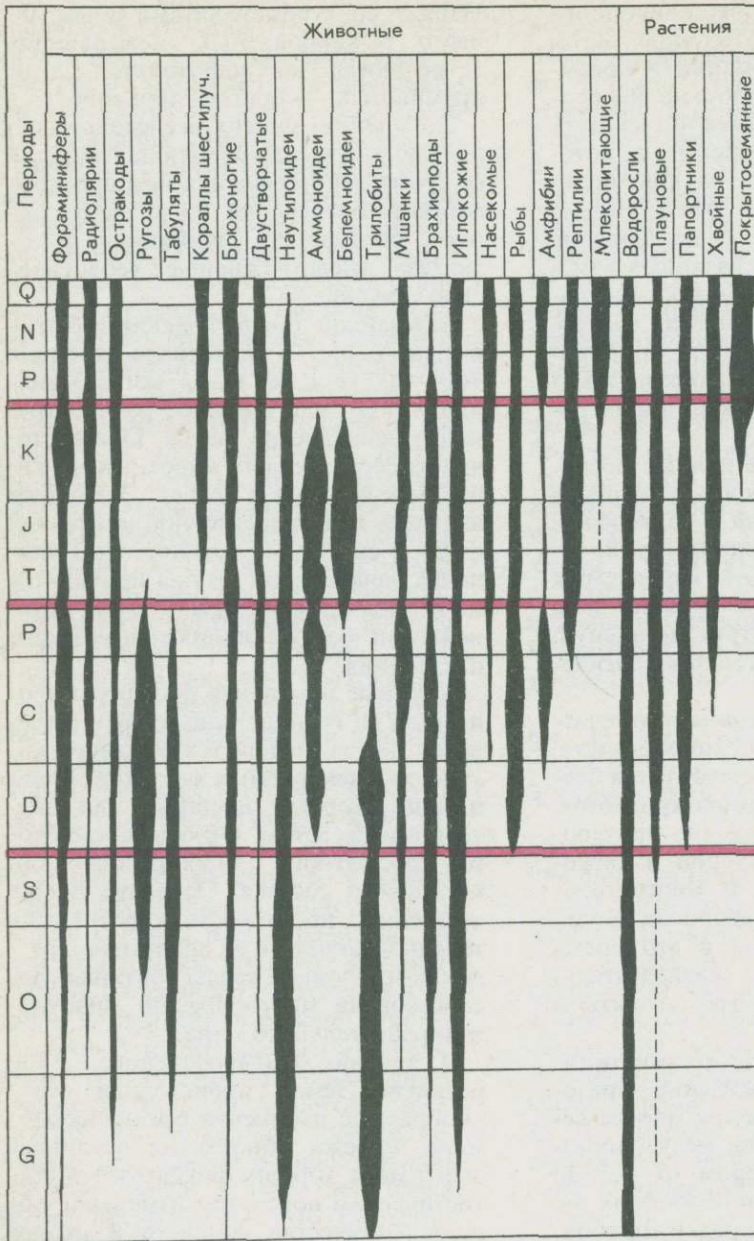
По мнению многих исследователей, эта биологическая революция совпала со временем проявления мезопротерозойского оледенения. Развитие прокариот, обладавших функциями фотосинтеза, имело важнейшее геологическое значение.

Важнейшие биологические события имели место в интервале времени 700—600 млн. лет назад, когда возникла и получила широкое распространение эдиакарская фауна. Она состояла из бесскелетных животных — кишечнополостных и червей. Эта фауна являлась непосредственной предковой фауной скелетных организмов. Появление эдиакарской фауны приходится на период времени между двумя крупнейшими фазами эпипротерозойского оледенения.

Крупные изменения биосферы произошли на границе криптозоя и фанерозоя, когда появляется огромное количество ископаемых остатков, обладавших твердым внешним или внутренним скелетом. Он был кремневого, фосфатного, карбонатного или хитинового состава. Освоение новых жизненных пространств животными с твердым скелетом, их адаптация к различным условиям среды обитания способствовали многообразию животного и растительного мира.

В течение фанерозойского этапа развития Земли происходили скачкообразные изменения органического мира. Рубежи обновления органического мира хорошо фиксируются статистическим подсчетом изменения общего количества семейств и скоростью возникновения новых семейств. Однако, как видно из предлагаемых графиков, не все перечисленные рубежи однозначны. Интенсивность новообразований резко снижалась в экстремальные периоды, а такими являлись эпохи оледенений (конец ордовика, конец карбона, четвертичный период). Снижение скоростей возникновения новых семейств в другие отрезки времени, возможно, имеет иные причины.

Изменения биоса выражены главным образом в резком обрыве филогенетических ветвей или, наоборот, в очень быстром расцвете новых групп,



увеличении их систематического разнообразия и возрастании объема биомассы. Наиболее сильно выражены изменения в составе биоса в середине кембрия, в конце ордовикского, силурийского, девонского, карбонового, пермского, триасового, в середине юрского, в конце мелового, палеогенового и неогенового периодов.

Резкая вспышка образования новых групп организмов, происшедшая вскоре после вендского оледенения, в середине кембрийского периода пошла на убыль. В это время вымирают

многие семейства трилобитов, археогастропод и губок.

В начале ордовика эволюция органического мира становится более интенсивной и скорости возникновения новых семейств значительно превышают раннекембрийские. Большое развитие получают трилобиты, которые в отличие от кембрийских обладали не хитиновым скелетом, а кальцитовым. В это время широким распространением пользовались граптолиты, табуляты, наутилоидеи, брахиоподы, иглокожие и панцирные рыбы.

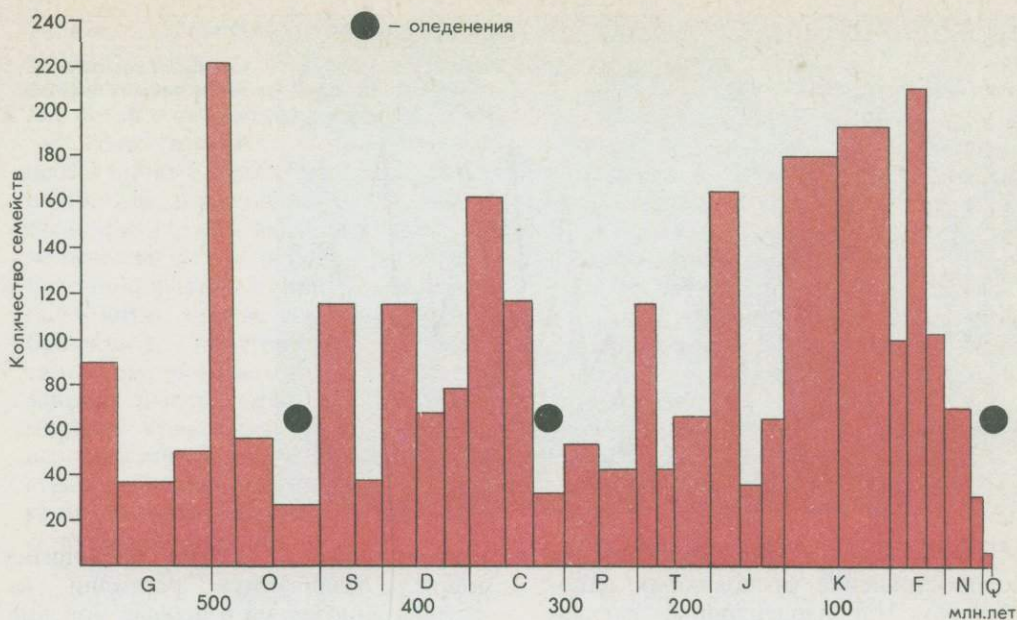


Рис. 56

Эпохи вымирания и возникновения семейств органического мира

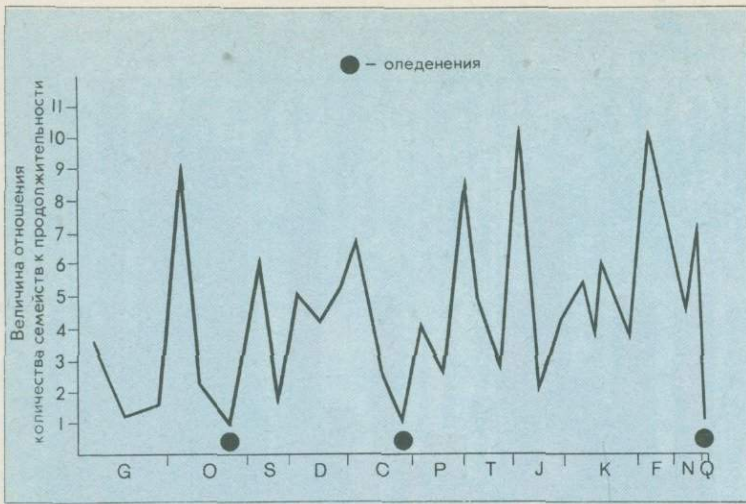
В позднем ордовике полностью исчезли несколько отрядов табулятов, ряд семейств трилобитов, граптолитов из отряда лептографтин и ряд семейств брахиопод. Однако сравнительно быстро вслед за массовым вымиранием в конце ордовика (ашгильский век) в среднем и особенно позднем лландовере развиваются новые, характерные для силурийского периода формы. В это время появляются первые представители *Halysites* и *Favosites*, диморфграфты, спирифериды и целый ряд родов пентамерид. Начинается оккупация организмами суши. Первыми выходят на сушу псилофиты. Этот процесс был подготовлен всеми предшествующими условиями. Во-первых, на суше, главным образом на приморских низменностях, условия для жизнедеятельности растений-амфибий мало чем отличались от прибрежно-морских; во-вторых, субстрат под воздействием бактерий и экзогенных процессов постепенно утратил монолитность, и в его верхней части возник почвенный горизонт и, в-третьих, к этому времени относится изменение в составе атмосферы (Лебедев, 1977).

Новый спад, но не столь значительный, как в позднем ордовике, намечается в конце силурийского периода.

В это время сокращается общее число семейств и особей брахиопод, наутилоидей, кишечнополостных и исчезают возникшие в раннем силуре ракообразные, губки, мшанки. На смену вымершим наутилоидеям и ракоскорпионам в следующий, девонский период приходят другие головоногие моллюски — аммоноидеи. Широко развиваются предки современных рыб (панцирные, акулopodobные, двоякодышащие, кистеперые). Кроме них морские водоемы населяли брахиоподы, двустворчатые моллюски, брюхоногие и т. д.

Наземная фауна и флора оставались бедными. На приморских низменностях произрастали псилофиты и пришедшие им на смену папоротникообразные и голосеменные. Фауна представлена в основном насекомыми и скорпионами.

В середине девона исчезает псилофитовая флора, вымирают многие граптолиты, трилобиты, древнейшие гастроподы, мшанки и некоторые семейства брахиопод. Однако упадок в развитии органического мира был кратковременным и не столь катастрофичным, как ранее, и уже в конце девона, а особенно в раннем карбоне происходит дальнейшее развитие не только в составе морской фауны и флоры, но и главным образом в наземном животном и растительном царствах.



К этому времени относится широкое распространение древовидных папоротников (лепидодендроны, сигиллярии) и голосеменной растительности (кордаиты). Образуются первые лесные массивы, постепенно продвигающиеся в глубь суши. В начале карбона большое развитие получили амфибии, появившиеся еще в позднем девоне. Необычайный расцвет испытывают насекомые из группы прямокрылых. Появляются легочные моллюски, новые семейства брахиопод, главным образом продуктиды.

