

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Научно-популярная серия

А. С. МОНИН

ПОПУЛЯРНАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

**Издание 2-е,
переработанное,
дополненное**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1980

М 77 Мопин А. С. Популярная история Земли.— М.: Наука, 1980.— 224 с., ил.— (Научно-популярная серия).

В книге излагаются в общедоступной форме современные сведения об истории нашей планеты, о росте ядра и эволюции оболочек, происхождении атмосфер и гидросферы, образовании и развитии океанической и континентальной земной коры, геологических процессах последних 600 млн. лет. Специальные главы посвящены истории жизни на Земле, палеомагнитным данным об изменении земного магнитного поля, об образовании и распаде суперконтинентов и движении континентов и полюсов и, наконец, истории климата, включая ледниковые периоды.

Книга представляет собой переработанное и дополненное издание книги «История Земли» (Л.: Наука, 1977).

19.4.4

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР

А. П. ЛИСИЦЫН

Андрей Сергеевич Мопин

ПОПУЛЯРНАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

**Утверждено к печати
редколлегией серии научно-популярных изданий
Академии наук СССР**

**Редактор издательства Л. И. Приходько. Художник М. М. Бабенко
Художественный редактор Н. А. Фильчагина
Технический редактор А. М. Сатарова. Корректор М. В. Борткова**

ИБ № 18458

**Сдано в набор 26.05.80. Подписано к печати 24.09.80
Т-15839. Формат 84×108^{1/2}. Бумага типографская № 2
Гарнитура обыкновенная. Печать высокая
Усл. печ. л. 11,76 Уч.-изд. л. 12,1 Тираж 50 000 экз. Тип. зак. 3184
Цена 40 коп.**

Издательство «Наука» 117864 ГСП-7, Москва, В-483, Профсоюзная ул., 90

**2-я типография издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10**

© Издательство «Наука», 1980 г.

0801—436
054(02)—80

6—80 НПЛ 1904040000

Сведения по истории Земли служат одной из основ нашего мировоззрения, входят в число главных доказательств материальности мира, объективности (независимости от нашего сознания) законов его развития и познаваемости этих законов. Поэтому сумму накопленных наукой знаний по истории Земли желательно сделать общедоступной.

Эту цель и преследует настоящая книга. Автор хотел бы адресовать ее широкому кругу читателей — прежде всего школьным учителям, а также лицам со средним образованием, интересующимся наукой и проблемами мировоззрения, и даже школьникам старших классов, поэтому в книге используются без дополнительных объяснений, как правило, только сведения, сообщаемые в школах.

Лиц, не являющихся профессиональными научными работниками, должно восхищать то множество знаний, которые удалось добыть. Профессионалы, наоборот, понимают, сколь велика еще мера нашего познания, и не удивительно, что в таком трудном деле, как расшифровка событий истории Земли, у специалистов имеются различные мнения по ряду вопросов. Обсуждать разноречивые мнения должны, конечно, сами специалисты, и вряд ли стоило бы рассказывать обо всех имеющихся разногласиях в данной книге. Поэтому автор решил ограничиться предупреждением читателей о наличии дискуссий лишь здесь, в предисловии, а далее в книге исходить из того, что в дискуссиях должны побеждать взгляды, которые складываются в достаточно широкую систему, охватывающую все основные стороны проблемы; с такими системами взглядов и следует знакомить широкого читателя. По мнению автора, подобной системой взглядов в области истории Земли в последние годы стала концепция движения континентов — *мобилизм*; она здесь и принята за основу изложения.

История Земли поражает воображение грандиозностью своих масштабов. Если возраст письменных источников сведений по истории человечества оценивается несколькими тысячелетиями, а остатков материальной культуры древних людей — десятками тысячелетий, то геологическая история оперирует сотнями миллионов и даже миллиардами лет; *возраст нашей планеты оценивается в 4,6 млрд. лет.*

Грандиозны явления, происходившие на поверхности Земли в течение ее геологической истории: движения, столкновения и расколы континентов, радикальные изменения распределения суши и моря, глобальные перемещения полюсов, образование гигантских горных систем и их постепенное разрушение под действием воды и ветра, развитие и исчезновение огромных материковых оледенений, возникновение жизни и ее эволюция от микроскопических водорослей до современных 150-тонных синих китов — крупнейших из существ, когда-либо живших на Земле.

Колоссальный труд геологов, палеонтологов и специалистов по изотопному анализу минералов позволил выявить и датировать основные этапы эволюции нашей планеты. Поразительно, как далеко в прошлое сумел пропикнуть пытливый ум человека! Расшифровка истории Земли — это одно из самых ярких подтверждений материалистического тезиса о познаваемости мира.

Классическая историческая геология располагала материалами только о континентальной земной коре и поневоле была вынуждена рассматривать океаны с точки зрения происходивших геологических событий лишь как «пустые места» между континентами; при этом предполагалось, что последние неизменно занимали одни и те же фиксированные места на земном шаре — *фиксизм*.

Последние десятилетия внесли чрезвычайно большой вклад в расшифровку основных этапов истории Земли. Были разработаны надежные методы оценки абсолютного возраста горных пород (с помощью изотопного анализа содержащихся в них минералов); их широкое применение, в том числе к обнаруженным во многих местах земного шара древним породам, позволило создать абсолютную геохронологию, простирающуюся в прошлое по меньшей мере на 3,5 млрд. лет.

Были найдены и датированы многочисленные следы древних **бесскелетных** живых существ; теперь каждый

образованный человек должен знать, что возраст *документированных следов жизни на Земле свыше 3 млрд. лет.*

Начатое в 1968 г. глубинное бурение дна океана позволило получить образцы океанских осадочных пород с возрастом до 160 млн. лет. Имеющаяся на дне океана глобальная система срединно-океанских хребтов оказывается осью растяжения океанского дна, дающего начало всем глобальным движениям земной коры, включая движения континентов. Таким образом, у нас на глазах геология из континентальной превращается в глобальную.

Научным работам свойственно наличие специальной терминологии. Термины, действительно необходимые, отражают новые понятия, создание которых является одним из главных элементов научного творчества. Чтобы познакомить читателей не только с существом, но и с формой научного мышления в области истории Земли, в тексте книги используется немало научных терминов, которые при их первом употреблении выделяются курсивом и сопровождаются пояснениями.

СОВРЕМЕННАЯ ЗЕМЛЯ

Форма, размеры, масса, моменты инерции, поле силы тяжести, магнитное поле, геотермический поток тепла. Сейсмическое зондирование. Оболочки Земли: атмосфера, гидросфера, земная кора (континентальная и океаническая), мантия (верхняя, включая литосферу и астеносферу, и нижняя), ядро (жидкое внешнее и твердое внутреннее)

Главное в истории планеты в целом — это эволюция ее внутренней структуры. Под структурой мы понимаем изменения с глубиной химического состава планетного вещества, его фазового состояния (газообразного, жидкого или твердого, в последнем случае — вида кристаллической решетки) и физических характеристик, прежде всего давления, температуры и плотности, а затем также упругости, вязкости, электропроводности и т. п.

Чтобы разобраться в том, как изменялась в течение истории Земли ее внутренняя структура, удобнее всего начать с менее трудной задачи — выяснения внутренней структуры Земли в современную эпоху. Но и эта задача оказывается трудной, так как прямые наблюдения и измерения мы можем проводить только на поверхности Земли, в атмосфере (теперь и в космосе), гидросфере и на небольших, всего до нескольких километров, глубинах в шахтах и скважинах в земной коре; о более глубоких слоях Земли приходится судить лишь по косвенным данным.

С помощью астрономических наблюдений, а также измерений на поверхности Земли и в космосе удалось определить форму и размеры Земли, ее массу и момент инерции, гравитационное и магнитное поля, тепловой поток из ее недр, химический состав и физические свойства в самых верхних ее слоях. Представим себе условную поверхность, наиболее близкую к не возмущенной ветрами и течениями поверхности Мирового океана.

Эта поверхность, называемая *геоидом*, очень близка к эллипсоиду вращения с экваториальным радиусом $r_0 = 6378,16$ км и полярным радиусом $r_n = 6356,78$ км, а потому со средним радиусом $r \approx 6371$ км (радиус равновеликой

сферы) и со сжатием $e = \frac{r_{\text{в}} - r_{\text{п}}}{r_{\text{э}}} = \frac{1}{298,258}$. Отклонения

геоида от этого *референц-эллипсоида* нигде не превосходят 100 м. Карта отклонений, приведенная на рис. 1, показывает, что геоид выше референц-эллипсоида в западной части Тихого, южной части Индийского и в северной части Атлантического океана и ниже референц-эллипсоида в Азии, Северной Америке и в тихоокеанском секторе Антарктиды.

Масса Земли (М) равна $5,98 \cdot 10^{27}$ триллионов т, средняя масса 1 см³ вещества Земли оказывается равной 5,52 г. Поскольку измеряемая прямыми методами плотность горных пород вдвое меньше (средняя плотность земной коры принимается равной 2,8 г/см³), ясно, что вещество в глубоких недрах Земли должно иметь плотность заметно больше указанной средней цифры.

Момент инерции Земли составляет треть (точнее, 0,3308) от произведения ее массы на квадрат ее среднего радиуса. Точнее, момент инерции *C* относительно оси вращения вследствие сплюснутости Земли вдоль этой оси имеет немного большее значение, чем момент инерции *A* относительно какой-либо из экваториальных осей:

$$\frac{C - A}{C} \approx 0,003273.$$

Ускорение силы тяжести на поверхности Земли удобно определять, приняв за единицу измерения 1 см/с², такая единица в честь Галилея носит название «гал». Существующие измерительные приборы — гравиметры — вполне допускают измерения с точностью в 0,001 гал (миллигал). Ускорение силы тяжести на экваторе в среднем равно $g_{\text{э}} = 978,049$ гал; в него уже включено (со знаком минус) центробежное ускорение, создаваемое вращением Земли, которое равно 3,392 гал. На полюсах центробежное ускорение отсутствует, и полное ускорение силы тяжести $g_{\text{п}}$ оказывается больше, чем на экваторе: $\frac{g_{\text{п}} - g_{\text{э}}}{g_{\text{э}}} \approx \frac{1}{189}$.

Отклонения ускорения силы тяжести в различных точках поверхности Земли от их стандартных значений на поверхности референц-эллипсоида называются *гравитационными аномалиями*; они нередко составляют десятки и даже сотни миллигал.

Наблюдения над стрелками компасов показывают, что Земля обладает *магнитным полем*. Единицей измерения

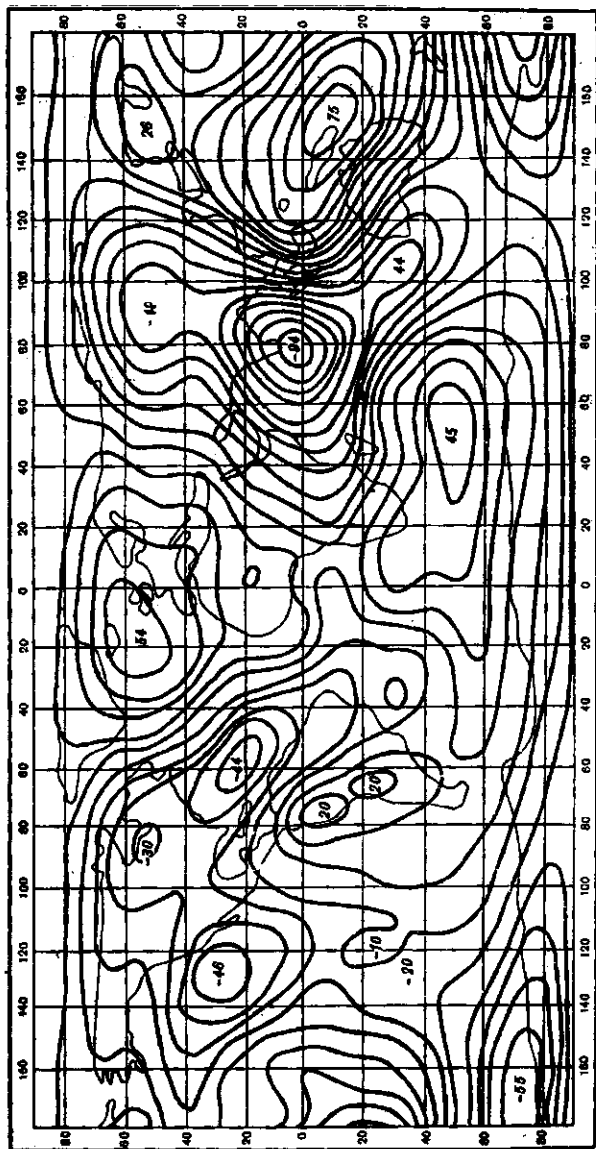


Рис. 1. Карта высот геоида (м) над референц-эллипсоидом

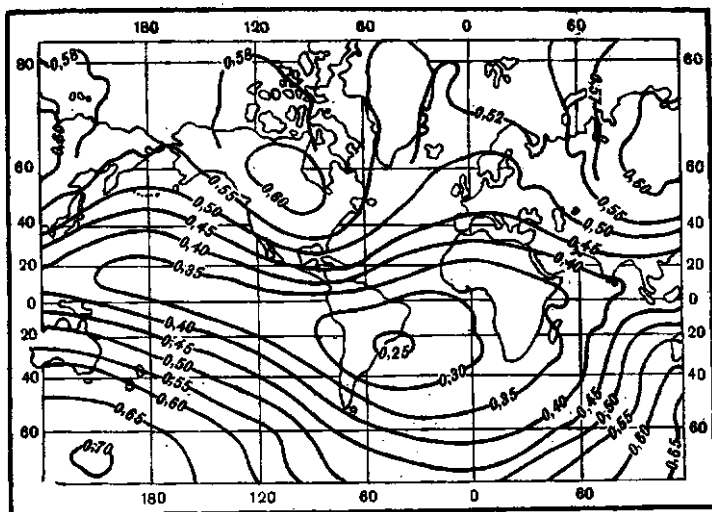


Рис. 2. Карта изолиний величины индукции геомагнитного поля (Гс) на 1945 г.

магнитной индукции служит гаусс; существующие приборы для измерения индукции геомагнитного поля — магнитометры — обеспечивают точность в $0,00001$ Гс (1 гамма). Измерения показали, что Земля является магнитом с южным полюсом (к которому притягивается северный конец стрелки компаса) около Гренландии (73° с. ш., 100° з. д.) и северным полюсом в австралийском секторе Антарктики (68° ю. ш., 143° в. д.), причем величина индукции геомагнитного поля максимальна у магнитных полюсов (она равна $0,7$ Гс у антарктического и $0,6$ Гс у гренландского полюсов) и минимальна вдоль магнитного экватора (где она меняется от $0,25$ Гс у восточных берегов Южной Америки до $0,42$ Гс в Индонезии; рис. 2).

Измерения в скважинах и шахтах на разных глубинах в континентальной земной коре показывают, что температура растет с глубиной со скоростью порядка 30 град/км; это так называемый *геотермический градиент* температуры. Умножив эту величину на коэффициент теплопроводности горных пород (порядка $0,005$ кал/см·с·град.), получим *геотермический поток тепла*. Измерения на суше дают для него значения $(1,2 \div 1,6) \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Аналогичные значения, хотя и с гораздо большим разбросом, получаются

и при измерениях в породах океанского дна (где разности температур на глубинах в десятки сантиметров под поверхностью дна измеряются при помощи так называемых термоградиентометров). Обычно за среднюю величину геотермического потока тепла принимают $1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с; для Земли в целом это дает ежегодную теплопотерю порядка 10^{28} эрг.

Наименьшие значения геотермического потока тепла ($0,9 \cdot 10^{-6}$) наблюдаются в самых древних областях континентов; в областях современного вулканизма (исключая вулканические очаги) он вырастает до $2,2 \cdot 10^{-6}$, а наибольших значений, до $8 \cdot 10^{-6}$, достигает около осей срединно-океанских хребтов.

Однако для определения внутренней структуры Земли перечисленных данных недостаточно, нужны еще дополнительные данные. Их получают главным образом методом сейсмического зондирования земных недр. Кроме того, используются электромагнитное зондирование и наблюдения приливов и собственных колебаний в твердой Земле.