В позднем карбоне намечается не только существенное снижение скорости образования новых семейств, но и сокращение общего числа семейств. Появляется новая, криптогенная глоссоптериевая флора, свидетельствующая о похолодании климата; намечается упадок в развитии теплолюбивых представителей голосеменных и папоротникообразных.

В конце перми существенно изменяется флора. Типичные растительные ассоциации, свойственные для карбона и ранней перми, вымирают, и постепенно начинают появляться характерные для мезозоя голосеменные — хвойные, саговниковые, гинкговые, цикадофитовые. В джульфинском веке поздней перми вымирают гониатиты, трилобиты, бластоидеи, цистоидеи, ругозы и табуляты, фузулины, многие роды брахиопод и криноидей. Вымерло преобладающее большинство амфибий и рептилий.

Существенное обновление фауны и частично флоры произошло в триасе. Во-первых, появляются первые

примитивные и мелкие млекопитающие, развиваются рептилии из группы динозавров и первые морские рептилии. Сильно видоизменяется состав моллюсков и брахиоподовой фауны. Появляются новые семейства среди аммоноидей, двустворчатых моллюсков, брахиопод, иглокожих и первые представители шестилучевых кораллов.

Весьма значительное обновление фауны произошло в конце триаса. Вымирает большинство (около 80%) семейств древних рептилий, которые позднее, в лейасе, заменяются более высокоорганизованными новыми семействами и родами. Полностью обновляется фауна аммоноидей. В конце триаса вымирают все ранее существовавшие формы, а в юре появляются новые представители. В начале юры мощное развитие получают белемниты.

В течение юрского периода продолжается обновление одних групп и вымирание других. Продолжают вымирать брахиоподы, но появляются и расселяются новые роды и семейства двустворчатых моллюсков, например устрицы. Сильное изменение происходит в составе кораллов, морских ежей и криноидей.

В меловый период происходят выдающиеся события в развитии органического мира. На суше это необычайно быстрый расцвет и завоевание новых жизненных пространств покрытосеменной растительностью. Известно, что первые представители этой флоры появились в начале раннемеловой эпохи, в альбском веке они бурно разви-

вались, а в позднем мелу покрытосеменные занимают господствующее положение. В конце мелового периода, когда в развитии флоры происходят существенные обновления и она необычайно активно распространяется по суше, в развитии фауны отмечается кризис, ибо вымирает огромное количество видов и родов морской и наземной фауны. Вымерли аммониты, белемниты, многие семейства и роды брахиопод, простейших. Окончили свое существование динозавры, птерозавры, плезиозавры, мезозавры и морские крокодилы. Вместе с тем в позднемеловую эпоху необычайно быстрое развитие получили наннопланктон (кокколитофориды) и пелагические фораминиферы.

Новый расцвет органического мира произошел в эоценовую эпоху. Особенно большое разнообразие имела наземная фауна и флора. Максимальное количество новых семейств возникло среди рыб, млекопитающих, покрытосеменной растительности.

Во второй половине олигоцена наступает спад в разнообразии, а многие семейства вымирают. Это касается брахиопод, двустворчатых и брюхоногих моллюсков, рептилий, голосеменной, спороносной и покрытосеменной растительности.

Новым и весьма сильным революционным рубежом в истории биоса был конец плиоцена и начало плейстоцена. В это время появились первые предки человека. Хотя на этом фоне другие события кажутся малозначительными, тем не менее именно в это время животный и растительный мир приобрел черты современности.

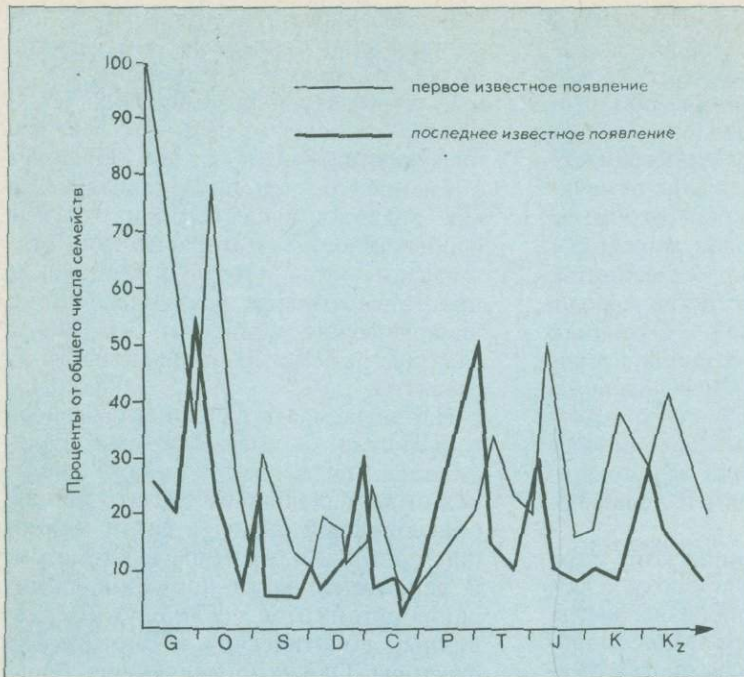
Н. Ньювелл (Newell, 1967) провел анализ численности более 2 тыс. семейств главных групп организмов в различные периоды фанерозоя. По его данным, вымирание многих семейств морских беспозвоночных приходится на конец кембрия (трилобиты, археогастроподы, губки), конец ордовика (криноидеи, брахиоподы, трилобиты, иглокожие), конец девона (брахиоподы, кораллы, аммоноидеи, остракоды, мшанки, фораминиферы), конец триаса (брахиоподы, аммоноидеи), конец мела (криноидеи, аммоноидеи, иглокожие, гастроподы, губки, мшанки, двустворки). См. диаграмму вымирания и расцвета животного мира.

Весьма важен вывод о том, что большинство кризисов в развитии фауны совпало с эпохами значительных температурных минимумов, а наиболее крупные из них — с эпохами оледенений. Вместе с тем обращает внимание то, что после вымирания, как правило, существовали эпохи с необычайно большим расцветом органического мира, причем организмы не просто расселялись, захватывая новые экологические ниши, но, что самое главное, резко возрастала скорость их развития.

Наблюдаемая корреляция кризисов в развитии биоса с эпохами существенных похолоданий и даже оледенений дает основание сделать вполне обоснованный вывод о связи эволюции органического мира с климатом. В действительности причиной вымирания организмов могли служить различные абиотические и биотические факторы. Однако подавляющее большинство абиотических факторов вымирания прямо или косвенно связано было с изменениями климата. К ним относятся изменение солёности, годового режима и уровня Мирового океана, наличие питательных элементов на суше и на море, режим влажности (ксерофитность) на суше, циркуляционные особенности атмосферы.

Наряду с перечисленными немаловажную роль в развитии и расселении организмов, а значит, и в общей массе биосферы играли глобальные палеографические факторы (площадь и морфология суши и моря, наличие участков, благоприятствующих развитию жизни, состав атмосферы и т. д.), а также интенсивность и масштабность вулканических процессов. Основной причиной их развития являлись тектонические процессы. Таким образом, важнейшими критериями в развитии биосферы были климатические условия и тектоническая эволюция*.

* Здесь мы рассматриваем только планетарные факторы, способствующие эволюционному развитию органического мира. В то же время существует довольно обоснованное мнение, что причиной биологических революций в истории Земли являлось спорадическое усиление интенсивности жесткой радиации. Оно вызывало у организмов мутации — внезапные скачкообразные и случайные изменения в генах или хромосомах, передающиеся по наследству. Мутагенная радиация обуславливала не только вымирание организмов, но и их внезапный расцвет.



Рассмотрим, совпадают ли всплески в образовании новых форм органического мира и резкое возрастание объемов биосферы с тектонической активностью? Как известно, Г. Штилле в 1924 г. дал сводку по орогеническим фазам и сформулировал «закон времени орогенеза», согласно которому складчатые формации земной поверхности происходят в относительно короткие промежутки времени и все они имеют планетарное значение. Несмотря на последующую сразу критику, в последние годы представления Г. Штилле были возрождены на новой основе статистического учета тектонических фаз, выраженных несогласиями, интрузивным магматизмом и метаморфизмом. Интервалы сгущений перерывов и несогласий, т. е. время наивысшей тектонической активности, А. А. Пронин предложил именовать тектоническими эпохами. Они охватывают промежуток времени 15—20 млн. лет и разделены интервалами несколько меньшей тектонической активности, но примерно такой же продолжительности. Эпоха расцвета биоса и наиболее высокие скорости образования новых семейств удивительно точно совпадают с эпохами тектонической активности. Каждая тектонически активная эпоха характеризуется развитием и существенным

расширением вулканизма, становлением новых офиолитовых комплексов и даже протяженных офиолитовых поясов, формированием систем надвигов в результате столкновения краев материков при замыкании океанических бассейнов.

Еще в прошлом веке была установлена связь между временем проявления орогенических эпох и ухудшением климатических условий. В тот период, когда теория непрерывного тектогенеза имела наибольшее число сторонников, эта проблема почти не привлекала внимания, но интерес к ней сильно возрос в связи с развитием тектоники литосферных плит и рождением теории глобальной тектоники. Полагают, что соединение континентальных блоков приводит к усилению сезонности климата и к появлению оледенения, в то время как дробление литосферы ведет к смягчению климата (Valentine, Mores, 1970). Например, в результате соединения континентов в позднем палеозое в единый суперматерик Пангею климат Земли сильно похолодал, усилилась его сезонность, в конце карбона наступило оледенение, а в пермский период — еще более значительная дифференциация климата. Периоды наиболее резко выраженной сезонности климата, которые обычно сопро-

вождаются оледенением (поздний ордовик, поздний карбон, плейстоцен) и распределением аридного типа климата, обычно соответствуют начальным фазам тектонической активности. Вслед за ними начинается резкое усиление гумидизации климата, сопровождаемое повышением температуры и увеличением скорости (интенсификации) роста биосферы. Интенсивность развития биосферы зависит не только от существования благоприятного климата, но и от притока жизненно необходимых газов и питательных элементов, поставляемых из недр Земли. Прежде всего это химические элементы, составляющие основу клетки: Н, С, N, О, Р, S. Из комбинаций этих элементов состоят важнейшие вещества — белки и нуклеиновые кислоты, а без них жизнь невысказима. Вместе с тем организмы помимо этих главных элементов жизни потребляют и имеют в своем составе несколько десятков элементов и сотни соединений, без которых они или вообще не могут существовать, или их жизнедеятельность сильно подавляется. К их числу относятся хлор и натрий, а также кальций, магний и калий, составляющие неорганическую основу крови. Необходимо особо подчеркнуть, что их соотношение в крови весьма близко к концентрации в морской воде и, следовательно, кровь представляет собой как бы производную морской воды.

Наряду с перечисленными выше элементами важную роль в жизнедеятельности организмов суши и моря играют кремнезем, медь, цинк, железо, марганец и др.