Сейсмическое зондирование проводится для измерения характеристик упругости вещества в недрах Земли. Речь идет о двух характеристиках. Во-первых, все реальные тела при увеличении давления сжимаются и по закону Гука относительное уменьшение их объема при сжатии пропорционально приращению давления; коэффициент пропорциональности, называемый *модулем сжатия* (K), — это первая из интересующих нас характеристик. Во-вторых, твердые тела под действием касательного напряжения на их поверхности испытывают деформацию сдвига, по закону Гука пропорциональную напряжению; коэффициент пропорциональности, называемый *модулем сдвига*, или *жесткостью* (μ), — вторая характеристика упругости тела (у жидких или газообразных тел она равна нулю).

Если удастся измерить модуль сжатия вещества на разных глубинах в недрах Земли, то распределение плотности и давления по глубине можно рассчитать, допуская, что давление на данной глубине равно весу вышележащего вещества (и в первом приближении пренебрегая малыми поправками на температурное расширение вещества).

Измерению поддаются не сами модули K и μ в недрах Земли, а выражающиеся через них скорости $c_P = \left(\frac{K}{\rho} + \frac{4}{3} \frac{\mu}{\rho} \right)^{1/2}$ и $c_S = \left(\frac{\mu}{\rho} \right)^{1/2}$ продольных (P) и поперечных (S) упругих волн, распространяющихся в недрах Зем-

ли от очагов землетрясений или сильных взрывов (здесь ρ — плотность вещества). Волны P — это волны сжатия и разрежения (часто называемые звуковыми), в которых частицы среды колеблются вдоль направления движения волны; они способны распространяться и в твердых, и в жидких, и в газообразных средах. Волны S , в которых частицы среды колеблются поперек направления движения волны, могут распространяться только в твердых телах.

Непосредственно измеряются не скорости упругих волн c_p и c_s , а время их распространения от породивших их очагов до мест расположения сейсмографов, записывающих эти волны. При этом моменты времени и очаги землетрясений заранее неизвестны и должны быть рассчитаны задним числом по записям нескольких сейсмографов, расположенных в разных местах (в частности, это всегда относится к глубине очагов). Расчет скоростей c_p и c_s на разных глубинах по координатам очагов и времени распространения упругих волн — трудная задача, решаемая лишь с некоторой степенью неопределенности. Несмотря на все эти осложнения, сейсмологией накоплено большое количество данных, позволяющих сформулировать основные представления о внутренней структуре современной Земли.

Согласно геофизическим данным, современная Земля состоит из следующих разнородных слоев (оболочек).

1. *Атмосфера* — внешняя газовая оболочка, ограниченная снизу твердой или жидкой подстилающей поверхностью.

2. *Гидросфера* (в основном Мировой океан) — водная оболочка, частично покрывающая твердую Землю.

3. *Земная кора* (слой A) средней толщиной 33 км.

4. *Мантия* с нижней границей на глубине 2920 км, распадающаяся на *верхнюю* (слой B с нижней границей на глубине 410 км), *среднюю* (слой C с глубинами залегания 410—1000 км) и *нижнюю* (слой D с глубинами 1000—2920 км, распадающийся на собственно нижнюю мантию D' с глубинами 1000—2700 км и переходный слой между мантией и ядром D'' на глубинах 2700—2920 км). В слое B на глубинах около 100—300 км выделяется слой с пониженными жесткостью, скоростями c_p и c_s и вязкостью, называемый *астеносферой*; вышележащая часть слоя B вместе с земной корой называется *литосферой*.

5. *Ядро*, распадающееся на внешний жидкий слой E на глубинах 2920—4980 км, переходный слой F между внеш-

ним и внутренним слоями (4980—5120 км) и внутренний твердый слой *G* (5120—6371 км).

Охарактеризуем каждый из этих слоев в отдельности.

Атмосфера. С точки зрения теории климата она характеризуется главным образом массой и химическим составом. В настоящее время земная атмосфера содержит $5,3 \cdot 10^3$ триллионов т воздуха — около одной миллионной доли массы всей Земли. Давление воздуха на уровне моря в среднем равно $1,013 \text{ кг/см}^2$, а плотность $1,3 \cdot 10^{-3} \text{ г/см}^3$. С высотой плотность воздуха быстро убывает, так что три четверти массы атмосферы находятся ниже 10 км, 90% — ниже 15 км, 99% — ниже 30 км, 99,9% — ниже 50 км.

Сухой воздух состоит из 78,08% азота, 20,95% кислорода, 0,93% аргона, около 0,03% углекислого газа и малых количеств благородных газов и водорода. Важную роль в формировании погоды и климата играют так называемые *термодинамически активные примеси* (ТАП) — переменные составные части атмосферы, способные влиять на состояние воздуха и распределение по атмосфере притоков тепла.

Важнейшей ТАП в атмосфере Земли является вода, содержание которой, главным образом в виде водяного пара, в среднем равно 12,4 триллиона т (что эквивалентно слою осажженной воды в 24 мм, так что при среднем годовом количестве испарения и осадков в 780 мм водяной пар в атмосфере обновляется 32 раза в год, или каждые 11 дней). Водяной пар способен конденсироваться или сублимироваться на имеющихся в атмосфере частицах, образуя облака и туманы (с выделением больших количеств скрытого тепла). Насыщающая концентрация пара растет с температурой и обратно пропорциональна давлению; при нормальном давлении на уровне моря она меняется от 0,0236% при -30°C до 0,611% при 0°C и 4,24% при 30°C .

Водяной пар и особенно облачность резко влияют на потоки коротковолнового и длинноволнового излучения в атмосфере, внося, в частности, большой вклад в *парниковый эффект*, т. е. в способность атмосферы пропускать солнечную радиацию до подстилающей поверхности, но поглощать собственное тепловое излучение подстилающей поверхности и нижележащих атмосферных слоев (благодаря этому эффекту температура в атмосфере растет с глубиной и ее нижние слои оказываются теплыми).

Наконец, облака способны к неустойчивости со слипанием облачных частиц и выпадением осадков (эти процессы происходят быстрее, чем испарение влаги с подстилающей поверхности, вследствие чего атмосфера в целом далека от насыщения водяным паром, несмотря на то, что две трети ее нижней границы образованы поверхностью воды). *Водяные облака и осадки являются специфической особенностью погоды на Земле.*

Другими ТАП в атмосфере являются углекислый газ (вносящий вклад в парниковый эффект), озон и взвешенные частицы (аэрозоль). Озон в атмосфере содержится в переменном количестве, порядка одной миллионной доли, в основном на высотах 10—30 км, где он образуется из молекулярного кислорода в результате фотохимических процессов под действием ультрафиолетовой радиации Солнца. Почти вся ультрафиолетовая радиация, губительная для живых организмов, при этом поглощается, так что озон обеспечивает существование жизни на суше. Аэрозоль может рассеивать солнечную радиацию, уменьшая прямую радиацию на подстилающей поверхности, но зато увеличивая рассеянную и, по-видимому, мало меняя их сумму. Однако он может и поглощать солнечную радиацию и, переизлучая инфракрасную, увеличить парниковый эффект. Эти процессы изучены еще недостаточно.

Средняя температура воздуха у земной поверхности в наше время равна 15° С. В нижних 10 км атмосферы она уменьшается с высотой на 6,5° С за каждый километр, выше (в стратосфере) остается приблизительно постоянной, около -50° С, а еще выше, где атмосфера становится чрезвычайно разреженной, температура растет. До 105—120 км благодаря перемешиванию атмосфера однородна по составу, а выше становится заметным разделение газов — тяжелые остаются внизу, а легкие поднимаются вверх. Выше 600 км возможна утечка газов в космическое пространство. Она возрастает с увеличением температуры и с уменьшением веса молекул. Согласно теоретическим оценкам при температуре 2000° С время полной утечки водорода составляет 1800 лет, а гелия — 24 млн. лет. Температуры такого порядка на высотах в несколько сот километров в атмосфере, по-видимому, возможны, и этим может объясняться почти полное отсутствие водорода и гелия в атмосфере Земли.

Гидросфера. Ее масса ($1,46 \times 10^6$ триллионов т жидкой воды и льда) в 275 раз больше массы атмосферы, но со-

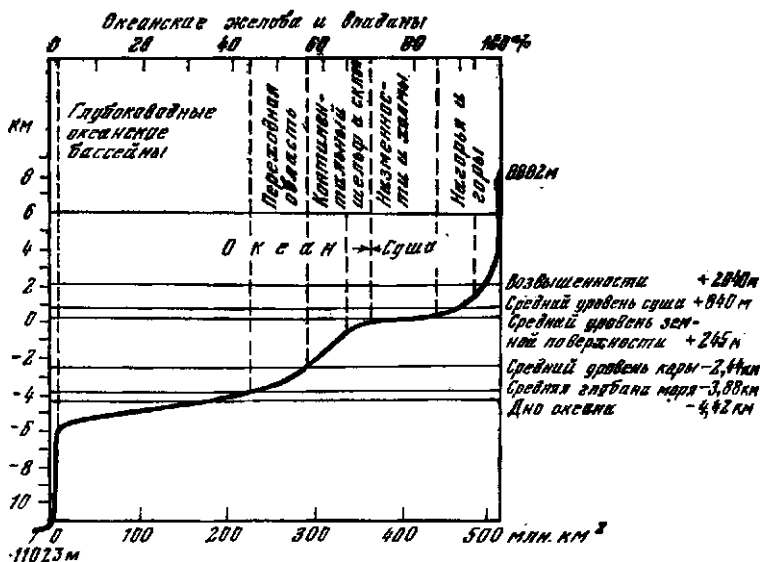


Рис. 3. Гипсографическая кривая поверхности земной коры (по Г. Дитриху)

ставляет лишь одну четырехтысячную долю массы всей Земли. Около 94% массы гидросферы составляют соленые воды Мирового океана, из оставшихся 6% гидросферы три четверти приходится на подземные воды и четверть — на ледники Антарктиды и Гренландии (их растопление повысило бы уровень Мирового океана на 80 м); на остальные ледники и озера приходится очень малая доля массы гидросферы.

Рассмотрим главную часть гидросферы — Мировой океан. Он покрывает 70,8% поверхности земного шара и имеет среднюю глубину 3880 м. Окаймляющая континенты мелководная зона океанов с глубинами до 200 м (*материковая отмель, или шельф*), как правило, узка — она занимает только 7,6% площади Мирового океана. Далее идет довольно крутой *материковый склон* с глубинами 200—3000 м (15,2% площади океана). *Ложе океана* с глубинами > 3 км занимает 77,1% площади океана; половина ложа имеет глубины 4—5 км, а глубины > 6 км (глубоководные желоба) составляют < 1% площади океана. Доли площади, приходящиеся на разные глубины и высоты, дают гипсографическую кривую поверхности твердой Зем-

ли (рис. 3). Наибольшая глубина Мирового океана обнаружена экспедицией Института океанологии АН СССР на научно-исследовательском судне «Витязь». Она находится в Марианском желобе и равняется 11023 м.

Мировой океан несколько условно делит на четыре части: Тихий океан (52,8% массы и 49,8% площади Мирового океана, средняя глубина 4028 м), Атлантический океан (24,7% массы и 25,9% площади, средняя глубина 3627 м), Индийский океан (21,3% массы и 20,7% площади, средняя глубина 3897 м) и Северный Ледовитый океан (1,2% массы и 3,6% площади, средняя глубина 1296 м). Здесь к океанам отнесены соответствующие секторы Антарктики, а также прибрежные моря, составляющие в сумме 3% массы и 10% площади Мирового океана; Средиземное, Черное и Каспийское моря условно отнесены к Атлантическому океану.

С гидродинамической точки зрения целесообразно дальнейшее деление океанов на *котловины*, разделяемые подводными хребтами, прежде всего так называемыми *срединно-океанскими хребтами*, показанными на рис. 4, которые образуют непрерывную глобальную цепь длиной около 60 тыс. км и занимают около трети площади океанов. Эти хребты возвышаются над дном котловины на 3—4 км и нарушают непрерывность глубинной циркуляции океанских вод.

В водах океана растворено в среднем 3,472% солей. Поскольку в растворе они распадаются на положительные и отрицательные ионы (называемые соответственно *катионами* и *анионами*, так как при опускании в воду электродов положительные ионы будут двигаться к катоду, а отрицательные к аноду), поэтому лучше указывать не солевой, а ионный состав морской воды. Главными катионами в ней являются Na^+ (1,076%), Mg^{2+} (0,13%), Ca^{2+} (0,041%), K^+ (0,039%) и Sr^{2+} (0,001%), а главными анионами — Cl^- (1,935%), SO_4^{2-} (0,27%), HCO_3^- (0,014%), Br^- (0,007%) и CO_3^{2-} (в среднем 0,007%). Катионов немного больше, так что морская вода имеет слабощелочную реакцию. Ее принято характеризовать *водородным показателем* pH — взятым с обратным знаком десятичным логарифмом концентрации ионов водорода (H^+) в грамм-ионах на литр; для кислого раствора $\text{pH} < 7$, нейтрального $\text{pH} = 7$ и щелочного $\text{pH} > 7$. В морской воде pH обычно изменяется в пределах 7,5—8,5.

В морской воде растворен также ряд газов, причем бо-

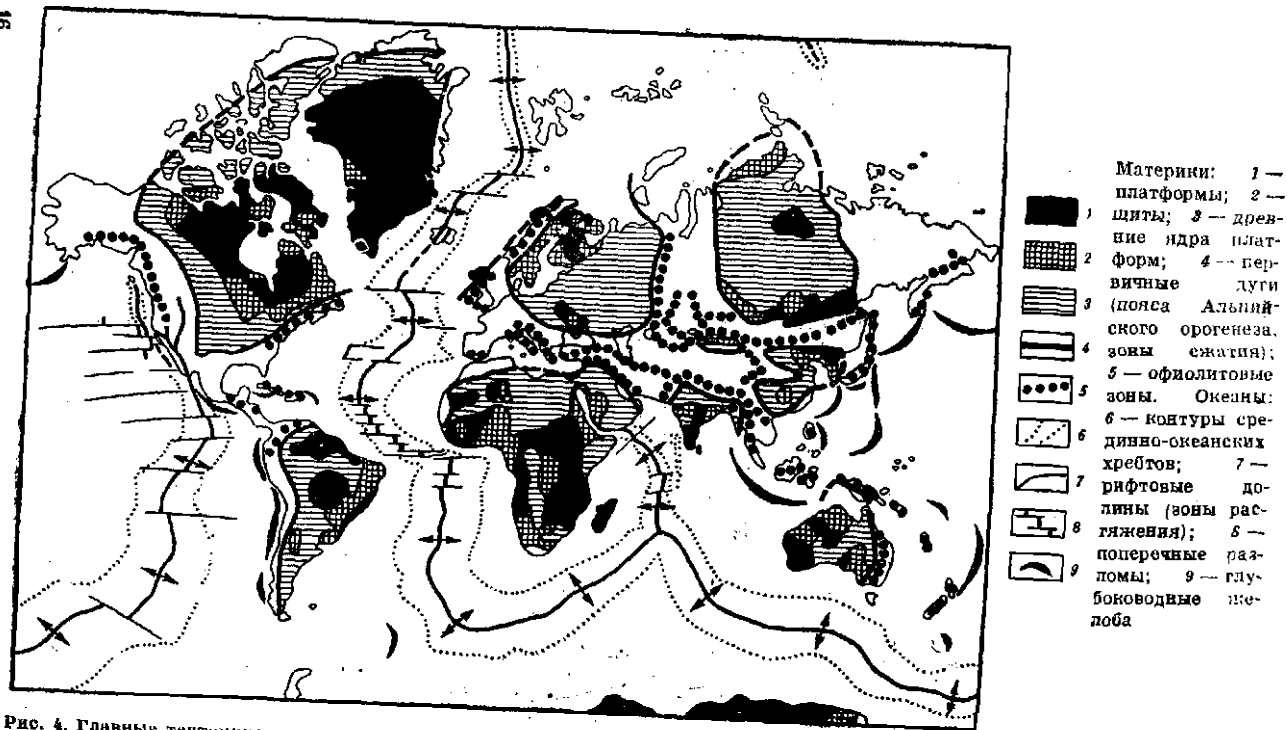


Рис. 4. Главные тектонические структуры современной Земли

лее пресные и более холодные воды поглощают больше газов. В верхнем слое океана при равновесии с атмосферой в 1 л воды содержится в среднем 50 мл CO_2 , 13 мл N_2 , 2—8 мл O_2 , 0,32 мл Ar и малые количества других благородных газов. Всего в океане при равновесии с атмосферой растворено 140 триллионов т CO_2 — почти в 60 раз больше его содержания в атмосфере (равного 2,6 триллионов т), а растворенного кислорода — лишь 8 триллионов т — в 130 раз меньше его содержания в атмосфере.

Содержание растворенной углекислоты — это главный фактор, определяющий pH морской воды. В океане оно поддерживается около одного и того же уровня благодаря равновесию между нерастворимым карбонатом кальция CaCO_3 и растворимым бикарбонатом $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$; при недостатке CO_2 «лишний» бикарбонат превращается в карбонат и выпадает в осадок, а при избытке CO_2 карбонат превращается в бикарбонат и растворяется. Вторым из этих процессов всегда идет в холодных водах океана на глубине в среднем >4 км — на таких глубинах на дне не может образовываться карбонатных осадков. Первый же процесс, происходящий, например, в самых верхних слоях океана при поглощении CO_2 фотосинтезирующими зелеными водорослями, приводит к образованию на глубинах <4 км карбонатных осадков, т. е. к «захоронению» углерода в настоящее время со скоростью около 250 млн. т в год (по А. П. Виноградову). Полное количество «захороненного» таким путем углерода оценивается в $5 \cdot 10^4$ триллионов т.

Земная кора. Это верхний слой твердой Земли, отделенный от нижележащих слоев так называемой *поверхностью Мохоровичича*, при переходе через которую сверху вниз меняется химический состав вещества и происходит скачкообразное увеличение скорости распространения упругих волн (волн P — от 6,8—7,3 в некоторых регионах — от 7,4—7,7 до 8,1—8,4 км/с, а волн S — от 3,7—4,1 до 4,4—4,7 км/с).

Если принять среднюю мощность коры равной 33 км, а среднюю плотность вещества в ней — $2,8 \text{ г/см}^3$, то масса коры получится равной $4,7 \cdot 10^7$ триллионов т (около 0,8% массы всей Земли).

Породы земной коры по своему происхождению делятся на три следующих типа:

1) *изверженные*, образовавшиеся в результате застывания расплавленной магмы;

2) *осадочные*, возникшие путем осаждения на дно водных бассейнов частиц пород, разрушенных действием ветра, воды и других агентов и перенесенных в водные бассейны реками или ветрами, а также растворенных веществ и остатков организмов;

3) *метаморфические*, сформировавшиеся из изверженных и осадочных пород в результате их сильного изменения и перекристаллизации (с возможным притоком или оттоком только углекислоты и воды), главным образом под действием высокой температуры и большого давления в глубоких слоях земной коры.

Изверженные породы классифицируются по количеству содержащегося в них кремнезема, т. е. двуокиси кремния SiO_2 . При наличии не более 45% SiO_2 породы называются ультраосновными, или гипербазиитами. Главные минералы в них — оливины и пироксены. Наиболее чистой оливиновой породой является дунит, менее чистые разновидности называются перидотитом.

Породы, содержащие 45—55% SiO_2 , именуются основными. Это мелкозернистые базальты и крупнозернистые габбро и эклогиты. Главные минералы — кальциевый полевой шпат плагиоклаз — авортит и пироксены.

При 55—65% SiO_2 породы называются промежуточными. Это мелкозернистые андезиты и трахиты и крупнозернистые диориты, гранодиориты, сиениты и гнейсы. Главные минералы — натриевый и калиевый полевые шпаты плагиоклаз-альбит и ортоклаз.

Наконец, при содержании более 65% SiO_2 породы называются кислыми. Это мелкозернистые риолиты и крупнозернистые граниты и гнейсы. Главные минералы — ортоклаз и кварц.

Осадочные породы — это конгломераты, песчаники, сланцы и осадки; последние включают глины, известняки (содержащие главным образом углекислый кальций), доломиты, гипсы, ангидриты, соли.

Кора состоит из легкоплавких силикатов с преобладанием алюминиевых — *сиаль*. Концентрации основных химических элементов в земной коре, по А. П. Виноградову, показаны на рис. 5. Больше всего в коре кислорода (49,13%), кремния (26%) и алюминия (7,45%). Наиболее распространенный элемент — кислород — содержится в коре, конечно, не в свободном виде, а в форме окислов: в коре в среднем 58% SiO_2 , 15% Al_2O_3 , 8% FeO и Fe_2O_3 , 6% CaO , по 4% MgO и Na_2O , 2,5% K_2O и т. д. Спе-

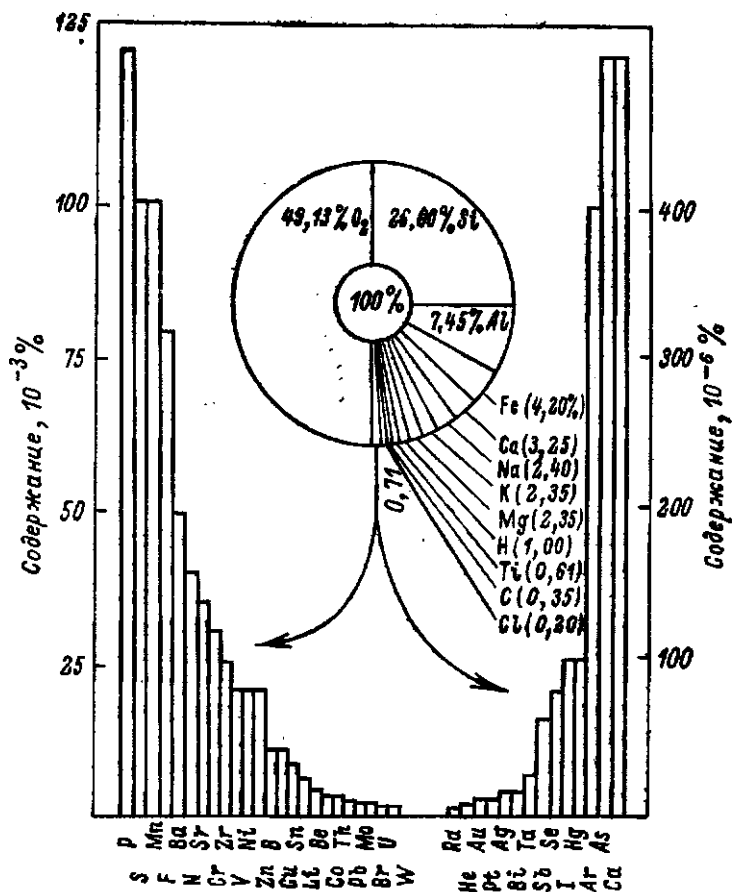


Рис. 5. Химический состав земной коры (по А. П. Виноградову)

циально следует подчеркнуть содержание главных долгоживущих радиоактивных изотопов урана (^{238}U и ^{235}U), тория (^{232}Th) и калия (^{40}K). Их концентрации в разных породах коры различны, но отношения ($\text{Th}/\text{U} \sim 4$ и $\text{K}/\text{U} \sim 10^{-4}$) приблизительно постоянны; больше всего их в гранитах (концентрация урана достигает $4,75 \cdot 10^{-6}$), вдвое меньше в осадочных породах ($2,5 \cdot 10^{-6}$), еще меньше в базальтах ($6 \cdot 10^{-7}$) и меньше всего в перидотитах ($1,6 \cdot 10^{-8}$) и дунитах ($1 \cdot 10^{-9}$).

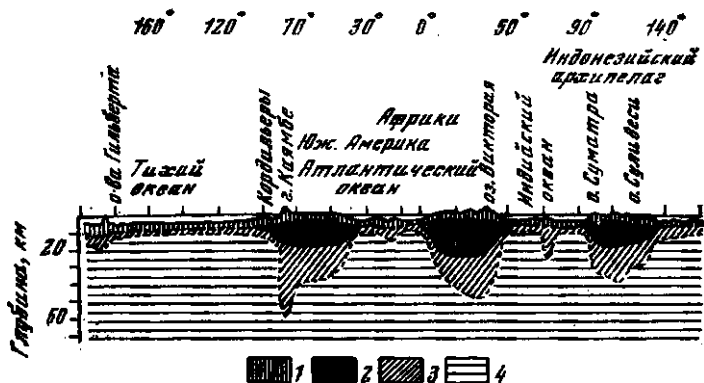


Рис. 6. Экваториальный разрез земной коры (по Р. М. Деменицкой)

1 — осадки; 2 — граниты; 3 — базальты; 4 — мантия

Приводившиеся цифры относились к земной коре в целом. Однако континентальная кора резко отличается от океанской — ее мощность значительно больше (25—75 км против 6—8 км); она содержит так называемый *гранитно-метаморфический слой*, отсутствующий в океанской коре; отличается и по некоторым формам рельефа. Общее представление о структуре земной коры дает ее экваториальный разрез, приводимый на рис. 6.

Опишем типичный разрез континентальной коры. Ее верхний слой средней мощностью 3 км образуют осадочные породы плотностью $2,5 \text{ г/см}^3$, в которых скорость распространения волн P растет с глубиной от 2 до 5 км/с. Далее идет гранитно-метаморфический слой средней мощностью 17 км с плотностями $2,6\text{—}2,8 \text{ г/см}^3$ и скоростями $c_p = 5,5\text{—}6,5 \text{ км/с}$ (по некоторым данным, он отделяется от нижележащего слоя заметной границей, которую называют поверхностью Конрада); в этом слое сосредоточена основная радиоактивность земной коры. Наконец, ниже находится так называемый базальтовый слой средней мощностью 15 км с плотностью $2,9\text{—}3,3 \text{ г/см}^3$ и скоростями $c_p = 6,4\text{—}7,3 \text{ км/с}$.

Совсем иначе выглядит типичный разрез океанской коры. Под слоем рыхлых осадков средней мощностью 0,7 км со скоростями $c_p = 1,5\text{—}1,8 \text{ км/с}$ в ней выделяют так называемый второй слой средней мощностью 1,7 км со скоростями $c_p = 2,1\text{—}5,5 \text{ км/с}$ — по-видимому, преиму-

щественно базальты. Ниже находится третий слой средней мощностью около 5 км со скоростями $c_p \approx 6,7$ км/с, состоящий, вероятно, в основном из серпентинитов, образующихся при гидратации (реакции с водой) горячих мантийных гипербазитов.

Отметим два типа форм рельефа, специфических для поверхности океанской коры. Это, во-первых, уже упоминавшиеся срединно-океанские хребты (рис. 4 свидетельствует, что они являются срединными в Атлантическом и Индийском океанах, в Тихом же океане соответствующий хребет проходит по южной и восточной периферии). Эти хребты сложены базальтами, на их осях имеются *рифтовые долины* — провалы с крутыми стенками, на дне которых поверхность Мохоровичича, выклинивающаяся к осям хребтов, выходит на поверхность дна. В отличие от горных хребтов геосинклинальных подвижных поясов суши, являющихся зонами бокового сжатия земной коры, срединно-океанские хребты являются зонами ее растяжения. Во-вторых, для океанов специфичны узкие глубоководные желоба, также показанные на рис. 4. Их ширина исчисляется всего десятками километров, а длина — сотнями и даже тысячами километров. Глубины желобов 9—11 км являются наибольшими в Мировом океане. Располагаются они на перифериях океанов, в ряде случаев окаймляя с океанской стороны островные дуги. Таковы, например, Курило-Камчатский и Алеутский желоба. Перуано-Чилийский желоб, наоборот, окаймляет непосредственно континент. Над континентальными склонами желобов наблюдаются отрицательные гравитационные аномалии порядка 100—200 мгал; с обеих сторон от них, особенно с континентальной стороны, протягиваются полосы более слабых положительных аномалий.

Литосфера и астеносфера (верхняя мантия). По имеющимся данным, на глубинах 60—250 км базальты могут быть расплавленными. Этот близкий к плавлению или даже содержащий расплавы легкоплавких пород в твердом скелете тугоплавких пород ослабленный (т. е. обладающий пониженной прочностью) слой называется *астеносферой*. Ее существование было обнаружено Б. Гутенбергом по уменьшению в ней скоростей распространения упругих волн. Под континентами она занимает глубины в среднем 120—250 км, под океанами — 60—400 км, а под осями срединно-океанских хреб-

тов подходит к поверхности дна. Вязкость веществ в астеносфере в сотни или даже тысячи раз меньше, чем в вышележащем жестком слое — литосфере.

Для более полного понимания состояния вещества на глубинах пужно знать его химический и минералогический состав. Предполагается, что мантия Земли состоит из тугоплавких силикатов с преобладанием магниевых — *сима*. А. Рингвуд предложил для вещества мантии минералогическую модель пиrolита — смесь трех частей альпийского перидотита и одной части гавайского базальта.

Многое о структуре литосферы можно почерпнуть из данных об очагах землетрясений. Во-первых, очаги большинства землетрясений (72%) находятся в литосфере, из них немного больше половины — в верхних 30 км; землетрясений с очагами на промежуточных глубинах (80—300 км) — 22%, на больших глубинах (350—720 км) — только 6%. Во-вторых, на карте (рис. 7), где нанесены очаги около 29 500 умеренных и сильных землетрясений, зарегистрированных в 1961—1967 гг., видно, что подавляющее большинство очагов находится в узких подвижных поясах — Альпийско-Гималайском, Тихоокеанском и в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов, Байкала и Кенин, а разделяемые этими подвижными поясами *литосферные плиты* практически асейсмичны.

Очаги всех землетрясений в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов (и на поперечных им *трансформных разломах*, см. рис. 4) неглубоки — не глубже 40 км, большинство же очагов имеет глубины 5—10 км. Почти все землетрясения с очагами глубже 100 км происходят вдоль глубоководных желобов, с их континентальной стороны (а также, в порядке исключения, в Памиро-Гиндукушском районе); там же находится большинство действующих вулканов (рис. 8).

На основании сейсмических и некоторых других данных выделяются прежде всего шесть крупных литосферных плит: Евроазиатская, Африканская, Индоавстралийская, Тихоокеанская, Американская и Антарктическая. Далее, из Евроазиатской выделяют Китайскую, из Африканской — Аравийскую, из Тихоокеанской — плиту Назка. Наконец, некоторые авторы рассматривают в качестве самостоятельных плиты Кокос, Карибскую, Горда, Филиппинскую, Бисмарк, Соломонову, Фиджи, Иранскую, Турецкую, Эллинскую и Адриатическую, а

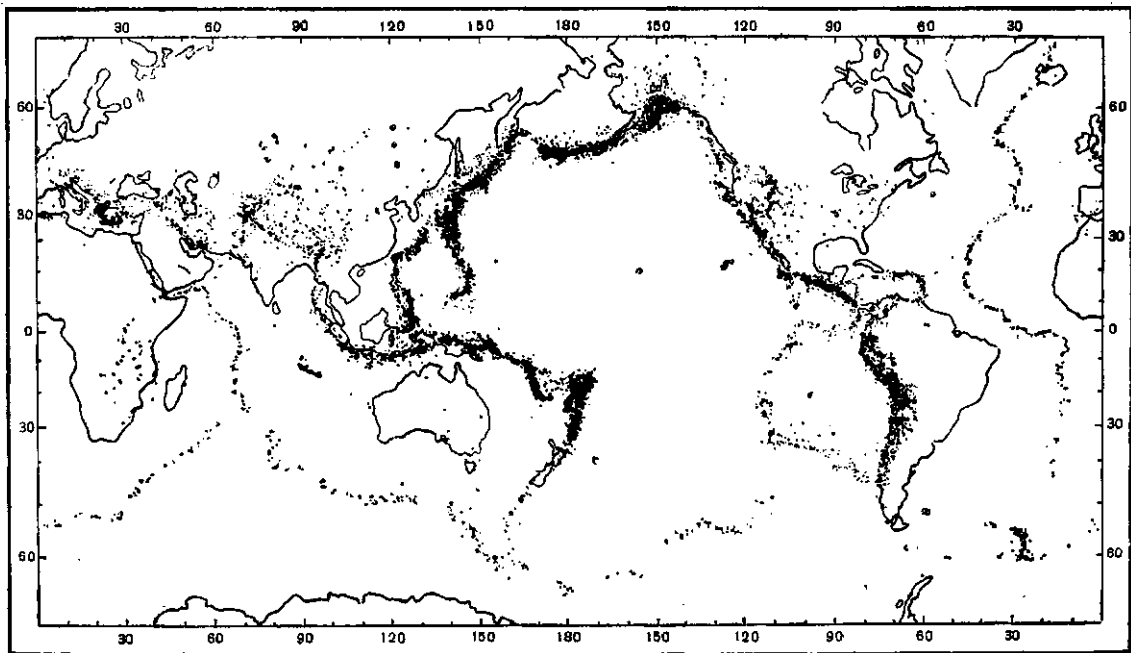


Рис. 7. Очаги умеренных и сильных землетрясений, зарегистрированных в 1961—1967 гг.