Немаловажную роль в расселении и эндемизме организмов суши и моря играло не только взаимное расположение литосферных плит, но и их кинематика. Обособленность морских бассейнов и участков суши при прочих равных условиях создавала необходимые предпосылки для возникновения эндемичных форм и развития однотипного биоценоза. В противоположность этому широкие связи между морями, отсутствие биологических преград (высокие хребты, архипелаги островов, глубоководные впадины и т. д.) и наличие близких, а подчас и однотипных природных условий с богатым набором и большим запасом питательных веществ служили глав-

ными предпосылками для расселения организмов и интенсификации их размножения. Поэтому наблюдается довольно согласованное совпадение увеличения объема биомассы с эпохами тектонической активности, когда происходили основные события в дрейфе континентов и в столкновении литосферных плит, и с существовавшими климатическими условиями.

§ 3. ДРЕЙФ МАТЕРИКОВ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕКОТОРЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Становление и развитие концепции новой глобальной тектоники и построенные на ее основе геодинамические модели позволяют с новых позиций рассмотреть строение и эволюции рудных поясов и провинций. Исходя из теории тектоники литосферных плит и значительной роли горизонтальных движений становится возможным существенное уточнение региональной геотектонической обстановки, когда происходило формирование как эндогенных, так и экзогенных полезных ископаемых. Кроме того, удастся выявить условия формирования полезных ископаемых, сосредоточенных в континентальной и океанической коре и в различных крупнейших геоструктурных элементах Земли (островные дуги, рифтовые зоны, зоны трансформных разломов и т. д.).

В подавляющем большинстве случаев использование актуалистического метода исследования дает возможность выявить условия образования и закономерности размещения месторождений многих полезных ископаемых. Современная геодинамическая обстановка на континентах и островных дугах позволяет наблюдать, как протекают различные экзогенные и эндогенные процессы, способствующие формированию тех или иных полезных ископаемых. К числу таких геодинамических обстановок и процессов, по мнению А. А. Ковалева (1978), относятся вулканизм и термальные системы рифтовых зон, например Африкано-Аравийская система, гидротермальные системы на островных дугах (Курильские острова и т. д.), активных континентальных окраинах (Камчатка, Запад США, Анды), на плитах с континентальной

Время млн.лет	периоды	тектонические эпохи	эпохи расцвета биоса
100	N+Q	альпийская	■
	P	ларамийская	■
	K	австрийская	■
		позднекиммерий- ская	■
200	J	раннекиммерий- ская	■
	T	позднегерцинская	■
	P	уральская	■
300	C	судетская	?
	D	бретонская	■
		позднекаледонская	■
400	S	таконская	■
	O	салаирская	■

Рис. 59

Сопоставление тектонических эпох с периодами расцвета биоса

корой, некоторые области в зонах столкновения континентов (геотермальные системы Алжира, Италии и т. д.).

Одной из главнейших особенностей при прогнозировании гипергенных месторождений полезных ископаемых и обосновании региональных и локальных критериев их поиска является разработка объективной концепции их генезиса, учитывающая как тектоническую обстановку, так и палеоклимат. Целый ряд полезных ископаемых обладает достаточно четкой приуроченностью к определенным геологи-

ческим формациям, основным типам структурных элементов земной коры. Например, хромиты обычно залегают в ультрабазитах, образованных в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов.

В пределах платформ и кристаллических щитов известны многие крупнейшие месторождения полезных ископаемых, весьма разнообразных в генетическом отношении и принадлежащих к различным промышленно-генетическим типам. Отдельные месторождения, приуроченные к фундаменту платформ, были образованы в доплатформенную стадию и ниже не рассматриваются.

На платформенной стадии развития в основном возникли месторождения так называемого экзогенного типа. К их числу относятся месторождения металлоносных кор выветривания и каолинов, бокситов, континентальных и прибрежно-морских россыпей (россыпи золота, платины, олова, алмазов, титана), нефти и газа и т. д.

Кроме экзогенных месторождений для платформенной стадии характерен комплекс эндогенных месторождений. чье образование связано с многофазными кольцевыми глубинными интрузиями. К ним относятся месторождения апатитоносных нефелиновых сиенитов (Кольский полуостров), апатит-магнетитовых руд (Уганда, Южная Африка). Платформенными эндогенными месторождениями являются алмазоносные кимберлитовые трубки взрыва, а также месторождения, связанные с платформенным трапповым вулканизмом.

Более подробно рассмотрим месторождения бокситов. Мелкомасштабность палеоклиматических реконструкций, неопределенность возраста некоторых бокситоносных отложений, ошибочные представления о современном или четвертичном возрасте латеритных покровов, распространенных в пределах современного экваториального пояса, и предполагаемая некоторыми исследователями гидротермальная или хемогенная природа месторождений бокситов способствовали возникновению недостаточно четкой трактовки физико-географических условий образования бокситов. Проведенные в последние годы детальные палеогеографические, в том числе и палеоклиматические, исследо-

вания убедительно показали, что латеритный процесс как в настоящее время, так и в геологическом прошлом развивается в экваториальном и тропическом поясах со среднегодовыми температурами выше 22°C , причем в областях с равномерным и обильным увлажнением. В качестве современного эталонного латеритного процесса принимается обстановка формирования бокситов на Гавайских островах. Условия денудации и состав конечных продуктов выветривания здесь теснейшим образом связаны с ландшафтом. В пределах тропических влажных лесов со среднегодовыми температурами $25\text{—}28^{\circ}\text{C}$ в верхней части профиля выветривания накапливается гиббсит, а в районах с сезонным увлажнением (ландшафт ксерофильных лесов) гидроокислы железа и алюминия образуют кирасу конкреционного строения (Nicolas, Bilgen, 1979).

Образование месторождений бокситов элювиального и осадочно-элювиального классов теснейшим образом зависит от баланса тепла и влаги на земной поверхности. Неравномерное распределение солнечной радиации, изменение радиационного баланса во времени и связанное с этим изменение циркуляционных особенностей атмосферы оказывали влияние на возникновение и размещение месторождений бокситов.

Наиболее интенсивное бокситообразование осуществлялось в среднем девоне, в раннем карбоне, в середине и в конце меловой эпохи и в эоценовую эпоху. Перечисленные эпохи бокситообразования соответствуют глобально выраженным периодам наивысшей гумидизации климата и высокого температурного режима. Хотя наличие очень высоких среднегодовых температур не приостанавливает процессов бокситообразования, но одновременно с увеличением температур уменьшается влажность, которая и в данном случае регламентирует интенсивность преобразования алюмосиликатных пород. Среднегодовая изотерма 18°C служит границей формирования элювиальных и осадочно-элювиальных месторождений бокситов.

Преобладающая часть месторождений бокситов элювиального класса была сформирована в эоценовое и неоген-четвертичное время. Небольшие месторождения этого класса из-

вестны в раннем карбоне и в меловом периоде. Основная масса месторождений бокситов осадочно-элювиального класса приурочена к среднему девону, раннему карбону, меловому периоду и миоценовой эпохе. Важнейшие в промышленном отношении осадочно-элювиальные бокситы карстового типа были образованы в среднем девоне и миоцене в пределах подвижных поясов, а в меловой период как в подвижных поясах, так и на платформах.

Все известные месторождения бокситов могут быть сгруппированы в виде определенных рудных поясов различной ширины и протяженности. Рудные пояса подчиняются определенной закономерности. Палеозойский бокситовый пояс приурочен к областям каледонид, пермо-триасовый — к герцинидам, а мезозойский и кайнозойский — к киммеридам и альпийскому поясу.

Знание причин, регламентирующих течение бокситорудного процесса, и пространственное распределение бокситовых месторождений различного генетического типа, с одной стороны, позволяют оценить степень достоверности различных геодинамических моделей, с другой — дают возможность проводить глобальное и региональное прогнозирование. Появление новых, более усовершенствованных геодинамических моделей и новые данные о происхождении бокситов дают основание выявить закономерности географического распространения бокситов в связи с концепциями новой глобальной тектоники. С этой целью были использованы глобальные модели Л. П. Зоненшайна, А. И. Городницкого, Е. Р. Канасевича, П. Мореля и Э. Ирвинга.

На всех моделях месторождения бокситов располагаются в низких широтах по обе стороны от экватора. В это время в северном полушарии на Восточно-Европейском континенте возникло Вежаю-Ворыквинское (Средний Тиман) месторождение, а на его активной окраине — Южно-Уральская группа месторождений. В пределах Палео-Уральской островной дуги были сформированы месторождения Северо-Уральского бокситового рудного пояса.

Ранний карбон — формирование Уральского океана и превращение

системы островных дуг в активную континентальную окраину. Бокситовые месторождения, как и ранее, располагались на Еврамериканском континенте по обе стороны от экватора. В северной приэкваториальной области Еврамериканского континента находились Тихвинское, Северо-Онежское, Южно-Тиманское. В южном полушарии на активной окраине Северо-Американского континента были образованы отдельные месторождения бокситов в США (ныне они расположены в штатах Миссури, Пенсильвания).

Исходя из климатических особенностей девонского и раннекарбонового времени представляется маловероятным возможность нахождения месторождений бокситов в пределах Сибирского континента. В то время этот континент располагался значительно севернее 30° и в его пределах температуры были сравнительно низкими. Маловероятно образование бокситов в пределах Гондванского мегаконтинента, основная часть которого, за исключением Иранской и Индостанской глыб, находилась в средних и высоких широтах южного полушария.

В триасовый период месторождения бокситов также располагались в приэкваториальной зоне. К этому времени приурочен распад Пангеи и постепенный отход Северо-Американского континента от Евразийского материка и Южной Америки — от Африки. Несмотря на наличие благоприятного субстрата и даже нахождение многих континентальных глыб в приэкваториальной части, формирование бокситов было весьма ограниченным. Только в тех районах, где обеспечивалось высокое увлажнение, как, например, на островах или микроконтинентах в пределах Тетиса, появились небольшие по размерам бокситовые залежи.

Основная масса бокситов мелового возраста сосредоточена на островных поднятиях и микроконтинентах, расположенных в пределах Тетиса, который к этому времени начал замыкаться. Отсутствие бокситов нижнемелового возраста в Австралии может быть объяснено только тем обстоятельством, что данный континент в то время располагался за пределами экваториального и тропического поясов.

Наиболее благоприятные условия для бокситообразования во второй половине мелового периода существовали на Южно-Американском и Африканском континентах. Высокий температурный режим, большое количество атмосферных осадков и равномерное их распределение в течение года, наличие приподнятых выровненных возвышенностей, покрытых тропическими влажными лесами, способствовали возникновению мощных кор выветривания. Хотя они в настоящее время не сохранились, но высокозрелые продукты их размыва, а также обломки латеритных (структурных) бокситов довольно часто встречаются в толще континентальных отложений крупнейших впадин Центральной Африки.

Существование в меловой период в Евразии сравнительно высоких среднегодовых температур (до $22-24^\circ\text{C}$) и благоприятных ландшафтных обстановок (низменные приморские слабовсхолмленные равнины, покрытые влаголюбивыми лесами) способствовало возникновению кор выветривания и дополнительной переработке ранее сформированных элювиальных и осадочно-элювиальных бокситоносных отложений. Хотя Евразия в течение юрского и мелового периодов располагалась в средних широтах северного полушария, здесь господствовал тропический климат. В это время северная граница тропического пояса проходила примерно по широте $45-50^\circ$. Довольно большой радиационный баланс и высокая влажность, обусловленная как близостью океанов (Тетис, Северная Атлантика), так и значительной площадью эпиконтинентальных морей, способствовали возникновению бокситовых месторождений не только в пределах подвижных поясов, но и на платформах. Вместе с тем процесс бокситообразования протекал избирательно, и его масштабность по сравнению с экваториальными областями была меньшей. Это было вызвано в первую очередь тем обстоятельством, что общее количество солнечной радиации, приходящееся на тропический пояс, ниже, чем на экваториальный. Меньший баланс тепла хотя и не приостанавливал течение процесса бокситообразования, но в конечном счете способствовал сокращению элю-

виального покрова. Разница в тепловом балансе между экваториальным и тропическим поясами отражалась прежде всего на степени переработки пород различного состава.

Основная масса бокситов экваториального пояса была образована за счет преобразования пород кислого состава (Теняков и др., 1980). Однако в тропическом поясе развитие элювиальных бокситов и выветривание слабее обеспечивалось ресурсами тепла. В этой ситуации процесс преобразования горных пород протекал избирательно и породы кислого состава в большинстве случаев в своей приповерхностной части и не могли дать значительного количества минералов свободного глинозема. Поэтому бокситы мелового возраста, известные на платформах Евразии, генетически связаны со стадийным преобразованием пород основного и среднего состава.

В палеогене континенты занимали примерно такое же положение, как и в современную эпоху. В то время были образованы крупнейшие элювиальные месторождения бокситов. Все известные месторождения этого класса сосредоточены в экваториальном поясе и приурочены к ландшафтам влажных экваториальных лесов. Формирование месторождений осадочно-элювиального класса происходило в ограниченных масштабах и сосредоточено в тропическом поясе. В условиях тропического климата возникло Арканзасское месторождение (США), а также целый ряд более мелких месторождений и проявлений на островных поднятиях Западного Средиземноморья.

Формирование элювиальных бокситов в палеоцен-эоценовое время, вероятно, было наиболее интенсивным за всю фанерозойскую историю и происходило в пределах ландшафтов влажных экваториальных лесов (Бразильский и Либерийский щиты, Северная Австралия). С течением времени по мере увеличения площади областей с переменено-влажным климатом масштабность и интенсивность бокситоворудного процесса сокращались.

В миоценовую эпоху осадочно-элювиальные бокситы были сформированы на крупных островных поднятиях в пределах океанических плит и на островных дугах (месторождение

Ямайки и др.). В это же время продолжалось образование бокситов на платформах Африки и Южной Америки.

В голоценовую и современную эпохи бокситообразовательные процессы в небольших масштабах продолжались на довольно ограниченных областях, занятых влажными экваториальными лесами. При этом основная масса бокситов приурочена к островным поднятиям, расположенным в пределах обширных океанических плит.

Таким образом, на протяжении фанерозоя бокситообразование протекало с различной интенсивностью и тесно было связано не только с общим балансом тепла и влаги на земной поверхности, но и с положением на земной сфере континентальных и океанических литосферных плит и островных дуг.

Бокситообразование осуществлялось не только на положительных структурах континентальных литосферных плит, но и в пределах активных континентальных окраин и на островных дугах. Меньшую роль в общем балансе играют месторождения бокситов, связанные с океаническими плитами и приуроченные к различным островным поднятиям.

Достаточно четко прослеживается приуроченность крупнейших месторождений бокситов к экваториальному равномерно-влажному климату. Их возникновение контролировалось и регламентировалось положением континентальных и океанических плит в низких широтах. Образование бокситов в меловой период, в палеоценовую и эоценовую эпохи, на территории Советского Союза осуществлялось в условиях тропического климата и протекало только в ландшафтно-климатических обстановках, характеризующихся наиболее высоким для данного пояса балансом тепла.

Теперь обратимся к рассмотрению палеогеографических условий образования россыпей. Тесная зависимость формирования континентальных и прибрежно-морских россыпей от климата, геоморфологических особенностей территории и состава субстрата вряд ли может подвергаться сомнению. Один из важных критериев прогнозирования месторождений россыпей основывается на связи как конти-

континентальных, так и прибрежно-морских россыпей с орогенетическими периодами. Образование россыпей во времени совпадает с периодами развития интенсивного подъема поверхностей материков и последующим размывом их продуктов.

Континентальные россыпи, а главные в промышленном отношении — аллювиальные, приурочены к наиболее устойчивым структурным элементам платформ. Так, например, древние россыпи в пределах Восточно-Европейской платформы тяготеют к Украинскому щиту, Воронежской и Тиманской антеклизам.

Крупнейшие современные прибрежно-морские россыпи приурочены к пассивным окраинам континентов.

Таковыми являются россыпи алмазов в Южной Африке, ильменитовые и рутиловые россыпи в Индии и Австралии, россыпи титаномагнетита и магнетита в Японии, цирконовые, монацитовые и содержащие редкие земли, торий и уран россыпи в Индии. По всей вероятности, к этому же типу должны быть отнесены оловоносные россыпи Малайзии, развитые в тыльной части плиты, несущей Зондскую островную дугу. Вероятно, многие крупнейшие россыпные месторождения геологического прошлого прибрежно-морского генезиса были сформированы на пассивных континентальных окраинах, в пределах которых интенсивно протекали процессы выветривания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Каждая книга, посвященная анализу нового научного направления, с одной стороны, подводит итог того, что сделано, а с другой — служит прологом для дальнейшего развития этого направления. Теперь трудно оспаривать, что палеоклиматические данные за последние сотни миллионов лет можно реконструировать, соблюдая широтную зональность, только на мобилистской основе. Можно наметить и другой, более общий вывод, что изменения климата Земли на протяжении фанерозоя (при условии относительного постоянства солнечной радиации) определялись в значительной степени глобальной эволюцией нашей планеты, и прежде всего изменением взаимного расположения материков и океанов.

Когда континентальные массивы, перемещаясь в составе литосферных плит, попадали в полярные районы Земли, они из-за своего высокого альbedo постепенно становились «глобальными холодильниками». Океаны — это глобальные концентраторы солнечной энергии на поверхности нашей планеты. Поэтому в те периоды геологического прошлого, когда материки покидали полярные области и там располагались океанические впадины, циркуляция океанических вод от тропиков к полюсам, постепенно обогревая полярные регионы, приводила к общему смягчению климата нашей планеты.

Другой важный климатообразующий фактор — это глобальные трансгрессии и регрессии океана, которые (как теперь доказано) определяются изменениями средней скорости нарастания океанической литосферы; вариации последней, вероятнее

всего, обусловлены изменением структуры мантийной конвекции. При уменьшении средней для Земли скорости нарастания океанической литосферы средняя глубина дна Мирового океана увеличивается, что приводит к более резкой широтной климатической зональности. Увеличение средней скорости разрастания дна приводит к уменьшению глубины океана, наступлению глобальной трансгрессии, некоторому смягчению климата нашей планеты и, естественно, к «размыванию» его широтной зональности.

Во время трансгрессии на материковом мелководье идет отложение карбоната кальция и, как следствие, происходит резкое уменьшение содержания CO_2 в океане и в атмосфере. Этот фактор также существенно влияет на климат Земли, изменяя прозрачность атмосферы и снижая ее парниковый эффект.

Сравнение этих теоретических представлений и природных палеогеографических данных (выполненное, как правило, на качественном уровне или на уровне приближенных количественных оценок) показало существенное влияние глобальной тектоники нашей планеты на географическую обстановку в различные периоды ее фанерозойской эволюции.

В развитии изложенного выше нового направления — глобального палеоклиматического анализа на мобилистской основе — вырисовывается несколько проблем. Первая и, пожалуй, крупнейшая — это выявление влияния глобальной тектоники (и, конечно, дрейфа материков в составе литосферных плит) на изменение климата и всей палеографии нашей планеты в докембрийское время.

Фактических палеогеографических данных о раннем докембрии немного.

Самым древним из известных покровных оледенений можно считать раннепротерозойское «Гуронское». Оно происходило около 2300 млн. лет назад (погрешность плюс-минус 200—250 млн. лет). Следы его зафиксированы в Северной Америке — в канадских провинциях Квебек и Онтарио, а также в Южной Африке и Австралии (хотя здесь геологические данные менее репрезентативны). Палеомагнитные наблюдения позволяют считать, что североамериканская область покровного оледенения в раннем протерозое действительно находилась не очень далеко от географического полюса. Такое совпадение геофизических и палеоклиматических данных свидетельствует о том, что дрейф материков в составе литосферных плит происходил по крайней мере на протяжении всего протерозоя.

Гораздо более представительны геологические следы покровного оледенения, которое имело место в позднем докембрии от 950 до 600 млн. лет назад. Позднедокембрийские ледниковые отложения известны теперь на всех материках (кроме ныне покрытых льдом Антарктиды и Гренландии). Однако пока еще немногочисленные палеомагнитные данные позднепротерозойских пород не свидетельствуют о расположении в то время в высоких широтах Африки, Австралии и Европы. Причина здесь, вероятно, в небольшой репрезентативности геофизических наблюдений. Кроме того, с учетом длительности периода позднепалеозойского оледенения (ведь по продолжительности он больше половины фанерозоя) можно со значительной вероятностью предполагать, что в процессе дрейфа материков смещался и центр позднепротерозойского оледенения.

Таким образом, пока остается неясным, происходили ли покровные оледенения в архейское время и почему на протяжении миллиарда лет (вто-

рая половина раннего и почти среднего протерозоя) на Земле не было покровных оледенений.

О глобальной тектонической и климатической обстановках архея очень мало фактических данных. Насколько позволяют судить изотопные стронциевые определения, наиболее древние континентальные породы имеют возраст около 3700—3800 млн. лет. Хорошо известно, что архейские и протерозойские породы существенно различаются между собой и по составу, и по структуре. Среди архейских пород наиболее распространены граувакки (которые принято ассоциировать с зеленокаменными поясами), включенные в гранитогнейсы. К сожалению, пока еще мало достоверных примеров анализа архейских пород с учетом опыта современной литологии. Интерпретация геологического строения некоторых районов (в Африке, Австралии и др.) позволяет считать, что первая жесткая континентальная литосфера, способная нести на себе крупные осадочные бассейны, была сформирована не менее 3 млрд. лет назад. По мнению некоторых геологов, рубеж между археем и протерозоем отстает от нас на 2,5 млрд. лет и представляет собой переход от очень высокой подвижности литосферы к тектонике литосферных плит, в основных чертах близкой к современной. Насколько такое предположение справедливо, покажут дальнейшие исследования. Однако, бесспорно, что протерозойские отложения в ряде районов слабо деформированы, включают известняки и доломиты, которых нет в архейских.

Интересные палеогеографические результаты дают палеонтологические исследования архейских и протерозойских пород. Самые ранние, предположительно биогенные, осадочные структуры, названные строматолитами, имеют возраст около 3,5 млрд. лет (Австралия, серия Уарравуна). Сле-

ды древнейших ископаемых микробиологических сообществ найдены в породах с возрастом не менее 2,8 млрд. лет (Австралия, серия Фортескью). Наконец, в железорудной формации Ганфлинт (Северная Америка) обнаружены кремнистые сланцы с возрастом 2 млрд. лет, в которых установлена микроископаемая флора, свидетельствующая о дифференциации клеток на несколько типов. Итак, первые сине-зеленые водоросли появились более 2 млрд. лет назад.