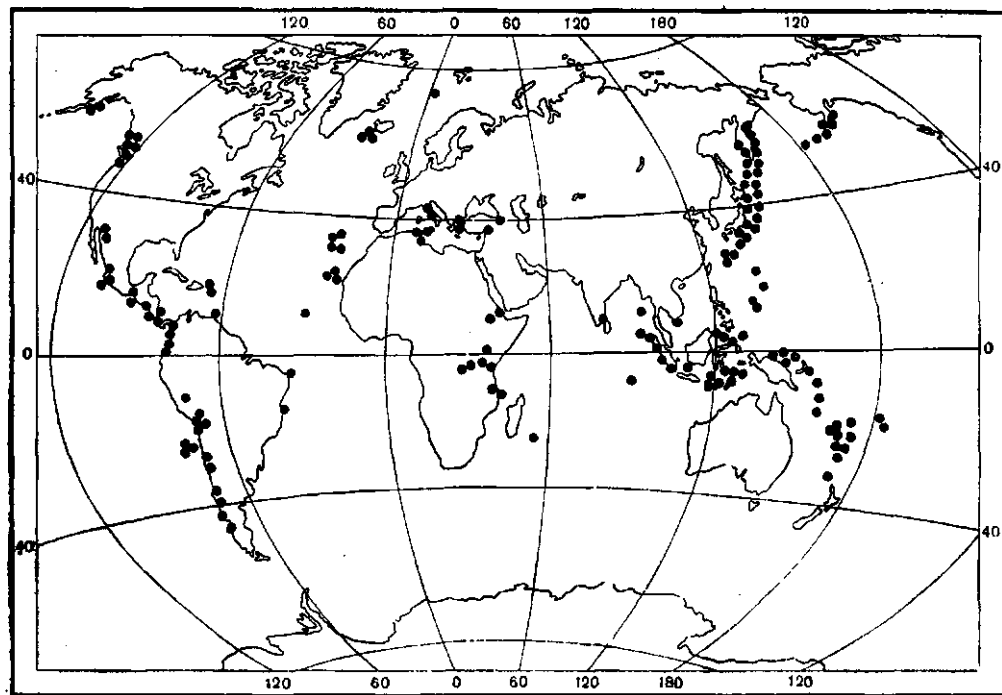


Рис. 8. Расположе-
ние действующих
вулканов на земном
шаре

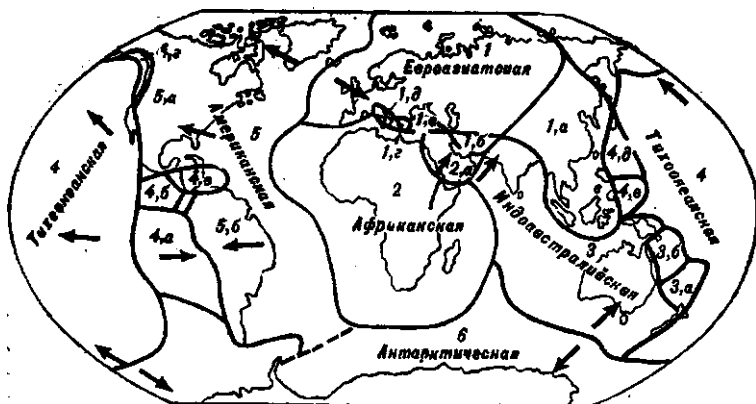


Рис. 9. Литосферные плиты

1 — Евразийская (1, а — Китайская; 1, б — Иранская; 1, в — Турецкая; 1, г — Эллинская; 1, д — Адриатическая); 2 — Африканская (2, а — Аравийская); 3 — Индоавстралийская (3, а — Фиджи; 3, б — Соломонова); 4 — Тихоокеанская (4, а — Наза; 4, б — Кокос; 4, в — Карибская; 4, г — Горда; 4, д — Филиппинская; 4, е — Бисмарк); 5 — Американская (5, а — Североамериканская; 5, б — Южноамериканская); 6 — Антарктическая

иногда также различают Североамериканскую и Южноамериканскую. Эти плиты показаны на рис. 9.

Мантия. Верхняя мантия (слой *B*), включающая подкорковую литосферу и астеносферу, отделена от средней мантии (слоя *C*, называемого также *слоем Голицына*) границей на глубине около 410 км, при переходе через которую сверху вниз сейсмические скорости резко возрастают.

Предполагают, что на этой глубине кристаллическая решетка некоторых минералов пиролита перестраивается в сторону более плотной упаковки атомов — оливины переходят в структуру шпинели с возрастанием плотности на 7—10%, а пироксен — в гранаты с увеличением плотности на 10%. На глубине около 650—700 км в слое Голицына наблюдается еще одно возрастание скорости распространения сейсмических волн, которое связывают с переходом кристаллической решетки кварца в более плотно упакованную решетку стишверита.

Слой Голицына отделен от нижней мантии (слоя *D'*) границей на глубине около 1000 км, где возрастание скоростей распространения сейсмических волн с глубиной резко замедляется. Считают, что в слое *D'* это более мед-

ленное возрастание скоростей создается уже не перестройкой кристаллических решеток, а простым сжатием вещества под действием растущего давления. Между пижней мантией и ядром, по-видимому, имеется переходный слой D'' толщиной около 200 км, в котором возможно некоторое убывание скоростей сейсмических волн с глубиной. Дискутируется вопрос о наличии на границе между мантией и ядром неровностей или неоднородностей.

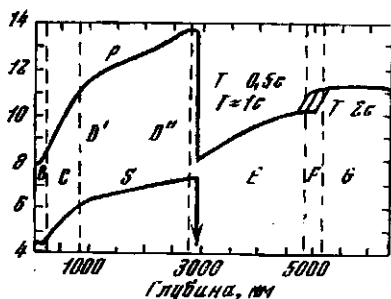
Ядро. Внешний слой (слой E на глубинах 2920—4980 км объемом 15,16% и массой 29,8% всей Земли) пропускает продольные, но не поперечные сейсмические волны. По этой причине считается, что слой E находится в расплавленно-жидком состоянии. Об этом же свидетельствуют данные: о приливных колебаниях внутри Земли (если бы вся Земля была твердой, то приливные колебания на ее поверхности были бы слабее фактически наблюдаемых); о нутационных колебаниях земной оси с периодом около суток (которые без жидкого ядра были бы невозможными); о так называемых *чандлеровских колебаниях полюсов* (т. е. колебаниях Земли в целом относительно ее оси вращения) с периодом около 1,2 года.

Переходный слой F между внешним и внутренним ядром имеет толщину около 140 км. Внутреннее ядро имеет радиус 1250 км, объем около 0,7% и массу около 1,2% всей Земли. Продольные сейсмические волны проходят через него с большими скоростями, по сведениям последних лет $c_p = 11,1—11,4$ км/с. В то же время данные об отражениях волн P от поверхности внутренней части ядра, а также регистрация сейсмических волн Аляскинского землетрясения 1964 г. показывают, что через нее проходят и поперечные волны (имея здесь довольно малые скорости $c_s \approx 3,6$ км/с); по этим данным внутренняя часть ядра является твердым телом, по-видимому, близким к плавлению.

Распределение скоростей сейсмических волн по глубинам в мантии и ядре Земли показано на рис. 10. Распределение по глубинам давления и плотности по модели «Земля-2» В. П. Жаркова, В. П. Трубицына и П. В. Самсоенко (а также температуры по ориентировочным данным) приведено в табл. 1.

Давление должно меняться с глубиной непрерывно, а плотность (и некоторые другие характеристики состояния вещества, такие как модули сжатия и сдвига и скорости распространения сейсмических волн; см. рис. 10) может испытывать и скачкообразные изменения — глав-

Рис. 10. Распределение скоростей сейсмических волн P и S (в усл. ед.) по глубинам в мантии и в ядре Земли (по Б. Гутенбергу)



ный такой скачок происходит при переходе из нижней мантии во внешний слой ядра, где плотность возрастает почти вдвое.

Еще в конце прошлого века высказывалось предположение, что земное ядро, как и железные метеориты (содержащие 89,1% Fe, 7,2% Ni и 3,7% FeS), состоит из железоникелевого сплава — *нифе*. Для объяснения измеренных астрономами средних плотностей вещества Меркурия, Венеры, Марса и Луны (при условии существования у них железных ядер) надо было отказаться от привлекательной космогонической гипотезы об одинаковом химическом составе планет земной группы, т. е. одинаковом содержании в них железа. Пытаясь отстоять гипотезу, В. Н. Лодочников и затем В. Рамзей предположили, что ядра планет земной группы, как и их мантии,

Таблица 1

Давление, плотность и температура в недрах Земли

Глубина, км	Давление, Мбар	Плотность, г/см ³	Температура, °C
30	0,084	3,32	700
100	0,31	3,38	1500
200	0,065	3,46	1950
413,3	0,130	3,64	2400
1047	0,399	4,58	2800
2000	0,889	5,12	3000
2920	1,386	5,56—10,08	4300
3955	2,445	11,46	5250
4991	3,239	12,28	6050
6371	3,657	12,68	6300

состоят из силикатов, но в особо плотном металлизированном состоянии. Однако детальные расчеты показали, что гипотезу об одинаковом химическом составе этих планет сохранить не удастся. Более того, и некоторые теоретические расчеты, а также опыты группы Л. В. Альтшулера по ударному сжатию ряда веществ не подтвердили гипотезу металлизации силикатов при физических условиях, свойственных ядрам планет земной группы; наоборот, эти опыты дали свидетельства в пользу высокого содержания железа в земном ядре. Правда, оказалось, что плотность железа и тем более железоникелевого сплава немного больше, а скорость c_p в них заметно меньше, чем нужно для земного ядра. Поэтому в железное ядро надо добавить более легкие химические элементы. Перебрав самые подходящие из них (O, S, Si, Al), О. Г. Сорохтин (1971) призвал наиболее вероятным кислород и подобрал по плотности внешнего слоя ядра его химический состав (Fe_2O), совместимый со структурой электронных оболочек железа при соответствующих давлениях.

Таким образом, Земля представляет собой сложную механическую систему — вращающийся толстостенный шар (мантия) с внутренней полостью, заполненной жидкостью (слой E), в которой плавает небольшое шарообразное твердое ядро G , удерживаемое в центре системы силами ньютоновского тяготения и могущее вращаться иначе, чем мантия.

И внешний слой, и внутренняя часть ядра обладают большой электропроводностью (для их электрического сопротивления обычно принимают значение $0,0003 \text{ Ом} \cdot \text{см}$). Поэтому движения жидкости во внешнем слое и вращение внутренней части ядра суть движения проводников в геомагнитном поле. По законам физики эти движения должны порождать электрические токи, магнитное поле которых может прибавляться к начальному полю и усиливать его. Согласно современным воззрениям, именно динамо-механизм, возможный благодаря наличию жидкого внешнего ядра, создает геомагнитное поле. К обсуждению этого вопроса мы еще вернемся в главе 8.

ЕСТЕСТВЕННАЯ ПЕРИОДИЗАЦИЯ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Возрасты изверженных пород. Тектоно-магматические эпохи. Основная геохронологическая схема: катархей, архей, афебий, рифей, фанерозой. Основные этапы формирования земной коры

Совокупность результатов определения возрастов изверженных пород показывает, что у этих возрастов имеется тенденция группироваться по сравнительно коротким эпохам (длительностью в миллионы лет), отделенным друг от друга гораздо более длинными эрами (до 150—500 млн. лет). Иначе говоря, в истории Земли чередовались короткие эпохи с повышенной магматической активностью и длительные эры с пониженной магматической активностью (под магматизмом мы здесь подразумеваем и вулканизм, приводящий к образованию *эффузивов*, т. е. излияний на поверхность Земли глубинных магм через жерла вулканов, и плутонизм, приводящий к образованию *интрузий*, т. е. вторжений в верхние слои земной коры магм, возникших в более глубоких слоях).

Согласно геологическим данным магматизм является спутником некоторых видов тектонической активности, т. е. движений земной коры.

Подвижные пояса земной коры можно разделить на два типа: зоны сжатия и зоны растяжения земной коры. Рассмотрим пока зоны сжатия. На первой стадии развития подвижного пояса типа зоны сжатия образуется прогиб земной коры, в него наступает (трансгрессирует) море и накапливаются большие толщи осадков. При этом возникает подводный вулканизм, преимущественно в форме излияний глубинных базальтовых лав, а с ними соседствуют ультраосновные породы, в результате чего формируется так называемая офиолитовая ассоциация пород.

На второй (орогенной, т. е. горообразующей) стадии развития подвижного пояса типа зоны сжатия преобладают относительно быстрые поднятия земной коры, сопровождающиеся складками, горизонтальными сдвигами, надвигами, разрывами, землетрясениями, отступанием (регрессией) моря и приводящие к перерывам в накопле-

нии осадков и нарушениям согласного залегания осадочных слоев (нормального напластования). Развивается плутонизм с крупными гранитоидными интрузиями (баколитами). В результате орогенеза возникают и нарастают утолщенные области континентальной земной коры, обладающие повышенной жесткостью и стабильностью (континентальные платформы).

Связь магматизма с тектонической активностью земной коры позволяет считать эпохи усиленного магматизма также эпохами повышенной тектонической активности. Таким образом, данные о возрастах изверженных пород показывают, что тектоническая активность Земли непостоянна во времени: имеется тенденция к чередованию коротких эпох повышенной тектонической активности с длительными эрами относительного покоя. Эпохи повышенной активности естественно признать главными событиями в тектонической истории Земли; следовательно, возникает естественная периодизация истории Земли по признаку ее тектонической активности.

Таким образом, достаточно представительная сводка данных о возрасте изверженных пород является своего рода календарем главных событий в тектонической истории Земли. Одну из последних сводок такого типа опубликовал В. Е. Хаин (1971). Приняв его данные за основу, О. Г. Сорохтин отобрал наиболее надежные данные — возрасты 247 гранитных интрузий с неметаморфизованными гранитами. После осреднения в пределах возрастных групп и геологических регионов средние арифметические по всем регионам возрасты тектоно-магматических эпох представлены в табл. 2.

В этой и во всех последующих хронологических таблицах время растет снизу вверх, так что более древние события располагаются ниже молодых, подобно тому как при нормальном напластовании в земной коре древние пласты осадочных пород лежат ниже молодых.

Приведенные в табл. 2 наименования тектоно-магматических эпох происходят от мест нахождения наиболее типичных из соответствующих изверженных пород. Эпохи без наименований установлены О. Г. Сорохтиным и не являются общепризнанными; возраст эпох 5, 9 и 13 подтвержден новейшими материалами канадских ученых.