Достаточно вольная интерпретация этой палеонтологической летописи в свете основных биологических принципов позволила исследователям сделать предположения о наиболее вероятном составе в архее и раннем протерозое. Около 3,8 млрд. лет назад атмосфера Земли состояла, вероятнее всего, из двуокси углерода, азота, водяного пара, возможно, из сероводорода, хлористого водорода, метана и аммиака; в ней не было свободного кислорода. Бескислородные гидросфера и атмосфера стали малоокислородными в раннем протерозое 2—2,5 млрд. лет назад. В ту пору содержание свободного кислорода в атмосфере Земли, вероятно, не превышало десятых долей процента.

В свете вышеизложенного весьма интересны данные химического анализа газовых пузырьков включений в кварцитах (вероятно, катархейских) курумканской свиты Алданского щита. По данным, приведенным Л. И. Салопом, в этих пузырьках содержится около 60% углекислого газа и около 35% H_2S , SO_2 , NH_3 , HCl , HF ; очень немного азота и инертных газов, а свободный кислород отсутствует совсем.

О том, что практически бескислородные атмосфера и гидросфера архейского времени стали в раннем протерозое малоокислородными, свидетельствует также широкое распространение в речных песчаных отложе-

ниях с возрастом более 2,3 млрд. лет легко окисляющегося уранинита (Африка, Северная и Южная Америка); значительные скопления уранинита были бы невозможны, если бы в позднеархейской атмосфере было существенное количество свободного кислорода. Другим свидетельством первых периодических проявлений свободного кислорода в атмосфере раннего протерозоя служат полосчатые железорудные формации (обусловленные чередованием окисленных и неокисленных слоев), возраст которых более 2 млрд. лет. Древнейшие красноцветные (окисленные) осадочные толщи имеют возраст менее 2 млрд. лет.

Как давно установлено советскими палеонтологами (Б. С. Соколовым, В. В. Тимофеевым и др.), средний размер клеток ископаемых микроорганизмов значительно увеличился в середине протерозоя около 1,4—1,5 млрд. лет назад, что свидетельствует о некотором увеличении свободного кислорода в атмосфере того времени.

Для суждения о температурных условиях на нашей планете в позднем архее и в протерозое имеется пока очень мало данных. Наличие первых доказанных органических остатков, представленных строматолитами, онколитами и микробиотой (остатки сине-зеленых водорослей и бактерий), является свидетельством достаточно теплого климата в местах их развития на поверхности Земли. Единичные температурные оценки, сделанные по породам с возрастом от 2,3 до 1,3 млрд. лет, дают величины в интервале от 40 до 70°C (Knaut, Epstein, 1976). Если мощность солнечного излучения в то время была несколько ниже, чем теперь, то наличие столь высоких температур можно объяснить только парниковым эффектом, обусловленным преобладанием в первичной атмосфере Земли углекислого газа.

В этой связи заслуживает внимания

предложенная О. Г. Сорохтинь м глобальная модель химической эволюции недр нашей планеты, ее гидросферы и атмосферы. В этой модели внешнее ядро современной Земли предполагается состоящим из окиси одновалентного железа, внутреннее — преимущественно из железа с никелем и, вероятно, небольшим количеством свинца, платины и меди. В настоящее время благодаря исследованиям океанических пород в рифтовых трещинах океана и их аналогов — офиолитов, механически впечатанных в континентальную кору, можно с хорошей достоверностью представить наиболее вероятную химическую модель современной мантии Земли. Мысленное смешение главных химических компонентов всех геосфер позволяет представить модель среднего петрологического состава первичной, еще неотдифференцированной нашей планеты.

О том, что первичная Земля должна была быть сравнительно однородной, свидетельствует модель ее аккреции холодного протопланетного газопылевого облака, предложенная О. Ю. Шмидтом и наиболее полно разработанная его учеником В. С. Сафроновым. Сразу после своего образования около 4,5—4,6 млрд. лет назад Земля была достаточно однородной по составу и достаточно холодной внутри. Разогрев за счет соударения наиболее крупных планетоземалей не мог поднять температуру в верхних 1000 км первичной Земли выше 1000°C. Наша планета в первые 0,5 млрд. лет своего развития не была покрыта атмосферой, так как из-за отсутствия магнитного поля «солнечный ветер» (поток заряженных частиц) должен был сдувать с ее поверхности все выделявшиеся газы. Вероятно, небольшая их часть могла собирываться реголитом — первозданным, весьма пористым грунтом. Поэтому в первые 0,5 млрд. лет поверхность Земли, по-видимому, должна была

очень походить на современную лунную. Кстати, по современным оценкам, весьма вероятно, что Луна в то время должна была располагаться примерно в 3 раза ближе к Земле, чем теперь. Очень молодая Земля вынуждена была вращаться вокруг своей оси примерно в 4 раза быстрее, чем в настоящее время, ведь на протяжении всей истории ее развития происходит замедление вращения нашей планеты под влиянием лунно-солнечных приливов. Обращенная к Солнцу поверхность нашей планеты быстро нагревалась, а через несколько часов охлаждалась до очень низких температур; это происходило на протяжении всего начального догеологического периода ее развития, который окончился около 4 млрд. лет назад.

Насколько можно судить по возрасту древнейших пород, около 4 млрд. лет назад начался мощный процесс гравитационной дифференциации, обусловленный, вероятно, выделением зародыша ядра. По оценкам А. С. Монины и О. Г. Сорохтина, в то время должно было выделиться до 40—50% массы современного ядра и около $5 \cdot 10^{30}$ Дж тепла. В результате такого бурного выделения тепла произошел значительный разогрев мантии и в ней возникли мощные конвективные потоки. Они взломали, потопили и переработали верхнюю, холодную оболочку Земли и уничтожили первичный лунноподобный рельеф нашей планеты. В то время, вероятно, происходили мощные излияния базальтов, анертозитов и коматитов. Вместе с ними из недр Земли было выброшено значительное количество газов и паров воды, которые и сформировали первичные атмосферу и гидросферу нашей планеты.

Отметим, что бурный процесс выделения зародыша ядра не привел к полному расплавлению мантии, ибо, если бы оно произошло, недра Земли быстро стратифицировались бы и она

прекратила бы свое развитие, чего нет в действительности — тектоническая эволюция продолжается. Об этом красноречиво свидетельствуют перемещения ансамбля литосферных плит и в наши дни, которые, вероятнее всего, обусловлены химико-плотностной конвекцией, охватывающей всю мантию; насколько можно судить по пространственному расположению поясов тектонической активности, структура этой мантийной конвекции в настоящее время близка к двуячейной (Ушаков, 1974; Ушаков, Галушкин, 1978). Эта конвекция генерируется опусканием в ядро тяжелых металлов, прежде всего окислов железа. В дальнейшем развитии Земли химический состав мантии, атмосферы и гидросферы менялся постепенно. Железо, его окислы, другие сидерофильные элементы — никель, свинец, платина, медь и сульфиды, а также серебро и золото — опускались в ядро и продолжали наращивать его. Одновременно большинство самых подвижных литофильных элементов — хлор, фтор, натрий, калий, редкоземельные и др., а также вода переходили из мантии во внешние геосферы — земную кору, гидросферу и атмосферу.

Согласно модели О. Г. Сорохтина, мощность глобальных тектонических процессов определяется в основном скоростью перехода в ядро окислов железа. На начальном этапе геологической эволюции, после выделения зародыша ядра, скорость поступления Fe_2O возрастала по мере увеличения поверхности ядра, а затем начала уменьшаться из-за обеднения мантии окислами железа. Максимальная скорость погружения Fe_2O в ядро должна была быть в конце раннего и начале среднего протерозоя (1,8—1,5 млрд. лет назад).

Самая большая скорость дегазации мантии, согласно этой модели, была в раннем архее сразу после выде-

ления ядра. Первые пары воды, вероятно, оседали на холодной поверхности Земли и насыщали грунт. Поэтому первые неглубокие и разрозненные морские бассейны, вероятно, могли образоваться через 200—300 млн. лет после начала бурной дегазации мантии. Вместе с парами воды из мантии дегазировались углекислый газ, сера, хлор, бор, фтор, йод. Эти активные элементы попадали в атмосферу и в гидросферу, вступали в реакцию с приповерхностными вулканическими породами, разрушали их и образовывали легкорастворимые соли и карбонаты. Последние попадали в воду молодых архейских морей и «засоляли» их, хотя по элементному составу соленая вода этих ранних морей, вероятно, отличалась от современных. В позднем архее, около 3 млрд. лет назад, отдельные моря могли соединиться и образовывать протоокеаны. В ту пору протоокеаны отделялись друг от друга не только и не столько ядрами континентов, сколько гребнями океанических рифтовых хребтов, поднимавшихся значительно выше уровня воды. Как и в настоящее время, в позднем архее и раннем протерозое эти хребты, вероятно, занимали срединное положение только в молодых разрастающихся океанических впадинах, возвышаясь в виде двойных горных цепей над поверхностью океана.

Рифтовая трещина, как правило, была ниже уровня океана, и в ней происходила гидратация океанической коры. В раннем протерозое почти вся выделяющаяся из мантии вода уходила на гидратацию океанической коры. Процесс гидратации должен был существенно влиять и на состав атмосферы нашей планеты в архее и раннем протерозое. До тех пор пока рифтовые трещины поднимались над уровнем океана, процесс связывания углекислого газа в карбонатах протекал вяло, поэтому углекислый газ и накапливался в атмосфере. Только

после гидратации океанической коры в рифтовых трещинах, которая происходила на рубеже архея и протерозоя, началось связывание углекислого газа в карбонатных породах, отлагающихся в переходных зонах раннего протерозоя. По мере связывания углекислого газа, накопленного в архейской атмосфере, его парциальное давление в раннепротерозойской атмосфере постепенно уменьшается и, как следствие, уменьшается парниковый эффект всей атмосферы. Климат на Земле в раннем протерозое становится холоднее, вероятно, именно поэтому первое покровное оледенение могло возникнуть только в начале протерозоя.

Палеоклиматическая интерпретация глобальной геодинамической модели позволяет высказать предположение: не является ли погружение рифтовых трещин под воду древнего океана и, как следствие, связывание углекислого газа в карбонатах главным фактором, разделившим геологическую историю на два крупнейших палеогеографических этапа. В первый — архейский (бескислородный) — в атмосфере преобладал углекислый газ; рифтовые хребты возвышались над уровнем океана. Во второй — протерозойский — хребты постепенно погружались под воду океана, углекислый газ атмосферы связывался в карбонатных отложениях переходных зон; в процессе дегазации мантии понемногу начало возрастать количество кислорода в атмосфере. Эта глобальная геодинамическая модель предсказывает и значительное увеличение за счет дегазации мантии кислорода в атмосфере Земли, начиная с позднего протерозоя. Но ведь именно с венда началось бурное развитие жизни на Земле, и с этим развитием органически традиционно связывают увеличение поступления кислорода в атмосферу. Может быть, поставить проблему иначе — бурное разви-

тие жизни на Земле начинается с конца протерозоя и продолжается в фанерозое потому, что в этой зоне стало возрастать поступление кислорода из недр в атмосферу. В такой постановке глубинные процессы определяют многие эволюционные черты палеогеографии нашей планеты и, как следствие, развитие жизни на Земле.