Опираясь на сведения о возрастах тектоно-магматических эпох, а также на материалы типовых разрезов древних осадочных толщ земной коры и некоторые палеонто-

Таблица 2

Возраст тектоно-магматических эпох

Номер эпохи	Тектоно-магматическая эпоха	Средний возраст, млрд. лет
19	Киммерийская	0,093
18	Герцинская (Варисцийская)	0,26
17	Каледонская	0,41
16	Салаирская (Позднебайкальская, Сардская)	0,52
15	Катаггинская (Раннебайкальская, Ассинтская, Кадомская, Железногорская)	0,65
14	Делнийская (Дальсландская)	0,86
13		0,93
12	Гренвилльская (Сатпурская)	1,09
11		1,21
10	Готская (Медвежьеозерская, Мазатцальская, Кибарская, Эльсонская)	1,36
9		1,49
8	Карельская (Гудзонская, Свекофенская, Буларендская, Лаксфордская)	1,67
7		1,83
6	Балтийская (Эбурнейская, Пенонийская)	1,98
5	Раннекарельская	2,23
4	Альгомская	2,44
3	Кеноранская (Беломорская, Лаврентьевская, Родезийская, Шамвайская)	2,70
2	Кольская (Трансваальская, Саамская)	3,15
1	Белозерская	3,54

логические данные (которые будут освещены ниже), ученые разработали около 50 более или менее близких вариантов периодизации истории Земли. В табл. 3 представлен один из последних вариантов.

Согласно табл. 3 история Земли расчленяется на пять отрезков приблизительно одинаковой продолжительности: *катархей*, *архей*, *афебий*, *рифей* и *фанерозой*.

Афебий и рифей вместе взятые называют протерозоем, причем афебий состоит из нижнего и среднего протерозоя, а рифей — это верхний протерозой; канадский рифей иногда называют альгонком, а китайский — синием. Сло-

Таблица 3

Основная геохронологическая схема

Эон		Эра	Номер эпохи	Возраст границ, млрд. лет
Фанерозой		Кайнозой, KZ	19	$0,067 \pm 0,003$
		Мезозой, MZ	18	$0,24 \pm 0,01$
		Палеозой, PZ	17	
Протерозой, PR	Верхний, PR ₃	Венд, V	16	0,57
			15	$0,675 \pm 0,025$
		Верхний, R ₃	14	
			13	
	Рифей, R		12	$0,95 \pm 0,05$
		Средний, R ₂	11	
			10	$1,35 \pm 0,05$
		Нижний, R ₁	9	
	Афебий		8	$1,70 \pm 0,05$
		Средний, PR ₂	7	
		6	$1,9 \pm 0,1$	
Нижний, PR ₁		5		
Архей, A		4		
		3	$2,6 \pm 0,1$	
	AR ₂	2	$3,0 \pm 0,1$	
	AR ₁	1	$3,5 \pm 0,15$	
Катархей, KA				$4,5-4,6$

во «фанерозой» означает «эра явной жизни». Дофанерозойское время называют криптозоом (точнее, это AR+PR), т. е. эрой скрытой жизни (хотя на самом деле эта жизнь оставила довольно много следов), или чаще докембрием, поскольку самый ранний геологический период фанерозоя (570—500 млн. лет тому назад) именуется кембрием. Время после нижнего рифея называют неогеем.

Мы не будем здесь обсуждать гипотез о происхождении Земли — для этого требуется специальная книга. Отметим лишь, что по современным представлениям (во многом связанным с именем О. Ю. Шмидта) Земля, остальные планеты Солнечной системы и Солнце, по-видимому, образовались приблизительно одновременно — около 4,6 млрд. лет тому назад — из допланетного, холодного слегка вращающегося газопылевого облака.

О первом миллиарде лет существования Земли (катархее) у нас почти не имеется каких-либо прямых фактических данных. Однако поскольку в самом начале архея уже возникли осадочные породы, надо полагать, что в катархее происходил активный вулканизм, приведший к образованию первичных атмосферы, океана (к началу архея имевшего глубины и объем по самой грубой оценке в пять раз меньше современных) и земной коры (вероятно, похожей на современную океанскую).

Во время *Белозерской* тектоно-магматической эпохи в начале архея и *Кольской* энохи в середине архея в земной коре развились процессы грапитизации осадочных пород и образовались первичные гранитоидные участки сравнительно небольших размеров.

В *Кеноранскую* тектоно-магматическую эпоху в конце архея эти процессы привели уже к образованию ядер всех будущих континентальных платформ. Эти ядра, достигавшие в поперечнике многих сотен километров, показаны на тектонической карте мира (см. рис. 4) черным цветом. В течение последующих тектоно-магматических энох грапитогнейсовые ядра платформ нарастали. Последнее существенное приращение произошло во время *Балтийской* тектоно-магматической энохи, создавшей рубеж между нижним и средним протерозоем. В это время в накопившихся осадочных толщах образовались огромные плутоны гранитоидов с площадями до тысяч квадратных километров (примером могут служить полосчатые гранитоиды Украины со следами огнейсованных сланцев и слоистости); появились и продукты гранитизации изверженных пород основного состава — *чарнокиты*. Весь этот этап развития земной коры, начавшийся с Кеноранской эпохи, в течение которого происходило образование первичного гранитогнейсового слоя земной коры и формирование древних платформ, завершился *Карельской* тектоно-магматической энохой. В результате этого этапа сформировались древние области континентальной земной коры, существующие ныне в виде платформ — Европейской (Русской), Восточно-Сибирской, Китайско-Корейской, Таримской, Индостанской, Африкано-Аравийской, Североамериканской, Южноамериканской, Австралийской и Восточно-Антарктической (эти платформы показаны на рис. 4 штриховкой). В их пределах выделены *щиты*, т. е. участки платформ, испытывавшие в течение своей истории преимущественно поднятия и поэтому обладающие отно-

сительно более тонкой корой и почти или даже вовсе не имеющие чехла осадочных пород (кристаллический фундамент платформ в области щитов выходит на поверхность Земли). Таковыми являются, например, Балтийский и Украинский щиты Русской платформы, Анабарский и Алданский щиты Восточно-Сибирской платформы, Канадско-Гренландский щит Североамериканской платформы, Гвианский, Западно-Бразильский и Восточно-Бразильский щиты Южноамериканской платформы, Канско-Аравийский щит Африканской платформы.

Мы пока еще не знаем, как были распределены по поверхности Земли в Карельскую эпоху существующие ныне 10 древних платформ. Учитывая аналогичность и одновременность стадий их формирования, можно предположить, например, что они образовывали тогда единый континент, занимавший континентальное полушарие, окруженный единым океаном (который, грубо говоря, имел тогда глубины и объем около двух третей современного Мирового океана). Такое предположение высказывали Г. Штилле (называвший этот единый континент *Мегагея*, т. е. Большой Землей) и советские геологи С. С. Кузнецов, А. В. Пейве и В. М. Сеницын. К его обсуждению мы вернемся в других главах.

После Карельской эпохи, т. е. начиная с нижнего рифея, характер развития земной коры изменился. Древние платформы в основном стабилизировались и в дальнейшем испытывали лишь частные внутриплатформенные прогибы, не затрагивавшие щитов и проходившие, по-видимому, вдоль следов древних подвижных поясов (например, Кавказский складчатый пояс в Африке или Днепровско-Донецкий прогиб в Русской платформе, разделяющий Украинский щит и Воронежскую глыбу). Зато они, по-видимому, могли раскалываться на части, испытывавшие затем движения друг относительно друга и растущие за счет подвижных поясов, образующихся на их периферии, но растущие более медленно по сравнению с древними платформами и неодновременно.

Нижний рифей был эрой высокого стояния и, следовательно, осушения континентов (как говорят, *геократической эрой*). Он завершился *Готской* тектопо-магматической эпохой, во время которой на большинстве континентов развились повторные метаморфизм и гранитизация дорифейских пород (и лишь в Кибарской геосинклинали в Центральной Африке и, может быть, в немногих других

местах имел место свежий магматизм). Полагают, что в то время возникли новые подвижные пояса («великое обновление» структурного плана земной коры — отсюда и название «неогей» для всего последующего времени), развивавшиеся затем серией всплесков в течение всего неогей, по настоящее время включительно. Сейчас это Западно- и Восточно-Тихоокеанские, Атлантическая, Уральская и Аравийско-Мозамбикская меридиональные и Арктическая, Средиземноморская и Южноокеанская широтные зоны, в ячейках между которыми располагаются древние платформы.

Средний рифей в целом был эрой некоторого оседания платформ и наступания моря (*галассократической* эрой). Он завершился *Гренвилльской* тектоно-магматической эпохой, которая была наиболее интенсивной в Канаде и Южной Африке; в это время, как и в Готскую эноху, гранитизация охватывала преимущественно древние, ранее уже гранитизированные породы. В верхнем рифее продолжалось оседание Китайской, а также севера и востока Русской платформ, а на Североамериканской, Сибирской и Австралийской платформах появилась тенденция к воздыманию. Эта эра завершилась *Катангинской*, или Раннебайкальской, тектоно-магматической эпохой, которая на разных платформах была не вполне одновременной; на севере Китайской, юго-западе Североамериканской и на Индостанской платформах катангинский магматизм отсутствовал. Везд еще оставался эрой низкого стояния всех платформ, кроме Североамериканской. Ею завершила *Салаирская*, или Позднебайкальская, тектоно-магматическая эпоха.

После Байкальских тектоно-магматических энох существующие ныне четыре континентальные платформы южного полушария — Африкано-Аравийская, Южноамериканская, Австралийская и Антарктическая — вместе с Индостанской образовывали единый южный суперконтинент *Гондвану*, отличавшийся в начале фанерозоя высоким стоянием, тогда как Европейская и Североамериканская платформы еще были перекрыты трансгрессиями моря.

После Каледонской тектоно-магматической эпохи пикного палеозоя, проявившейся в основном на западе Европейской платформы (на *Гампшианской* геосинклинали — от Шотландии через Скандинавию и до Шпицбергена) в по периферии Североамериканской (а также по

югу Сибирской платформы), Евразия и Северная Америка с Гренландией, испытав подъем, образовали единый северный суперконтинент *Лавразию*, отделенный от Гондваны, хотя бы частично, океаном *Тетис*.

В мезозое произошел раскол Гондваны на ее части, существующие ныне, с образованием между ними Южной Атлантики и Индийского океана. Затем раскололась и Лавразия, и между Европой и Северной Америкой образовалась Северная Атлантика.

Подробнее тектоническая история фанерозоя будет рассмотрена в главе 6.

ЭВОЛЮЦИЯ НЕДР ЗЕМЛИ

Гравитационная дифференциация недр Земли, результаты расчета. Энергия гравитационной дифференциации, радиогенное тепловыделение, тепловая история Земли. Зонная плавка. Конвекция в мантии, конвективные циклы. Эволюция химического состава мантии

Теперь мы попытаемся выяснить, как изменялась в течение истории Земли ее внутренняя структура. Главным процессом в эволюции недр планеты является гравитационная дифференциация веществ различного веса, при которой более тяжелые (т. е. имеющие при том же давлении большую плотность) вещества опускаются вниз, к центру планеты, а более легкие поднимаются наверх. В результате этого процесса планета должна расслоиться на оболочки так, чтобы более глубокие оболочки состояли из более тяжелых веществ.

Не рассматривая пока, каким образом осуществляется движение вверх и вниз легких и тяжелых веществ, выясним сначала, как изменяется со временем в результате этого движения внутренняя структура Земли. Чтобы ответить на этот вопрос, в работе В. П. Кеонджяна и автора (1975) была рассчитана упрощенная модель Земли, состоящей из двух веществ — легкого, «мантийного», содержащего в основном силикаты, и более тяжелого (т. е. обладающего при всех давлениях, возможных внутри Земли, большей плотностью, чем «мантийное»), «ядерного», состоящего в основном из железа. Наличием в Земле очень небольшой доли наиболее легкого вещества земной коры (сиаль), а также возможным небольшим различием состава веществ во внешней и внутренней частях ядра мы для простоты пренебрегли, так как эти осложнения могут внести в приводимые ниже результаты лишь очень незначительные поправки.

Считая, что мантия современной Земли состоит из пиролита А. Рипгуда, содержащего по массе 6,58% железа, и принимая для «ядерного» вещества, по О. Г. Сорохтину, химический состав Fe_2O , получаем для концентрации «ядерного» вещества в мантии современной Земли значение 7,52%. Кроме того, о внутренней струк-

туре современной Земли известно, что ее ядро (слои E, F, G в сумме) составляет 32,18% массы всей Земли. Из этих цифр получается, что концентрация «ядерного» вещества в Земле в целом равняется 37,3% и что доля x всего содержащегося в Земле «ядерного» вещества, уже перешедшая в ядро, сейчас равняется 86,3%. Таким образом, процесс гравитационной дифференциации «ядерного» вещества в Земле осуществился уже на 86,3%.

Далее мы приняли, что плотности и «мантийного», и «ядерного» веществ внутри Земли зависят только от давления, на каждой глубине равного весу вышележащего вещества (тем самым мы для простоты пренебрегли малыми поправками на температурное расширение веществ). Зависимости плотности от давления мы описали следующим простым параболическим законом: давление пропорционально квадрату плотности за вычетом некоторого постоянного слагаемого. Коэффициенты пропорциональности и постоянные слагаемые в этом законе для «мантийного» и «ядерного» веществ мы выбрали так, чтобы для современной Земли с известными значениями ее радиуса (r_2) и радиуса ее ядра (r_1) получались правильные значения ее массы, момента инерции (I), а также массы ядра (при этом было принято еще одно упрощение: считалось, что отношение плотностей «мантийного» и «ядерного» веществ не зависит от давления).

При изложенных предположениях было нетрудно рассчитать внутреннюю структуру Земли на любой стадии гравитационной дифференциации ее ядр, на которой доля x всего содержащегося в Земле «ядерного» вещества опустилась к центру Земли и образовала ее ядро, а остальное «ядерное» вещество осталось равномерно распределенным по массе мантии. Современная структура Земли при $x = 86,3\%$ получилась очень близкой к модели «Земля-2» (табл. 4), построенной с использованием сейсмических данных. Результаты расчета при разных x приведены в табл. 4. В ней значения x даны в процентах, радиусы ядра r_1 и всей Земли r_2 — в километрах, плотности ρ_c в центре Земли, ρ_1^+ и ρ_1^- соответственно в ядре и в мантии на границе ядра — в граммах на кубический сантиметр, давления p_c в центре Земли и p_1 на границе ядра — в мегабарах (т. е. в миллионах атмосфер).

В то время как масса ядра растет пропорционально x , табл. 4 показывает, что радиус ядра r_1 растет чуть быстрее, чем $\sqrt[3]{x}$.

Таблица 4

Эволюция недр Земли

x	r_1	r_2	ρ_c	ρ_1^+	ρ_1^-	ρ_c	ρ_1	I/I_*	ω/ω_*	Π
0	0	6393	11,34	—	—	2,30	—	1,12	0,89	0
20	2091	6386	12,38	10,86	7,43	2,89	2,04	1,09	0,92	0,32
40	2652	6381	12,93	10,45	6,96	3,23	1,83	1,06	0,94	0,73
60	3043	6376	13,38	10,05	6,48	3,51	1,63	1,03	0,97	1,11
80	3361	6372	13,75	9,65	6,00	3,75	1,44	1,01	0,99	1,49
86,3	3451	6371	13,86	9,52	5,84	3,82	1,38	1	0	1,61
100	3635	6368	14,08	9,25	5,50	3,97	1,25	0,98	1,01	1,86

Радиус Земли r_2 за время полной гравитационной дифференциации ее недр уменьшается на 25 км. Это явление напоминает о гипотезе *контракции*, сформулированной в 1852 г. Эли де Бомом и сохранявшей популярность более полувека, согласно которой Земля первоначально была расплавленной и по мере охлаждения сжималась, что приводило к сморщиванию земной коры, проявлявшемуся в образовании подвижных поясов типа зон сжатия со складчатыми горными сооружениями. Однако теперь мы придерживаемся противоположной точки зрения (О. Ю. Шмидта) о первоначально холодной Земле, постепенно разогревавшейся (и по этой причине испытывавшей небольшое термическое расширение). Кроме того, для контракционного объяснения складчатого горообразования пужно в десятки раз большее сокращение радиуса Земли, чем полученное в табл. 4. Наконец, контракция на 25 км представляется не выходящей за пределы точности нашей упрощенной модели Земли, и свой результат мы склонны расценивать лишь как указание на малость изменений радиуса Земли при гравитационной дифференциации ее недр.

По мере роста ядра количество находящегося над ним вещества (а именно «ядерного» вещества) уменьшается. Поэтому понятно, что давление p_1 и плотности ρ_1^+ и ρ_1^- на границе ядра уменьшаются, как это видно из табл. 4 (однако оказывается, что скачок плотности $\rho_1^+ - \rho_1^-$ на этой границе слегка возрастает). Поскольку гравитационная дифференциация увеличивает концентрацию массы

к центру тяжести, ясно, что плотность вещества ρ_c в центре Земли заметно возрастает (в силу указанного выше закона зависимости плотности от давления заметно растет и давление p_c в центре Земли), а момент инерции I уменьшается (в табл. 4 приведено его отношение к современному значению I_*).

Момент количества движения вращающейся Земли, равный произведению момента инерции I на угловую скорость вращения ω , за счет внутренних процессов в Земле меняться не может. Поэтому скорость вращения ω возрастает обратно пропорционально моменту инерции (в табл. 4 дано отношение ω к современной скорости вращения ω_*). Этот эффект противоположен приливному трению, замедляющему вращение Земли, но слабее последнего: с момента образования Земли и по настоящее время вращение Земли ускорилось за счет гравитационной дифференциации ее недр согласно табл. 4 всего на 11%.

Каждый слой в Земле обладает потенциальной энергией в поле ньютоновского притяжения всех масс Земли. Потенциальная энергия всей Земли в процессе гравитационной дифференциации ее недр уменьшается (так как увеличивается концентрация масс к центру тяжести). Значения освобождающейся при этом потенциальной энергии P приведены в табл. 4 в единицах 10^{38} эрг. Это — *мощный источник выделения тепла внутри Земли*. Согласно табл. 4 с момента образования Земли и по настоящее время этот энергетический источник дал $1,61 \cdot 10^{38}$ эрг.

В табл. 4 не указано, какому времени соответствуют различные доли x отдифференцировавшегося «ядерного» вещества; известно лишь, что $x=0$ соответствует моменту образования Земли, от которого следует отсчитывать время эволюции t , а $x=86,3\%$ соответствует настоящему моменту, т. е. $t=4,6$ млрд. лет. Использование x вместо t сильно упростило расчет табл. 4 и сделало его более надежным. Однако теперь нам желательно иметь хотя бы приближенную оценку зависимости x от t .

Для этой цели О. Г. Сорохтин предложил считать, что отделение «ядерного» вещества от «мантийного» происходит только на поверхности ядра, т. е. является поверхностной реакцией, скорость которой (скорость роста массы ядра, пропорциональная скорости роста величины x) пропорциональна поверхности ядра и концентрации «ядерного» вещества в мантии. Считая, например, коэф-

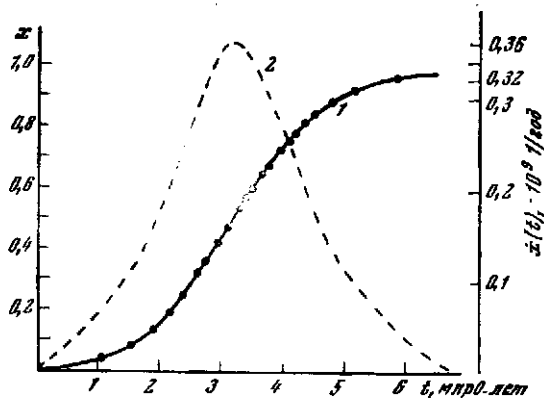


Рис. 11. Масса ядра x (1) и скорость ее роста \dot{x} (2) в различные моменты времени t

За единицу измерения x принята полная масса «ядерного» вещества в Земле

коэффициент пропорциональности постоянным (не зависящим от времени), с помощью этих предпосылок нетрудно рассчитать зависимость x от t . Результаты такого расчета приведены на рис. 11. Они показывают, что масса ядра сначала росла медленно, но этот рост ускорялся. Наибольшая скорость была достигнута 1,4 млрд. лет тому назад, во время Готской тектоно-магматической эпохи. После этого рост ядра стал замедляться. Через 1,5 млрд. лет ядро достигнет 99% своей максимально возможной массы.

Другим важным энергетическим источником внутри Земли является тепло, выделяющееся при распаде радиоактивных элементов. Мощность этого источника оценить гораздо труднее, так как каких-либо прямых данных о концентрациях радиоактивных веществ в недрах Земли мы не имеем. Наибольшее внимание здесь следует уделить долгоживущим, т. е. имеющим большие периоды полураспада, радиоактивным изотопам ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K .

Они относятся к *литофильным* химическим элементам, имеющим сродство с силикатами (т. е. способным замещать атомы в кристаллических решетках силикатов — легче всего в решетках с наименее плотной упаковкой атомов). Поэтому при дифференциации веществ

внутри Земли эти изотопы должны накапливаться там, где образуются наибольшие концентрации силикатов (т. е. кремнекислоты SiO_2), меньше всего их должно быть в ядре, лишь очень немного — в плотных ультраосновных породах мантии и больше всего — в сиале коры, особенно в кислых породах. И действительно, установлено возрастание концентрации урана, во-первых, от ультраосновных пород земной коры к основным и кислым и, во-вторых, от более плотных минералов к менее плотным.

Исходя из сведений о содержании радиоактивных изотопов в расплавах и кристаллах мантийного вещества, А. Масуда (1965) получил следующие оценки мощности соответствующего тепловыделения в различных слоях современной Земли:

Глубины, км	Удельная мощность тепловыделения, эрг/г·год
0—37	50
37—103	7
103—500	0,8
500—1700	0,3
1700—2900	0,2

Поскольку радиоактивные вещества со временем распадаются, раньше их было больше, чем теперь (и они, вероятно, сначала были распределены внутри Земли равномерно). Следовательно, они генерировали больше тепла (по имеющимся оценкам, в момент образования Земли — в 4—7 раз больше, чем сейчас). По оценке Е. А. Любимовой (1968), за все время существования Земли долгоживущие радиоактивные изотопы выделили $0,9 \cdot 10^{28}$ эрг тепла, что составляет около половины нашей оценки потенциальной энергии, освободившейся при гравитационной дифференциации. Впрочем, мы вынуждены подчеркнуть значительную неопределенность в оценках мощности радиогенного тепловыделения.

Другие энергетические источники внутри Земли, кроме освобождения потенциальной гравитационной энергии и тепловыделения долгоживущих радиоактивных изотопов, имеют, по-видимому, гораздо меньшее значение. Так, например, в природе обнаружены в больших количествах по сравнению с порцией космической распространенности продукты распада 27 короткоживущих радиоактивных изотопов (^{26}Al , ^{10}Be , ^{237}Np , ^{60}Fe , ^{86}Cl и др.), имеющих

периоды полураспада меньше, чем сотни миллионов лет. Их тепловыделение могло быть существенным лишь в первые 100—200 млн. лет формирования зародыша Земли из «планетезималей», но это тепло быстро излучалось в космос, как это свойственно небольшим нагретым телам. Выделение тепла внутри Земли вследствие торможения ее вращения приливным трением в настоящее время много энергии дать не может, так как полная кинетическая энергия вращения Земли сейчас составляет всего $2,16 \cdot 10^{38}$ эрг. Раньше, когда Земля вращалась быстрее, а приливы были сильнее (так как Луна была ближе), тепловыделение из-за приливного трения было больше, чем теперь, но все же согласно имеющимся оценкам его доля в общем тепловыделении внутри Земли за все время ее существования невелика.

Таким образом, учитывая лишь гравитационную дифференциацию и долгоживущие радиоактивные изотопы и пренебрегая другими энергетическими источниками, мы можем оценить суммарное тепловыделение внутри Земли за все 4,6 млрд. лет ее существования цифрой $2,5 \cdot 10^{38}$ эрг. Часть этого тепла была излучена в космос. Как указывалось в главе 1, сейчас эти теплопотери (геотермический поток тепла) оцениваются цифрой $1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с, или $9,9 \cdot 10^{27}$ эрг со всей поверхности Земли в год (эти цифры, по-видимому, нужно несколько увеличить, так как при измерении геотермического потока на океанском дне не учитывается возможный вынос тепла из трещин термальными водами). Если эти теплопотери были такими же и в прошлом, то за время своего существования Земля излучила в космос $0,45 \cdot 10^{38}$ эрг.

Менялись ли теплопотери в течение истории Земли, можно пытаться выяснить путем расчетов эволюции распределения температуры в недрах Земли по уравнению теплопроводности, задавая начальное распределение температуры в момент образования Земли и распределения коэффициента теплопроводности и тепловыделения. Но в этих трех пунктах столь много неопределенности, что по одним моделям теплопотери все время нарастали, а по другим проходили максимум на ранних стадиях истории Земли и затем убывали. Все же, по оценкам Е. А. Любимовой, суммарные теплопотери Земли не превысили $0,74 \cdot 10^{38}$ эрг.

Вычтя из суммарного тепловыделения суммарные теплопотери, мы убеждаемся, что за всю историю Земли

внутри нее накопилось около $2 \cdot 10^{38}$ эрг тепла, что привело к разогреву, а частично и к плавлению земных недр. Приняв для скрытой теплоты плавления «ядерного» вещества оценку 70 кал, как для железа, убеждаемся, что на расплавление слоя *E* (внешнего слоя ядра), имеющего массу $1,78 \cdot 10^{27}$ г, затрачено всего только $5 \cdot 10^{38}$ эрг. Следовательно, практически все накопившееся тепло ушло на повышение температуры земных недр. Если разогреть Землю на всех глубинах до температуры плавления, то, согласно Е. А. Любимовой, внутренняя энергия будет не меньше $3,2 \cdot 10^{38}$ эрг. Указанного выше накопленного тепла ($2 \cdot 10^{38}$ эрг) для этого не хватает, если только начальная внутренняя энергия Земли в момент ее образования не превосходила $1,2 \cdot 10^{38}$ эрг. При средней теплоемкости земного вещества 0,3 кал/г·град это означает, что средняя по массе начальная температура земных недр не должна была превосходить 1600°C . Согласно В. С. Сафронову (1969), она, по-видимому, не превышала 1200° . Из этого следует, что *Земля никогда не была полностью расплавленной*. Однако частичное плавление происходило — оно имело место в слое *E* и, возможно, в некоторых зонах мантии, особенно на первых этапах истории Земли, когда радиоактивных веществ было больше и они распределялись в недрах Земли более равномерно, а отвод тепла наружу через неподвижное вещество происходил крайне медленно.

В нижней мантии вещество находится в особенно плотном кристаллическом состоянии и имеет очень высокие температуры плавления. Как же осуществляются там вертикальные перемещения легких и тяжелых веществ в процессе их гравитационной дифференциации? Для ответа на этот вопрос надо учесть, что вещество в мантии Земли ведет себя как твердое тело только при быстро меняющихся нагрузках, а при очень долго действующих нагрузках оно обретает способность течь как вязкая жидкость. Поэтому, например, под действием центробежных сил, создаваемых вращением, Земля приобрела форму сжатого по оси эллипсоида вращения, почти в точности такого, как равновесная фигура вращающейся самогравитирующей жидкости.

Крошечная разница между фактическим сжатием Земли (0,0033528) и чуть меньшим сжатием (0,0033370) фигуры равновесия жидкости при современной скорости вращения Земли объясняется тем, что мантия течет как

жидкость с очень большой вязкостью, порядка 10^{26} пуаз, и поэтому из-за приливного трения не вполне успевает приспособливаться к вековому замедлению вращения Земли, составляющему около 0,2% за 10^7 лет; вследствие этого сейчас фигура Земли совпадает с фигурой равновесия при большей скорости вращения — такой, как 10^7 лет тому назад.

В интересующих нас процессах долгодействующими нагрузками являются архимедовы силы плавучести, действующие на объемы мантии, потерявшие часть «ядерного» вещества при контакте с поверхностью ядра и потому обладающие пониженной плотностью и положительной плавучестью, а также на объемы, уплотнившиеся в результате выплавки из них в верхних слоях Земли некоторой доли легкого вещества земной коры и охлаждения из-за теплоотдачи наружу, а потому обладающие отрицательной плавучестью. Под действием архимедовых сил в мантии могут развиваться очень медленные конвективные движения (со скоростями, по-видимому, порядка всего лишь нескольких сантиметров в год).

Установившиеся (т. е. не изменяющиеся со временем) медленные конвективные движения в том или ином слое вещества организуются по горизонтали в ячейки. По краям так называемых *открытых* ячеек происходит подъем, а в центрах — опускание вещества; у верхней границы слоя в открытых ячейках вещество движется от их краев к центрам, а у дна слоя — от центров к краям (возможны также *закрытые* ячейки с противоположным направлением движения).

Конвективные движения должны, по-видимому, пропизывать всю мантию от поверхности ядра до астеносферы. Движения вещества мантии в верхнем слое конвективных ячеек должны увлекать литосферные плиты вместе со «впаянными» в них континентами, заставляя их двигаться по горизонтали от областей подъема к областям опускания вещества мантии. Таким образом, если наблюдаются горизонтальные перемещения литосферных плит (а данные, которые мы рассмотрим в главе, посвященной тектонике плит, определенно указывают на такую возможность), то по ним можно пытаться восстанавливать очертания мантийных конвективных ячеек.

Простейшим случаем будет одна конвективная ячейка, охватывающая всю мантию, с одним полюсом подъема вещества и одним полюсом опускания и с движени-

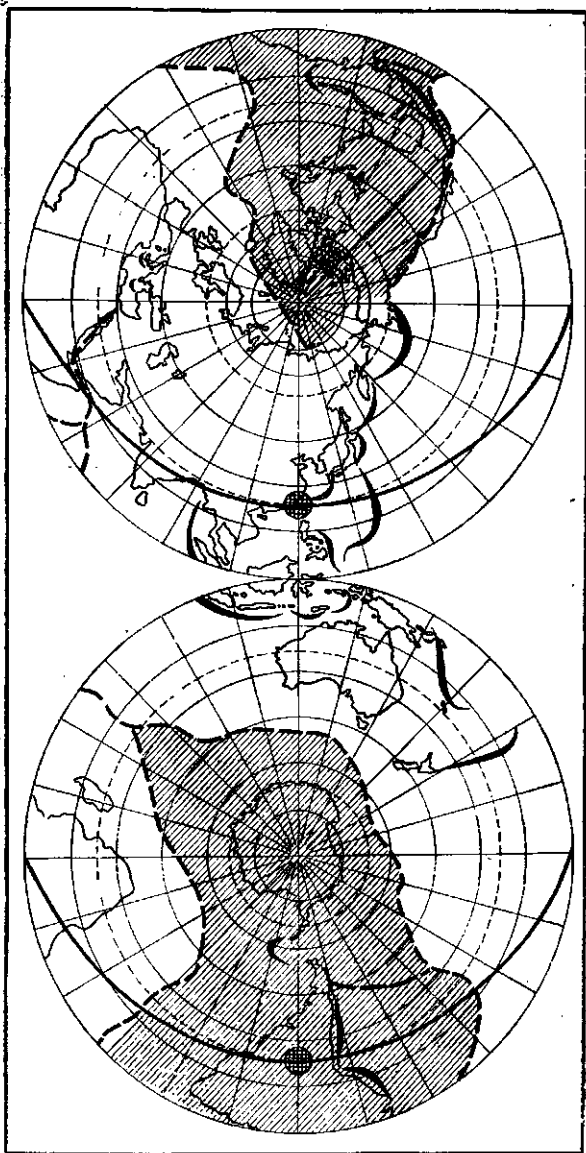


Рис. 12. Двухъчленная стилизация поверхности современной Земли типа лоскутов тепинского мяча

Штриховая линия — линия подъема; сплошные линии — оси опускания мантийного вещества; кружки — центры этих осей; заштрихован американо-антарктический «лоскут»

ями литосферных плит от полюса подъема к полюсу опускания, благодаря которым континенты должны собираться воедино вокруг полюса опускания, освобождая океанское полушарие вокруг полюса подъема. Таким могло быть, например, происхождение гипотетической Мегатети Г. Штилле в конце среднего протерозоя и Пангеи А. Вегенера в палеозое.