Еще одна проблема — разработка хороших количественных моделей влияния глобальной тектоники (а именно дрейфа материков, регрессий, трансгрессий, эволюции объема и состава гидросферы и атмосферы) на климат нашей планеты. Это новое, геофизическое направление палеогеографических исследований, вероятно, должно будет впитать в себя современные количественные модели взаимодействия атмосферы и океана, долгосрочного климатического прогноза, глобальной тектоники. Кроме того, развитие этого нового научного направления потребует целенаправленного сбора и критического анализа обширной палеогеографической информации.

Анализ палеогеографической обстановки далекого геологического прошлого с позиций теории глобальной тектоники имеет принципиально новый практический «выход» на эндогенные полезные ископаемые, а именно дает ключ к пониманию закономерностей их формирования. До появления теории тектоники литосферных плит практически все геологи традиционно предполагали, что рудное вещество, из которого формируются эндогенные полезные ископаемые, или поднимается по разломам непосредственно из мантии и является продуктом мантийной дифференциации, или образуется из поднимающихся из мантии флюидов. Но, как свидетельствуют геолого-геофизические исследования океанических рифтовых трещин (а именно они служат «окнами» в мантию Земли), концентрация боль-

шинства рудных элементов в ней очень низкая: олова, молибдена, лития — порядка 10^{-6} ; свинца, серебра, вольфрама, платины — 10^{-7} ; ртути — 10^{-8} ; содержание золота и урана — порядка 10^{-9} . Кроме того, условия выплавки океанических базальтов и содержание в них ювенильной воды позволяют считать мантию почти совсем сухой: концентрация воды в ней 10^{-3} — 10^{-4} .

Как отмечалось выше, общее обогащение континентальной коры рудными и литофильными элементами на конвергентных границах плит при поддвигании океанической литосферы происходит за счет выноса их из океанической коры, и особенно из затянутых вместе с ней осадков. Но такой вынос приводит в основном лишь к общему повышению содержания в континентальной коре литофильных рудных элементов и только в отдельных случаях дает их промышленные скопления. Теория тектоники литосферных плит, на основе которых открыт процесс затаскивания осадков в зоны поддвига, дала ключ к новому пониманию исключительно важного значения всей совокупности палеогеографических процессов не только в формировании экзогенных месторождений полезных ископаемых, но и многих эндогенных. Ведь географические условия в геологической истории Земли играли, как играют и в настоящее время, решающую роль в процессах выветривания и осадконакопления, т. е. в перераспределении химических элементов в приповерхностных слоях земной коры. Попадая на конвергентных границах вместе с погружающимися краями плит на значительные глубины и переплавляясь там, карбонатные осадочные образования, а также глины, песчаники, фосфориты, эвапориты и другие дифференцированные близ поверхности отложения и дают то разнообразие

эндогенных горных пород и, конечно, рудных месторождений, которые и являются главным объектом геологической науки. Поэтому установление генетических закономерностей взаимосвязи глубинных пород с их приповерхностными, осадочными «родителями» — одно из важнейших и пока еще очень слабо разработанных новых фундаментальных направлений развития палеогеографических исследований, имеющих прямой выход в практическую геологию.

И все-таки одним из важнейших новых научных направлений является, по нашему мнению, существенно новый, мобилистский подход к анализу влияния всей палеогеографической обстановки на эволюцию жизни на Земле, особенно в бурный фанерозойский этап. До самого последнего времени палеонтологи, как правило, не учитывали влияния расколов и столкновений различных материков (и перемещений каждого из них в различных климатических зонах) на формирование экологических провинций и, следовательно, на весь процесс эволюции жизни на Земле. Теперь контуры этой фундаментальной географической, биологической и геологической проблемы начинают вырисовываться все яснее. Решение ее потребует тесного научного сотрудничества географов и геофизиков, биологов, палеонтологов и математиков, т. е. серьезной интеграции усилий исследователей самых различных специальностей.

Вряд ли можно теперь сомневаться, что за последние 10—15 лет наука о Земле вышла на качественно новый уровень магистрального пути своего развития, и в этом немалую катализирующую роль сыграла гипотеза дрейфа материков, еще несколько десятилетий назад казавшаяся фантастической, а ныне почти общепризнанная.

ЛИТЕРАТУРА

- Акаемов С. Т., Пастухова М. В., Теняков В. А., Ясаманов Н. А. Время и условия формирования бокситов латеритных покровов экваториальной зоны Земли. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 55—78.
- Аркелл. Юрские отложения земного шара. М.: «Иностранная литература», 1961, 586 с.
- Башилова И. И., Махин Т. В. Геология Земли из космоса. — Природа, 1975, № 10, с. 23—33.
- Берг Л. С. Климат и жизнь. М.: ОГИЗ, 1947, с. 356.
- Берлин Т. С., Хабаков А. В. Химико-аналитические определения отношения кальция и магния в рострах белемнитидей как метод оценки температур среды обитания в морях мелового периода СССР. — Геохимия, 1966, № 11, с. 1359—1364.
- Берлин Т. С., Хабаков А. В. О магнетиальности кальцитовых ростров белемнитидей как показателе температуры среды обитания в морях мелового периода СССР. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1968, т. 143, с. 59—68.
- Берлин Т. С., Хабаков А. В. Результаты сравнения Ca / Mg отношений и температур по изотопам $^{18}O/^{16}O$ в рострах юрских и раннемеловых белемнитов. — Геохимия, 1970, № 8, с. 971—978.
- Боуэн Р. Палеотемпературный анализ. М.: «Недра», 1969, с. 207.
- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М.: «Мир», 1970, 348 с.
- Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л.: «Гидрометеиздат», 1956, 255 с.
- Будыко М. И. Изменение климата. Л.: «Гидрометеиздат», 1974, с. 280.
- Будыко М. И. Глобальная экология. М.: «Мысль», 1977, 328 с.
- Будыко М. И. Климаты Земли в прошлом и будущем. Л.: «Гидрометеиздат», 1980, 71 с.
- Будыко М. И., Ронов А. Б. Эволюция атмосферы в фанерозое. — Геохимия, 1979, № 5, с. 643—653.
- Буланже Ю. Д., Коган М. Г., Магницкая Е. И. Длинноволновые гравитационные аномалии и топография Срединно-Атлантического хребта. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 4, с. 812—814.
- Вакье В. Геомagnetизм в морской геологии. Л.: «Недра», 1976, 192 с.
- Вайн Ф., Метьюз Д. Магнитные аномалии под океаническими хребтами. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: «Мир», 1974, с. 32—38.
- Вегенер А. Происхождение материков и океанов. В кн.: Современные проблемы естествознания. М.—Л.: «Госиздат», 1925, 145 с.
- Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. — В кн.: К IX конгрессу INQUA Новая Зеландия. М.: «Наука», 1973, 256 с.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М.: «Наука», 1967, 216 с.
- Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования земной коры океанов. М.: Изд-во МГУ, 1980, 240 с.
- Гаркаленко И. А., Ушаков С. А. Земная кора Курильского региона. — Сов. геология, 1978, № 11, с. 46—59.
- Геодинамика и полезные ископаемые. М.: Изд. ВИНТИ, 1976, 144 с.
- Геологическая история океана. Геология океана. М.: «Наука», 1980, 462 с.
- Герасимов И. П., Живаго А. В., Коржуев С. С. Геоморфологические и палеогеографические аспекты новой теории глобальной тектоники плит. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1974, № 5, с. 5—22.
- Гладенков Ю. Б., Покровский Б. Г. Изотопный состав кислорода раковин двустворок и изменение климата Северной Атлантики в позднем кайнозое. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 5, с. 68—72.
- Гольберт А. В. и др. Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периоде. М.: «Недра», 1977, 102 с.
- Городницкий А. М., Зоненшайн Л. П., Мирлин Е. Г. Реконструкции положения материков в фанерозое. М.: «Наука», 1978, 121 с.
- Городницкий А. М., Сорохтин О. Г. Карта мощности океанических литосферных плит. — В кн.: Тектоника литосферных плит. М., 1977, с. 103—108.
- Гравитационное поле и рельеф дна океана. Под ред. С. А. Ушакова. Л.: «Недра», 1979, 295 с.
- Грикуров Г. Э. Геология Антарктического полуострова. М.: «Наука», 1973, 118 с.
- Деменцкая Р. М. Кора и мантия Земли. М.: «Недра», 1975, 255 с.
- Деменцкая Р. М., Карасик А. М. Мировая система срединно-океанических хребтов и ее северный фрагмент. — В кн.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения мате-

риков и дна океанов. М.: 1969, с. 249—257.

Дитц Р. С. Эволюция континентов и океанических бассейнов как результат спрединга океанического дна. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: «Мир», 1974, с. 26—31.

Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. Под ред. С. К. Ранкорна (Сб. статей). М.: «Мир», 1966, 232 с.

Дьюи Дж., Берд Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: «Мир», 1971, с. 235—267.

Дю-Тойт А. Л. Геология Южной Африки. М.: «Иностр. литер.», 1957, 490 с.

Зоненшайн Л. П. Общность в развитии геосинклинальных областей разного типа. — В кн.: Тектоника. М.: 1972, с. 38—42.

Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Кайнозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Ранне- и среднепалеозойские реконструкции. — Геотектоника, 1977, № 2, с. 3—23.

Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Позднепалеозойские и мезозойские реконструкции. — Геотектоника, 1977, № 3, с. 3—24.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: «Недра», 1976, 276 с.

Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: «Недра», 1979, 311 с.

Иванов С. Н. Магматизм, метаморфизм и металлогения в геологической истории Урала. — Вестн. АН СССР, 1974, № 12, с. 113—115.

Ирвинг Э. Перемещение полюсов свете данных палеомагнетизма и палеоклиматографии. — В кн.: Палеомагнетизм. М.: 1964, 324 с.

Казаринов В. М. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: «Гостехиздат», 1958, 256 с.

Казаринов В. П. О путях раскрытия палеогеографических закономерностей в развитии Земли. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 51, вып. 2, с. 5—32.

Кайнозой, Т. I. 1965, 166 с.; Мезозой, Т. II. 1966, 191 с.; Поздний палеозой, Т. III. 1970, 281 с.

Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т., Казанцев Ю. В. Основные вопросы формирования земной коры Урала в палеозое. Уфа, 1978, 38 с.

Карасик А. М. Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с позиций тектоники плит. — В кн.: Проблема геологии полярных областей Земли. Л.: 1974, с. 23—31.

Карасик А. М. Аномальное магнитное поле и тектоника дна океана. — В кн.: Гео-

логия морей и океанов. М.: «Наука», 1977, с. 151—168.

Ковалев А. А. Тектоника плит и некоторые аспекты металлогенического анализа. — Геология рудных месторождений, 1972, т. 14, № 5, с. 90—96.

Ковалев А. А. Геодинамические основы регионального анализа размещения и условий формирования месторождений полезных ископаемых. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 1, с. 56—73.

Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: «Недра», 1978, 287 с.

Косминский В. В. Климаты территории СССР в эпоху максимального оледенения. — Изв. ВГО, 1977, т. 109, вып. 3, с. 259—264.

Криштафович А. Н. Палеоботаника. Л.: Гостехиздат, 1955, 646 с.

Кропоткин П. Н. Палеомагнетизм, палеоклимат и проблема крупных горизонтальных движений земной коры. — Сов. геология, 1961, № 5, с. 75—81.

Кулон Ж. Разрастание океанического дна и дрейф материков. Л.: «Недра», 1973, 232 с.

Ле Пишон К., Франшо Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: «Мир», 1977, 287 с.

Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: «Наука», 1974, 285 с.

Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: «Наука», 1978, 392 с.

Лобковский Л. И., Сорохтин О. Г. Условия поглощения осадков в глубоководных желобах. — В кн.: Тектоника литосферных плит (динамика зоны поддвига). М.: Изд. Ин-та океанологии АН СССР, 1976, с. 89—102.

Ломизе М. Г. Арауканский вулканический пояс (Анды). — Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 5, с. 1147—1150.

Маловицкий Я. П. Морские геофизические исследования. М.: «Недра», 1977, 261 с.

Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период. В 2-х т. М.: Изд-во МГУ, 1965, т. 1, 371 с.; т. 2, 435 с.

Мезозойские и кайнозойские орогенные пояса. М.: «Мир», 1977, 585 с.

Мейен С. В. О гипотезе перемещения континентов с точки зрения палеофлористики карбона и перми. — Геотектоника, 1969, № 5, с. 3—16.

Меннер В. В. Бюостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 375 с.

Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. — Вестн. МГУ, 1970, № 2, с. 13—35.

- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: «Недра», 1976, 279с.
- Михайлов Ю. А. Верхнепермские ледово-морские отложения Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 5, с. 1184—1187.
- Монин А. С. История Земли. Л.: «Наука», 1977, 228с.
- Монин А. С. Популярная история Земли. М.: «Наука», 1980, 224с.
- Монин А. С., Сорохтин О. Г. О тектонической периодизации истории Земли. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 2, с. 413—416.
- Монин А. С., Шишков Ю. А. История климата. Л.: «Гидрометеоздат», 1979, 405с.
- Новая глобальная тектоника. [Сб. статей.] М.: «Мир», 1974, 471 с.
- Океанология: геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. Под ред. О. Г. Сорохтина. М.: «Наука», 1979, 416 с.
- Палеомагнетизм палеозоя. Под ред. А. Н. Храмова. Л.: «Недра», 1974, 238с.
- Палеомагнетизм и вопросы тектоники плит. Под ред. А. Н. Храмова. Л.: «Недра», 1977, 153с.
- Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Войнова И. П., Попеко Л. И. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе тихоокеанского обрамления. — Геотектоника, 1981, № 1.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 6, с. 3—23.
- Проблемы глобальной тектоники. Под ред. В. И. Смирнова. [Сб. статей.] М.: «Наука», 1973, 100с.
- Ранкорн С. К. Связь палеомагнетизма с палеоклиматами. — В кн.: Проблемы палеолитологии. М.: «Мир», 1968, с. 148—156.
- Ратеев М. И. Закономерности размещения и генезиса глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М.: «Наука», 1964, 288с.
- Ронов А. Б. Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода). — Геохимия, 1976, № 8, с. 1252—1277.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л.: «Гостоптехиздат», 1959, 554с.
- Сеславинский К. Б. О климате ордовика. — Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 3, с. 669—672.
- Сеславинский К. Б. Дрейф континентов и климатические пояса силура. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 4, с. 928—930.
- Сеславинский К. Б. Климаты и глобальные климатические пояса ордовика и силура. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 3, с. 98—112.
- Сеславинский К. Б., Каленова Г. Н. Средний палеозой Южной Америки. — Изв. вузов. геол. и разв., 1975, № 12, с. 32—42.
- Сигов А. П. К вопросу применения промышленного прогноза по терригенным компонентам. — Развитие и охрана недр, 1956, № 10, с. 14—22.
- Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л.: «Недра», 1967, 232с.
- Синицын В. М. Древние климаты Евразии. В 3-х т. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965—1970.
- Славин В. И., Ясаманов Н. А. Методы палеогеографических исследований. М.: «Недра», 1982, 254 с.
- Соколов Б. С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации. М.: «Наука», 1975, 20 с.
- Сорохтин О. Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения дна океана. — Докл. АН СССР, 1973, т. 208, с. 1338—1941.
- Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М.: «Наука», 1974, 184с.
- Сорохтин О. Г. Строение зоны поддвига литосферных плит. — В кн.: Тектоника литосферных плит. М.: 1976, с. 5—21.
- Сорохтин О. Г., Ушаков С. А., Федынский В. В. Динамика литосферных плит и происхождение месторождений нефти. — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 6, с. 1407—1410.
- Состояние и задачи советской литологии. Под ред. А. В. Сидоренко. М.: «Наука», 1970, 381с.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, 212 с.; т. 2, 574с. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Тектоника литосферных плит. М.: «Наука», 1977, 245с.
- Тейс Р. В., Найдин Д. П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов. М.: «Наука», 1973, 255с.
- Тяняков В. А. Изотопно-кислородные «метки» бокситов основных генетических классов и процессы формирования их вещества. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 2, с. 476—479.
- Тяняков В. А., Пастухова М. В., Калужная С. Н. Исходные породы бокситов и прогнозирование месторождений. — Разв. и охр. недр, 1979, № 11, с. 7—12.
- Тяняков В. А., Ясаманов Н. А. Фанерозойское бокситообразование и эволюция некоторых параметров атмосферы. — Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 5, с. 1205—1207.
- Теодорович Г. И. Восстановление гидрохимических условий древних морских водо-

емов по литологическим и геохимическим признакам. — В кн.: Методы палеогеографических исследований. М.: «Недра», 1964, с. 16—44.

Уеда С. Новый взгляд на Землю. М.: «Мир», 1980, 214с.

Устрицкий В. И. Климат перми. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4, с. 3—12.

Ушаков С. А. Динамика земной коры в зонах перехода от материков к океанам атлантического типа. — Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 1, с. 275—277.

Ушаков С. А. Вязкость и динамические процессы в коре и верхней мантии Земли. — Вестн. МГУ, Геология, 1968, № 1, с. 62—75.

Ушаков С. А. Строение и развитие Земли, т. 1, Физика Земли. М.: ВИНТИ, 1974, 274 с.

Ушаков С. А. Единство и борьба противоположностей в структурном развитии Земли. — История и методология естественных наук, 1974, вып. 13, с. 100—104.

Ушаков С. А. Геофизика о дрейфе материков. М.: «Знание», 1976, 48с.

Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Геодинамический анализ эволюции литосферы на раздвигающихся границах в связи с развитием Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975, с. 176—188.

Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Литосфера Земли. Ч. I. Кинематика плит и океаническая литосфера. — Физика Земли, т. 3. М.: ВИНТИ, 1978, 271с. Ч. II. Континентальная литосфера. — Физика Земли, т. 4. М.: ВИНТИ, 1979, 222с.

Ушаков С. А., Исаев Е. Н., Красс М. С. Динамика литосферы в области перехода от континентов к Тихому океану. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1968, № 3, с. 27—37.

Ушаков С. А., Галушкин Ю. И., Иванов О. П. Природа складчатости осадков на дне Черного моря в зоне перехода к Крыму и Кавказу. — Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 5, с. 932—935.

Ушаков С. А., Хаин В. Е. Строение Антарктиды по геолого-геофизическим данным. — Вестн. МГУ. Геология, 1965, № 1, с. 3—27.

Ушаков С. А., Федынский В. В. Рифтогенез как механизм регулирования теплопотерь Земли. — Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 5, с. 1182—1185.

Ушаков С. А., Федынский В. В., Шабалин Н. А. Геофизические данные о природе рифтовых зон. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1972, № 3, с. 3—19.

Фейбридж Р. В. Значение известняков и их Са/Mg отношение для палеоклиматологии. —

В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М.: «Мир», 1968, с. 258—308.

Федотов С. А. Сейсмичность Камчатки и Командорских островов по данным детальных исследований и ее связь с глубинным строением. — В кн.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М., 1969, с. 97—110.

Федынский В. В., Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Тектоника литосферных плит и новые идеи о происхождении нефти и газа. — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые, М., Изд. ВИНТИ, 1976, с. 158—169.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: «Недра», 1973, 514с.

Хаин В. Е. О новой глобальной тектонике. — В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М.: «Наука», 1973, с. 5—76.

Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л.: «Недра», 1967, 251с.

Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 308. М.: «Наука», 1978, 202с.

Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 4, с. 7—21.

Швацбах М. Климаты прошлого. М.: «Иностранная литература», 1955, 284с.

Шульц С. С. Глобальная тектоника и прогнозирование месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973, с. 20—26.

Шульц С. С. Современное представление и задачи дальнейших исследований планетарной трещиноватости. — В кн.: Вопросы изучения планетарной трещиноватости. Л.: 1976, с. 4—8.

Яншин А. Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 2, с. 9—44.

Яншин А. Л. Глубоководные отложения прошлого. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: «Наука», 1977, с. 4—7.

Ясаманов Н. А. Климаты и ландшафты мезозоя и кайнозоя Западной и Средней Сибири. М.: «Недра», 1976, 141с.

Ясаманов Н. А. Стронций в раковинах современных пресноводных моллюсков и возможность определения температурных условий по кальций-стронциевым отношениям. — Геохимия, 1977, № 11, с. 1683—1690.

Ясаманов Н. А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. М.: «Недра», 1978, 223 с.

Ясаманов Н. А. Палеотермометрия морей девона, карбона и перми Закавказья и Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 6, с. 122—128.

Ясаманов Н. А. Некоторые данные о температурах водных бассейнов четвертичного периода европейской части СССР. — Докл. АН СССР, 1981, т. 287, № 2, с. 455—457.

Allegre C., Boulanger D., Javoy M. Etude à l'aide des isotopes de l'oxygène de la paléothermométrie du Nummulitique basque. — C. r. Soc. Geol. Fr., 1963, N 8, p. 341—356.

Berry W., Boucot A. I. Correlation of the African silurian rocks. — Geol. Soc. Am. Spec., paper 147, 1973, VI, 81p.

Bju-Duva' B., Dercourt L., Le Pichon X. From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic of the evolution of the western Alpine system. — In: Structural history of the Medierranean basins. Paris, 1977, p. 143—164.

Bullard E. C. Electromagnetic induction in the Earth. — Q. J. Roy Astron. Soc., 1967, vol. 8, p. 147—160.

Bullard E. C., Everett I. E., Smith A. C. The fit of the continents around the Atlantic. — Roy Soc. Phil. Trans., 1965, vol. 258 A, p. 41—51.

Devereux I. Oxygen isotope paleotemperature measurements on two Tertiary deep-water coral thickets from Wairarupa, New Zealand. — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1967, vol. 3, N 4, p. 447—455.

Devereux I. Oxygen isotope paleotemperature from the Tertiary New Zealand. — Tuatara, 1968, 16, N 1, p. 18—24.

Dewey J. F. Continental margins: a model for conversion of Atlantic type to andean type. — Earth and planet. sci. letters, 1969, vol. 3, N 3, p. 189—197.

Dewey J. F. et al. Plate tectonics and evolution of the alpine system. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, vol. 84, p. 3137—3180.

Dewey J. F., Horsfield B. Plate tectonic, orogeny and continental growth. — Nature, 1970, vol. 225, p. 521—525.

Dewey J. F., Burke K. C. A. Hot spots and continental break-up: implication for collisional orogeny. — Geology, 1974, vol. 2, N 2, p. 57—60.

Dietz R. S., Holden I. C. The break-up of Pangea. — In: Continents drift, readings from scientific american. San-Francisco Freeman and Co, 1972, p. 47—58.

Dormann F. H. Australian Tertiary paleotemperatures. — S. Geol., 1966, vol. 74, N 1, p. 49—61.