Следующим по сложности случаем будет пара конвективных ячеек, например открытых, с двумя приблизительно противоположными полюсами опускания вещества и с зоной подъема приблизительно по соответствующему экватору между ними или по линии, получающейся в результате волнообразного изгибания экватора с образованием на нем двух гребней и двух ложбин, — так выглядит шов на поверхности теннисного мяча, склеенного из двух лоскутов. По этому шву должна образовываться глобальная зона растяжения с цепочкой срединно-океанских хребтов, а континенты должны собираться в две группы по осям лоскутов. Нечто похожее мы наблюдаем на современной Земле, где одну группу континентов образуют Африка, Евразия и Австралия, а другую — Северная и Южная Америка и Антарктида, и эти два континентальных «лоскута» разделены глобальным «швом» срединно-океанских хребтов. На иллюстрирующем это рис. 12 заштрихован американо-антрактический «лоскут», заметно меньший по площади, с осью, проходящей приблизительно по меридиану 60° з. д., и с центром на этой оси в Южной Америке около южного тропика; другой, африкано-евроазиатско-тихоокеанский «лоскут» имеет центр около о. Тайвань, а его осью служит дуга большого круга, полюс которого расположен на полярном круге в Гренландии.

Впрочем, пока еще, конечно, трудно настаивать на том, что такое восстановление конвективных ячеек в мантии современной Земли является единственным возможным или наилучшим. Так, например, О. Г. Сорохтин (1974) допускает возможность существования пары закрытых ячеек типа лоскутов теннисного мяча с полюсами подъема мантийного вещества в треугольнике Афар в Африке, чуть южнее места поворота Красного моря в Баб-эль-Мандебский пролив, у о. Пасхи в Тихом океане и с зоной опускания вещества вдоль соответствующего этим полюсам большого круга, содержащей почти всю тихоокеанскую периферию.

При односторонней конвекции в мантии образуется застойная область, в которой вещество не теряет железа и поэтому постепенно оказывается тяжелее окружающей среды. Его оседание превращает конвекцию в двухстороннюю, постепенное ослабление которой приводит к обратной перестройке в одностороннюю конвекцию. Такие перестройки можно сопоставить с тектоно-магматическими эпохами. Промежутки времени между ними должны быть сравнимы с периодом полного перемешивания мантийного вещества (т. е. его прохождения через слой активной дифференциации у поверхности ядра), которое можно назвать конвективным циклом.

Согласно этому определению приращение массы ядра за конвективный цикл должно быть пропорциональным объему мантии в начале цикла; коэффициент пропорциональности $\delta\rho$ будет иметь смысл уменьшения плотности вещества мантии при его прохождении через слой активной дифференциации у поверхности ядра. Среднее значение $\delta\rho$, соответствующее возрастам 19 тектоно-магматических эпох прошлого (см. табл. 2 и 4), получилось равным $0,1 \text{ г/см}^3$. При этом оказалось, что в будущем наступят еще три тектоно-магматические эпохи: через 0,16, 0,56 и 1,24 млрд. лет. Все 22 тектоно-магматические эпохи прошлой и будущей истории Земли показаны на кривых рис. 11 точками (впервые сходный график, отличающийся от приведенного в количественном отношении, был построен О. Г. Сорохтиным).

В заключение рассмотрим, опять следуя предположениям О. Г. Сорохтина, эволюцию химического состава мантии Земли при постепенной потере ею «ядерного» вещества Fe_2O . Предполагается, что вначале железо находилось в мантии в виде окиси FeO и в свободном виде с концентрациями около 22 и 14% соответственно, а окиси трехвалентного железа Fe_2O_3 практически не существовало. Кислород, освобождавшийся при переходе Fe_2O_3 в ядро, сначала шел на окисление свободного железа до FeO , а когда свободного железа уже не оставалось, то на окисление FeO до Fe_2O_3 . Последний процесс, по расчету О. Г. Сорохтина, начался в конце протерозоя и будет продолжаться еще около 0,4 млрд. лет, после чего железо в мантии останется лишь в форме Fe_2O_3 и освободившийся кислород пойдет на окисление других веществ.

Первичное вещество Земли было сильно недонасыщено кремнеземом — концентрация SiO_2 в нем оценивает-

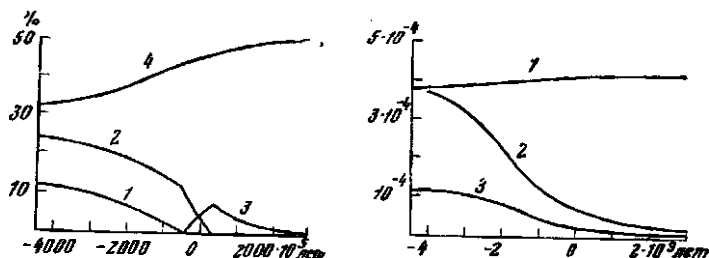


Рис. 13. Изменения со временем главных компонент химического состава мантии Земли (по О. Г. Сорохтину)

1 — Fe; 2 — FeO; 3 — Fe₂O₃; 4 — SiO₂

Рис. 14. Изменения со временем мантийных концентраций щелочей и воды (по О. Г. Сорохтину)

1 — Na₂O; 2 — H₂O; 3 — K₂O

ся в 31%. Позднее в мантии SiO₂ накапливался в результате разрушения железистого оливина фаялита. Изменения со временем концентраций окислов железа и кремния в мантии показаны на рис. 13.

О. Г. Сорохтин рассчитал также изменения со временем мантийных концентраций ряда веществ, выносящихся из мантии в кору, гидросферу и атмосферу, считая скорости относительных изменений концентраций пропорциональными скорости роста земного ядра. Коэффициенты пропорциональности (называемые показателями подвижности) можно определять путем сопоставления известных в настоящее время концентраций веществ в мантии и в коре. Для оценки подвижности воды О. Г. Сорохтин ориентировочно принял, что при погружении океанских литосферных плит 70-километровой толщины в мантию (см. главу о тектонике плит) из них удаляется половина содержащейся в них воды. Тогда в течение каждого конвективного цикла мантия, перетекая через верхний 350-километровый слой Земли, теряет около 10% воды. Если принять суммарную массу воды в современной гидросфере и коре равной $2,25 \cdot 10^8$ триллионов т, то концентрация воды в современной мантии получится равной $7 \cdot 10^{-5}$. Результаты О. Г. Сорохтина для щелочей и воды приведены на рис. 14.

ИСТОРИЯ АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

Образование атмосферы и гидросферы как результат вулканических процессов. Вулканические газы. Первичная атмосфера и гидросфера при температуре лучистого равновесия. Происхождение солености океана. История атмосферного кислорода по геологическим данным. История углекислого газа

В этой главе излагаются в основном представления А. П. Виноградова (1967), согласно которым атмосфера и гидросфера образовались в результате дегазации лав, выплавлявшихся из верхней мантии Земли и создавших земную кору.

Атмосфера и гидросфера состоят из легких и летучих веществ, содержание которых в Земле в целом очень мало — гораздо меньше, чем в космосе. Так, отношение массы инертных газов к массе кремния в Земле в 10^6 — 10^{14} раз меньше, чем в космосе; для водорода это различие составляет $10^{5.6}$ раз, для азота — $10^{5.9}$ раз, для углерода — 10^4 раз. Этот дефицит легких и летучих веществ возник, по-видимому, еще в протопланетном облаке, из которого затем сформировалась Земля. Причинами образования дефицита могли быть нагрев части протопланетного облака солнечным излучением и короткоживущими радиоактивными изотопами (по некоторым оценкам до 500 — 600°C) и «выметание» из облака выделяющихся при нагреве легких и летучих веществ «солнечным ветром» (т. е. потоками солнечной плазмы) и давлением света. Указанный дефицит и объясняет относительную малость атмосферы и гидросферы, массы которых составляют только одну миллионную и одну четырехтысячную долю массы всей Земли.

В момент формирования Земли из протопланетного облака все элементы ее будущей атмосферы и гидросферы находились в связанном виде в составе твердых веществ: вода — в гидроокислах, азот — в нитридах и, возможно, в нитратах, кислород — в окислах металлов, углерод — в графитах, карбидах и карбонатах. Бомбардировка поверхности Земли планетезиμαлями в то время могла приводить к выделению летучих веществ, но вода, углекислый

газ, «кислые дымы» и другие активные вещества должны были поглощаться раздробленными породами, так что первичная атмосфера на этом этапе состояла, по-видимому, лишь из небольших количеств азота, аммиака и инертных газов.

Дальнейшее наращивание атмосферы и образование гидросферы связаны с выплавками базальтов, водяного пара и газов из верхней мантии при вулканических процессах, развившихся уже в первые 0,5—1 млрд лет существования Земли в результате разогревания ее недр при гравитационном сжатии (включая формирование и рост уплотненного ядра) и за счет распада радиоактивных изотопов (как остатков короткоживущих изотопов, так и, главное, долгоживущих изотопов, которых тогда было в 4—7 раз больше, чем сейчас).

Мы говорим здесь о выплавках веществ именно из верхней мантии (а не из коры), так как магматические очаги, питающие вулканы, находятся в основном в астеносфере (приоритет на установление этого факта принадлежит советскому вулканологу Г. С. Горшкову).

Интенсивность современных вулканических процессов на Земле представляется вполне достаточной для образования за время существования Земли всей ее коры, гидросферы и атмосферы. В доказательство этого Е. К. Мархинин (1967) приводит следующие подсчеты. Количество твердого вещества, ежегодно поставляемого вулканами Курильских островов, оценено в $0,08 \text{ км}^3$, т. е. при среднем удельном весе этих пород 2 г/см^3 — в 0,16 млрд. т. Курильские острова — это только одна из 22 островных дуг периферии Тихого океана. Стало быть, все эти островные дуги в сумме дают ежегодно порядка $0,16 \times 22 = 3,52$ млрд. т вещества (приблизительно такая же величина получается из суммирования объемов веществ, извергнутых из недр Земли во время наиболее сильных вулканических извержений за 1800—1964 гг.).

Чтобы учесть вулканизм вне островных дуг (т. е. главным образом в срединно-океанских хребтах), увеличим полученную цифру в 2—3 раза. Тогда интенсивность современного вулканизма будет оцениваться в 6—10 млрд. т вещества в год. Если вулканизм имел интенсивность такого же порядка и раньше (а по рис. 11 максимум интенсивности эволюционных процессов, выражаемой скоростью роста земного ядра, был достигнут 1,4 млрд. лет тому назад), то за 4,6 млрд. лет существования Земли он доста-

вил на ее поверхность $(2,8-4,6) \cdot 10^7$ триллионов т вещества, т. е. как раз количество порядка массы земной коры.

Газы, выделяющиеся из современных вулканов, содержат преимущественно водяной пар (его, по-видимому, не менее 75%; так, в газах из базальтовых лав гавайских вулканов с температурами 1200°C обнаруживается 70—80 об. % H_2O ; в фумарольных газах Курильских островов с температурами около 100°C содержится 79,7 вес. % H_2O). Второй по значению составляющей является углекислый газ (в газах из гавайских базальтовых лав его 6—15 об. %, в курильских фумарольных газах — 19,6 вес. %). В вулканических газах немало хлора (в газах Киплауза — около 7%), встречаются метан CH_4 (иногда до 3%), аммиак NH_3 и другие компоненты. Проведившиеся измерения показали, что при температурах 800— 1000° из лав отгоняются, кроме водяного пара, преимущественно «кислые дымы» — HCl и HF , при температуре 500° — сера и ее соединения H_2S , SO_2 и другие, а при более низких температурах — борная кислота и соли аммония.

Большой интерес представляют результаты химического анализа содержимого газовых пузырьков в древнейших (по-видимому, катархейских) кварцитах Курумканской свиты (мощностью более 1000 м) Алданского щита. В этих пузырьках отсутствует свободный кислород, около 60% составляет углекислый газ, около 35% — H_2S , SO_2 , NH_3 и кислые дымы HCl и HF , в небольших количествах присутствуют азот и инертные газы.

Таким образом, можно думать, что при дегазации лав на поверхность Земли поступали пары воды, соединения углерода (CO_2 , CO и CH_4), аммиак, сера и ее соединения (H_2S и SO_2), галогенные кислоты (HCl , HF , HBr , HI), борная кислота, водород, аргон и некоторые другие газы. Эта первичная атмосфера сначала, конечно, была чрезвычайно топкой, поэтому ее температура у поверхности Земли была очень близкой к температуре лучистого равновесия, получающейся в результате приравнивания потока поглощаемого поверхностью солнечного тепла потоку уходящего излучения поверхности Земли, пропорциональному четвертой степени температуры этой поверхности (по некоторым предположениям температура могла быть выше, чем при лучистом равновесии, из-за парникового эффекта, создававшегося аммиаком). Эта температура (при современной отражательной способности Земли 0,28) в среднем равна 15°C . Следовательно, почти весь водяной

пар вулканических газов должен был конденсироваться, превращаясь в жидкую воду и тем самым формируя гидросферу.

В первичный океан переходили, растворяясь в воде, также и другие составные части вулканических газов — большая доля углекислого газа, кислоты, сера и ее соединения и часть аммиака. В результате первичная атмосфера, содержащая в равновесии с океаном главным образом водяной пар и небольшие количества CO_2 , CO , CH_4 , NH_3 , H_2S , кислых дымов и инертных газов, оставалась тонкой. Следовательно, температурные условия не испытывали слишком больших изменений и оставались в среднем в пределах существования жидкой воды. Это и определило одну из специфических особенностей Земли, отличающую ее от других планет Солнечной системы, — *постоянное наличие на ней гидросферы*. В свою очередь, оно наложило существенный отпечаток на дальнейшую эволюцию земной коры, поверхности Земли и атмосферы.

Прямым фактическим доказательством существования гидросферы на Земле во все геологические времена до архея и даже до катархея включительно является обнаружение в земной коре осадочных пород соответствующих возрастов. Наиболее древние осадочные породы недавно обнаружены английскими геологами С. Мурбатом, Р. К. О'Найном и Р. Дж. Панкхерстом в юго-западной Гренландии. Это — бурый железняк, возраст которого оценен по свинцовому методу в $3,76 \pm 0,07$ млрд. лет (причем это, по-видимому, возраст метаморфизации этих пород, а время их образования может быть еще более ранним). Найденные рядом изверженные породы — гранитоидные гнейсы — имеют возраст $3,7 \pm 0,14$ млрд. лет (по рубидий-стронциевому методу).

Для оценки массы растущей гидросферы можно исходить из того, что в расплавленном базальте при температуре порядка 1000°C и давлении в 5—10 тыс. атм может раствориться до 7—8% воды. По данным ряда вулканологов, при излиянии лав из них дегазируется примерно столько же процентов воды. По оценкам энергии вулканических взрывов Е. К. Мархинин установил, что количество выделяющегося водяного пара составляет в среднем 3% массы изверженного вещества. Приведенные цифры приблизительно сходятся с долей массы современной гидросферы по отношению к массе земной коры — $(1,46 \cdot 10^6) : (4,7 \cdot 10^7) \approx 3,1\%$.