Dormann F. H., Gill E. D. Oxygen isotope paleotemperature determinations of Australian Cainozoic fossils. — Science, 1959, vol. 130, N 3388.

Durham J. W. Palaeoclimates. — In: Physics and chemistry of the Earth, 1959, vol. 3, 151 p.

Emiliani C. Isotopic paleotemperatures. — Science, 1966, vol. 154, p. 851—857.

Gates L. W. Modeling the ice-age climate. — Science, 1976, vol. 191, N 4232, p. 1138—1144.

Gordon W. A. Marine life and ocean surface currents in the Cretaceous. — J. Geol., 1973, vol. 81, p. 269—284.

Heis H. H. History of the ocean basins. — In: Petrologic studies (Buddington Memorial Volume). — Geol. Soc. Amer. New York, 1962, p. 599—620.

Hutchinson R. W. Volcagenic sulfide deposits and their metallogenic significance. — Econ. Geol., 1973, N 8, p. 1223—1246.

Jonson T., Molnar P. Focal mechanisms and plate tectonics of the southwest Pacific. — J. Geophys. Res., 1972, vol. 22, p. 5000—5032.

Jonson B. D., Powell C., Veevers I. I. Spreading history of the eastern Indian Ocean and Greater India's northward flight from the Antarctica and Australia. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1976, vol. 87, N 10, p. 1560—1566.

Irving E. Drift of the major continental blocks since the Devonian. — Nature, 1977, vol. 270, p. 304—309.

Kalienegger W. Palaeotemperaturbestimmungen an aragonitischen Dibranchiatenrosten der Trias. — Die Naturwissenschaften, 1967, Jg. 54, H. 19, p. 515.

Kanasevich E. R., Havskov., Evans M. E. Plate tectonics in the Phanerozoic. — Can. J. Earth., 1978, vol. 15, N 6, p. 919—955.

Kennet I. P. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum — Antarctic ocean their influence on global paleoceanography. — J. Geophys. Res., 1977, vol. 82, N 27, p. 1216—1228.

Khramov A. N. Horizontal movements in the Earth's crust and palaeomagnetism. — Phys. earth planet interiors., 1970, vol. 2, N 5, p. 367—372.

Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift. — J. Geoph. Res., 1968, vol. 73, N 12, p. 3661—3697.

Lowenstam H. A. Palaeotemperature of the Permian and Cretaceous periods. — In: Problems in palaeoclimatology. Proc. NATO Palaeoclim. Conf., Univ. Newcastle (1963). London, 1964, p. 231—246.

Margolis S. V., Kennet I. P. Cenozoic paleoglacial history of Antarctica recorded in Sub-Antarctica deep sea cores. — Amer. J. Sci., 1971, vol. 271, p. 1—36.

Mc Clare H. A. Early Paleozoic glaciation in Arabia. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1978, vol. 25, N 4, p. 315—326.

Mc Elhinny M. W. Mantle plumes, paleomagnetism and polar wandering. — Nature, 1973, vol. 241, p. 326—328.

Mc Kenzie D. P. The relation between fault

plane solutions for earth quakes and the directions of the principle stresses. — *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1969, vol. 59, p. 239 — 243.

Minster J. B., Jordan T. H., Molnar P., Haines E. Numerical modeling of instantaneous plate tectonics. — *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 1974, vol. 36, p. 541 — 549.

Morgan W. J. Convection plume in lower mantle. — *Nature*, 1971, vol. 230, p. 42 — 43.

Morel P., Irving E. Tentative paleocontinental maps for the early Phanerozoic and Proterozoic. — *J. Geol.*, 1978, vol. 86, N. 5, p. 535 — 561.

Nicolas J., Bildgen P. Relations between the location of the karst bauxites in the Northern Hemisphere, the global tectonics and the climatic variations during geological time. — *Paleoecol., Paleogeogr., Paleoecol.*, 1979, vol. 29, p. 15 — 46.

Newell N. D. Paleontological gaps and geochronology. *J. Paleontol.*, 1962, vol. 36, p. 592 — 610.

Newell N. D. Crises in the history of life. — *Sci. Amer.*, 1963, vol. 208, N. 2, p. 149 — 162.

Parker R. D., Oldenburg D. W. Thermal model of oceanic ridges. — *Nature Phys. Sci.*, 1973, vol. 242, p. 137 — 141.

Pitman W. C., Talwani M. Sea-floor spreading in the North Atlantic. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, vol. 83, p. 619 — 643. Sacks I. S. Interrelationships between volcanism, seismicity and anelasticity in western South America. —

Tectonophysics, 1977, vol. 37, p. 131 — 142.

Silver E. A., Mooze I. The Molucca Sea collision zone, Indonesia. — *J. Geophys. Res.*, 1978, vol. 83, p. 458 — 481.

Smith A. G., Brudell I. C., Drewry C. E. Phanerozoic world maps. — In: *Organism and sediments through time. Spec. Pap. Paleont. Paleontol. Assoc. London*, 1973, p. 1 — 42.

Talwani M., Eldholm O. Evolution of the Norwegian — Greenland Sea. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1977, vol. 88, p. 969 — 999.

Tibollier J., Le olle R. Resultat et interpretation d'analyses isotopiques de faunes malacologiques du Tertiaire parizien. — *Mem. B. R. G. M. Colloque sur l'Eocene*, Paris, 1968, N. 58, p. 55 — 68.

Turcotte D. L., Burke K. Global sea-level changes and the thermal structure of the earth. — *Earth and Planetary Sci. Letters*, 1978, vol. 41, p. 341 — 346.

Valentine J. W., Mores E. M. Global tectonics and the fossil record. — *J. Geol.*, 1970, vol. 80, N. 2, p. 167 — 184.

Vine F. I., Matthews D. H. Magnetic anomalies over oceanic ridges. — *Nature*, 1963, vol. 199, p. 947 — 949.

Ziegler A. M., Hansen K. S., Johnson M. E., Kelly M. A. Silurian continental distributions, paleogeography, climatology and biogeography. — *Tectonophysics*, 1977, vol. 40, p. 3 — 51.

Введение 3

*Часть первая*История мобилизма и методы
глобальных палеогеографических
реконструкций 5*Глава I*

История мобилизма 5

- § 1. Рождение гипотезы дрейфа материков 5
- § 2. Борьба сторонников фиксизма и мобилизма 8
- § 3. Становление теории тектоники и литосферных плит 8
- § 4. Вклад советских ученых в развитие новой мобилистской теории тектоники плит и глобальной тектоники 15

*Глава II*Принципы выделения современных и древних
границ литосферных плит 17

- § 1. Сейсмические пояса Земли — контуры современных плит 17
- § 2. Дивергентные границы плит — наращивание океанической литосферы 23
- § 3. Трансформные разломы — скольжение краев плит 27
- § 4. Конвергентные окраины плит — островные дуги и планетарные пояса сжатия литосферы 30
- § 5. Главные стадии эволюции литосферы и их геологические индикаторы 37

*Глава III*Методика кинематической интерпретации
аномального магнитного поля океанов и
результатов палеомагнитных исследований
на континентах 45

- § 1. Геодинамический анализ аномального магнитного поля и глубины дна океана 45
- § 2. Геометрия перемещения и глобальная картина «мгновенной» кинематики литосферных плит 53
- § 3. Палеомагнитные индикаторы дрейфа материков в протерозое и глобальная модель перемещения литосферных плит в фанерозое 59

Глава IV

Принципы реконструкции древнего климата Земли	64
§ 1. Литологические показатели климата	65
§ 2. Литогенетические формации как показатели зонального типа климата	69
§ 3. Значение растительных остатков, палинокомплексов и остатков фауны при палеоклиматических исследованиях	71
§ 4. Палеотермометрия	73

Часть вторая

Современное положение материков: палеоклиматическая зональность	76
--	-----------

Глава V

Основные закономерности современной климатической зональности планеты	76
§ 1. Климатическая зональность	76
§ 2. Основные черты ландшафтно-климатических поясов	76
§ 3. Природные пояса в океане	80

Глава VI

Особенности климата континентов в кайнозое и мезозое	81
§ 1. Климат позднего кайнозоя	81
§ 2. Климат раннего кайнозоя	89
§ 3. Климат мезозойской эры	97

Глава VII

Эмпирические данные о климате континентов в домезозойское время	109
§ 1. Климаты позднего палеозоя	109
§ 2. Климаты раннего палеозоя	121

Часть третья

Дрейф материков и глобальная эволюция Земли	126
--	------------

Глава VIII

Дрейф материков и глобальная модель тектоники литосферных плит в фанерозое	126
§ 1. Палеозой	126
§ 2. Мезозой и кайнозой	137

Глава IX

Дрейф материков и климаты Земли в фанерозое	150
§ 1. Сравнительный анализ геофизических и палеографических данных в палеозойской истории Земли	151
§ 2. Дрейф материков и климатическая зональность мезозоя	162
§ 3. Эволюция климата Земли в кайнозое	167

Дрейф материков как причина глобальных физико-географических изменений и эволюции жизни на Земле	171
§ 1. Дрейф материков — главная причина эволюции «лица Земли», климата и океанических течений	171
§ 2. Дрейф материков — одна из причин эволюции жизни на Земле	178
§ 3. Дрейф материков и закономерности размещения месторождения некоторых полезных ископаемых	185
Заключение	191
Литература	198

Ушаков С. А., Ясаманов Н. А.
У93 Дрейф материков и климаты
Земли. — М.: Мысль, 1984. —
206 с., карт., схем., граф.
В пер.: 2 р. 30 к.

Смелая гипотеза дрейфа материков завоевывает все большее число сторонников. В книге на основе новейших фактических данных впервые прослеживаются связи между перемещением континентов и эволюцией растительного и животного мира, рассматриваются принципы глобальных палеогеографических реконструкций, в том числе климатических. Книга рассчитана на географов, геологов, геофизиков.

У 1904040000-093 — 125-84
004(01)-84

ББК 26.3
551.0

Сергей Александрович Ушаков
Николай Александрович Ясаманов

ДРЕЙФ МАТЕРИКОВ И КЛИМАТЫ ЗЕМЛИ

Заведующий редакцией

Ю. О. Гнатовский

Редактор

С. Н. Кумкес

Младший редактор

Ю. С. Макаревич

Редактор карт

О. В. Трифонова

Художественный редактор

А. И. Ольденбургер

Технический редактор

Н. Ф. Кубракова

Корректор

Ч. А. Скруль

ИБ № 2025

Сдано в набор 21.10.83.
Подписано в печать 21.06.84.
А10017. Формат 70×108¹/₁₆.
Бумага офсетная.
Гарнитура типа тайме.
Офсетная печать.
Усл. печ. листов 18,2.
Усл. кр.-отт. 68,62.
Уч.-изд. листов 20,61.
Тираж 50 000 экз.
Заказ 2855. Цена 2 р. 30 к.

Издательство «Мысль».
117071. Москва, В-71,
Ленинский проспект, 15.

Ордена Трудового Красного Знамени Калининский полиграфический комбинат Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. г. Калинин, пр. Ленина, 5.

Уважаемые читатели!

Книги издательства «Мысль» по экономике, философии, истории, географии можно приобрести во всех книжных магазинах страны, распространяющих общественно-политическую литературу, а также заказать через отделы «Книга—почтой» местных книготоргов.





4288

2 р. 30 к.

МОСКВА
МЫСЛЬ