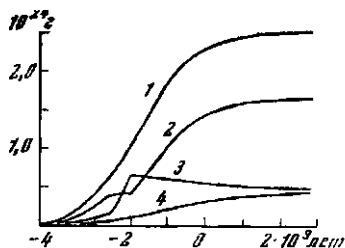


Рис. 15. Изменения со временем массы воды в гидросфере и земной коре (по О. Г. Сорохтину)

1 — суммарная масса воды, дегазированной из мантии; 2 — масса воды в гидросфере; 3 — масса связанной воды в океанской коре; 4 — масса связанной воды в континентальной коре

На рис. 14 мы приводили кривую О. Г. Сорохтина, иллюстрирующую изменения со временем концентрации воды в мантии Земли. Умножая изменения концентрации на массу мантии, равную $4,05 \cdot 10^9$ триллионов т, получаем количество освободившейся воды (кривая 1 на рис. 15, по О. Г. Сорохтину). Наибольшая часть ее пополняет гидросферу, часть же поглощается породами земной коры. Главный интерес здесь представляет поглощение воды с углекислотой мантийными оливинами (их серпентинизация) при образовании третьего слоя океанской коры. Вода поглощается также и при серпентинизации пироксенов. Частично вода поглощается, по-видимому, также и при образовании континентальной коры. По имеющимся оценкам в настоящее время в гидросфере, в третьем слое океанской коры, а также суммарно в первом и втором слоях океанской коры и в континентальной коре содержится соответственно $1,46 \cdot 10^6$, $0,49 \cdot 10^6$ и $0,35 \cdot 10^6$ триллионов т воды. Изменения со временем количеств воды в гидросфере, океанской и континентальной коре показаны кривыми 2—4 на рис. 15.

По упомянутым расчетам в катархее и архее воды в океанах было еще недостаточно, чтобы покрывать срединно-океанские хребты, и в океанскую кору она поступала в основном не из океана, а лишь непосредственно из мантии, снизу; серпентинизация мантийных гипербазитов происходила лишь частично, и доля воды в океанской коре была меньше современной. В начале протерозоя уровень океана достиг вершин срединно-океанских хребтов. После этого некоторое время (по расчетам в течение нижнего протерозоя) все поступления воды в океан в основном поглощались океанской корой, так что объем океана почти не увеличивался. С начала среднего протерозоя вся океанская кора приобрела уже современный ха-

рактар и избыток поступающей из мантии воды над затратами на серпентинизацию гипербазитов привел к дальнейшему росту объема Мирового океана, который продолжается в настоящее время и будет продолжаться, замедляясь, еще около 2 млрд. лет.

Выше мы охарактеризовали состав первичной атмосферы. Переходя теперь к обсуждению состава первичного океана, мы должны принять во внимание два источника возможных примесей к океанской воде — во-первых, атмосферные газы, способные растворяться в воде, и, во-вторых, горные породы, подвергающиеся на поверхности суши и на дне моря разрушающему воздействию Солнца, воздуха и воды — *эрозии*, облегчающей вымывание из горных пород и перенос в океан ряда веществ. Как уже отмечалось, из атмосферы в океан переходили прежде всего кислоты, а также углекислый газ, аммиак, сера в чистом виде и в виде сероводорода. Кислоты, особенно в воде, реагировали с силикатами горных пород, извлекая из них эквивалентные количества щелочных, щелочноземельных и других элементов, причем, во-первых, вода переставала быть кислой и в ней устанавливалось кислотно-щелочное равновесие (со значением водородного показателя $pH=7$, отвечающим нейтральному раствору) и, во-вторых, растворимые соли извлеченных из силикатов элементов переходили в океан, так что *вода в нем сразу же становилась соленой*.

По оценке В. М. Гольдшмидта, на 1 кг морской воды приходится 0,6 кг разрушенных горных пород; при их разрушении извлекается и переводится в океан 66% содержащегося в них натрия, 10% магния, 4% стронция, 2,5% калия, 1,9% кальция, 0,3% лития и т. д. Учитывая распространенность этих элементов в породах земной коры (показанную на рис. 5), нетрудно вычислить получающиеся концентрации соответствующих катионов в морской воде — они совпадают с фактическими характеристиками солености морской воды. В то же время содержание главных анионов в морской воде во много раз выше, чем их количества, которые могут быть извлечены из горных пород. Особенно это относится к хлору и бром, которых в 1 кг современной морской воды в 200 и 50 раз больше, чем в 0,6 кг горных пород. Таким образом, хлор и бром могли попасть в воду только из продуктов дегазации мантии, и мы приходим к одному из основных тезисов А. П. Виноградова: *все анионы морской воды возникли*

из продуктов дегазации мантии, а катионы — из разрушенных горных пород.

Общая соленость первичного океана, определяемая содержанием анионов в продуктах дегазации мантии, была, вероятно, близка к современной, но соотношения катионов могли быть несколько иными, так как горные породы первичной коры были преимущественно ультраосновными и основными и соотношения Na/K и Mg/K в них были много больше, чем в современных горных породах (первичное изобилие магния и повышенное соотношение Mg/Ca в древних породах подтверждается, например, наличием в архейских осадочных породах магнийсодержащих осадков — доломитов; таковы, например, известняки Булавайо в Южной Африке, возраст которых около 3 млрд. лет). Отметим еще, что в водах первичного океана отсутствовал анион окисленной серы — *сульфат* SO_4^{2-} , что служит одним из свидетельств отсутствия в атмосфере и в океане тех времен свободного кислорода (к этому вопросу мы еще вернемся несколько ниже). Действительно, первые сульфатные осадки — гипсы и ангидриды — обнаруживаются, по-видимому, лишь в гнейсовых породах Канады возрастом около 1 млрд. лет; кроме того, происходящее при окислении серы уменьшение изотопного отношения $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ (в сере метеоритов равного 22,22, а в сульфатах современной морской воды — 21,76) впервые обнаруживается в сере древних осадков лишь в среднем протерозое. Таким образом, воды первичного океана были хлоридными, нейтральными ($\text{pH} \approx 7$) и бессульфатными.

Приведем еще и другие свидетельства отсутствия в древних атмосфере и океане свободного кислорода. Одним из наиболее важных является высокое значение отношения $\text{FeO/Fe}_2\text{O}_3$, закисного железа к окисному в древних изверженных (и затем метаморфизованных), а также в осадочных породах, особенно в глинах, тогда как в современных океанских глубоководных красных глинах это отношение упало до $1/7$ (двухвалентное железо могло в изобилии поступать в гидросферу при серпентинизации мантийных гипербазитов в процессе образования земной коры). Это относится, в частности, ко встречающимся в катархее и архее железным рудам: основной рудной составляющей в них является *магнетит* — $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$. Таковы, например, катархейские силикатно-магнетитовые *руды приазовского типа* и архейские полосчатые магнетит-

сидерит-кремнистые руды *алгомо*ского типа (кстати, часто содержащие в виде примеси легко окисляющееся, но не окисленное серпистое железо — *пирит* и *пирротин*). Наконец, в архее часто встречаются осадочные железомарганцевые руды, что также свидетельствует о недостатке кислорода, так как при таких условиях железо и марганец одинаково хорошо подвижны и мигрируют вместе, а при наличии кислорода их геохимические пути расходятся (железо теряет подвижность).

Аналогичные свидетельства дает присутствие в древних породах также и других легко окисляющихся, но не окисленных веществ: графита — в мощных слоях катархейских гнейсов и мраморов, лазурита (содержащего Na_2S) — в катархейских карбонатных породах, свежих и хорошо окатанных зерен пирита FeS_2 и уранинита U_3O_8 (а кое-где даже урановых смолков UO_2) — в нижнепротерозойских золото-уранопосных месторождениях Коли-Калтимо в Финляндии, Блайнд-Ривер в Канаде, Витватерсрапд в Южной Африке, Жакобина в Бразилии и в других местах. Наконец, о недостатке кислорода свидетельствуют сравнительно низкие темпы выветривания древних пород.

Свободный кислород мог образовываться в первичной атмосфере в результате *фотодиссоциации* небольшой доли молекул водяного пара, т. е. их разложения под действием жесткой компоненты солнечного излучения. Однако, по расчетам Л. Беркнера и Л. Маршалла такое образование свободного кислорода должно быть весьма ограниченным, так как кислород сам поглощал излучение, расщепляющее молекулы воды. При равновесии между этими двумя процессами содержание кислорода в атмосфере не могло превышать одной тысячной современного уровня, на самом же деле оно было много меньше, так как равновесие никогда не достигалось: весь образующийся кислород быстро затрачивался на окисление атмосферных газов — CH_4 , CO , NH_3 и H_2S . Из-за недостатка свободного кислорода в атмосфере, по-видимому, отсутствовал озоновый экран и тонкая первичная атмосфера была способной пропускать жесткие излучения Солнца до поверхности суши и океана.

Под действием жестких излучений Солнца, способных ускорять образование сложных молекул, в океане, по-видимому еще в катархее, образовался ряд сложных органических веществ до аминокислот включительно — предполагать их образование необходимо, так как в архейских

осадочных породах уже обнаруживаются следы жизни (при отсутствии озонового экрана появившейся, вероятно, именно в океане, где первичные организмы были защищены от жестких излучений Солнца некоторым слоем воды, — для этого вполне достаточно 10-метрового слоя).

Лабораторными опытами С. Миллера в 1953 г. показано, что при воздействии электрических разрядов на смесь водяного пара, метана, аммиака и водорода, близкую по составу к газам некоторых вулканов, в ней образуются сложные органические вещества, в том числе алапин, глицин и другие аминокислоты. Экспериментально доказано также, что в указанной смеси образование сложной органики до аминокислот включительно может происходить и под действием ультрафиолетовой радиации. В вулканических газах такой синтез может идти за счет высоких температур, при которых взаимодействие метана с аммиаком дает синильную кислоту HCN , метана с водой — альдегиды RCOH , и в получающейся смеси аминокислоты синтезируются по так называемой схеме Штрекера. Отметим, что в горячих газах курильского вулкана Алаид обнаружено большое количество синильной кислоты, а в гидротермальных растворах Камчатки и Курильских островов — производные синильной кислоты и различные аминокислоты. Укажем, наконец, что сложные органические вещества, включая аминокислоты, обнаружены в ряде каменных метеоритов, особенно в так называемых углстых.

Об эволюции жизни на Земле мы расскажем ниже, здесь же отметим, во-первых, что наиболее древние достоверные остатки жизнедеятельности организмов найдены в кремнистых сланцах *серии Фигового дерева* системы Свазиленд (Барбертон) в Трансваале, *возраст которых 3,1—3,4 млрд. лет*, и, во-вторых, что одними из первых организмов были микроскопические одноклеточные водоросли, начиная с самых примитивных — синезеленых, которые осуществляли фотосинтез органических веществ из углекислоты и воды с *выделением свободного кислорода*. Такая деятельность водорослей, а затем и сухопутных растений привела в конце концов к образованию на Земле кислородной атмосферы — этого геохимического чуда, не имеющего аналогов на других планетах Солнечной системы.

Первые количества кислорода, вырабатывавшиеся водорослями при фотосинтезе уже с начала архея, затрачивались на окисление атмосферных газов (а затем и пород

коры). При этом аммиак NH_3 окислялся до молекулярного азота N_2 (а часть аммиака поглощали организмы), и так, по-видимому, образовался почти весь азот современной атмосферы. Метан CH_4 и окись углерода CO окислялись до CO_2 , и углекислота преимущественно уходила в морскую воду, превращая ее из исходной хлоридной в хлоридно-карбонатную (и создавая в пей вместе с ионами Ca^{2+} карбонат-бикарбонатный буфер, способствовавший превращению «лишних» бикарбонатов в карбонатные осадки). Сера и сероводород окислялись до SO_2 и SO_3 ; в океане начал появляться сульфат SO_4^{2-} , так что морская вода становилась хлоридно-карбонатно-сульфатной (как уже упоминалось, изотопное отношение $\text{S}^{32}/\text{S}^{34}$ пачало уменьшаться со среднего протерозоя, а первые сульфатные осадки появились в верхнем рифее).

В горных породах нижнего протерозоя обнаружены многочисленные свидетельства происходившего в то время перехода от восстановительных к окислительным условиям в атмосфере и океане. Одним из наиболее важных свидетельств является изменение поведения железа в морской воде: окисление закиси железа FeO до окиси Fe_2O_3 резко понизило подвижность железа и привело к массовому выпадению из водной взвеси гидратов окиси железа в комплексе с $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и органикой в осадки, преобразовавшиеся затем в многочисленные железистые кварциты нижнего протерозоя — *джеспилиты* Криворожского бассейна и Курской магнитной аномалии в СССР, Верхнего озера в Северной Америке и ряда крупных месторождений в Индии.

Типичное для нижнего протерозоя чередование слоев железистых кварцитов со сланцами указывает, возможно, на частую смену окислительных и восстановительных условий. Следует также упомянуть мощные пласты *гематита* и *сидерита* в нижнепротерозойских карбонатных и терригенно-карбонатных отложениях Саткинской и Бакальской групп Южного Урала, а также некоторых районов Карелии (СССР), Канады и США.

По данным Р. Е. Фолинсби (1971), проанализировавшего условия образования докембрийских осадочных и россыпных рудных месторождений, заметные количества свободного кислорода появились около 2,2 млрд. лет тому назад.

Над упоминавшимися выше золото-ураноносными конгломератами пачала нижнего протерозоя располагаются карбонатные отложения — доломиты и биогенные извест-

няки возрастом около 2,4—2,5 млрд. лет, а над ними впервые в разрезе древних осадков появляются *красноцветы* — породы, образовавшиеся из древних почв, содержавших окисное железо, которые могли формироваться лишь при появлении в атмосфере свободного кислорода. Выше первого доломитового горизонта с биогенными известняками середины нижнего протерозоя золото-ураноносные конгломераты больше не встречаются, так как при появлении в атмосфере кислорода обломочные сульфиды и уранинит окисляются и условия для одновременного накопления в россыпях урана и золота исчезают. Примером может служить урановая минерализация в гуронских породах Канады, где золото-ураноносные конгломераты с окатанными зернами пирита и уранинита находятся в сероцветных породах серии Эллиот-Лэйк; выше, в красноцветных кварцитах серии Кобальт, вместо пирита присутствует гематит, а урановая минерализация исчезает.

В породах среднего протерозоя и тем более рифея остатки жизнедеятельности водорослей — биогенные известняки — встречаются все чаще и чаще; очевидно, продуцирование свободного кислорода водорослями в эти эры нарастало. По расчетам Л. Беркнера и Л. Маршалла, содержание свободного кислорода в атмосфере в одну тысячную долю современного уровня (*точка Юри*) было достигнуто в среднем рифее, около 1,2 млрд. лет тому назад. К этому же выводу пришел и П. Клауд (1965) в результате обобщения палеонтологических, геологических и геохимических данных. Согласно Е. П. Акульшиной, А. В. Ивановской и Ю. П. Казанскому (1971), с этого времени начали образовываться мощные кислые выщелоченные *коры выветривания* в ряде областей на поверхности континентов, окрашенные гидроокислами железа в бурые и красные цвета (причем при захоронении окислы не восстанавливались из-за отсутствия на суше тех времен органического материала). Отметим, что отношения азота к кислороду N_2/O_2 в газовых включениях в среднерифейских кремнистых отложениях Восточной Сибири уже близки к их значениям в современных атмосфере и гидросфере (Ю. П. Казанский, В. Н. Катаева, Н. А. Шугурова (1969)).

Наличие свободного кислорода создало возможность для следующего крупного шага в эволюции жизни — появления организмов, потребляющих кислород, — животных. И действительно, наиболее древние остатки животных

найжены в породах среднего протерозоя (трубочки червей в слоях Удоканской серии Забайкалья). Несомненное становление многоклеточных морских животных датируется началом верхнего рифея, около 1 млрд. лет тому назад. В венде обнаружено уже не менее 20 родов животных, преимущественно кишечнополостных («век медуз») и членистоногих, — это так называемая *эдиакарская* бесскелетная фауна (пазванная по местечку Эдиакара в Австралии, где в породах вендского возраста найдено много отпечатков этих животных).

С биологической точки зрения критическим уровнем содержания свободного кислорода в атмосфере является так называемая *точка Пастера*, около одной сотой от количества кислорода в современной атмосфере, при которой организмы переходят от использования энергии процессов ферментативного брожения к энергетически более эффективному (в 30—50 раз) окислению при дыхании. По расчетам Л. Беркнера и Л. Маршалла, точка Пастера была достигнута в конце венда, около 600 млн. лет тому назад, и это привело в начале фанерозоя к настоящему биологическому взрыву — массовому распространению практически всех типов животных (кроме хордовых).

Растения, осуществляющие фотосинтез первичной биологической продукции и потому являющиеся первоосновой всей жизни, вскоре начали проникать на сушу, вначале в наиболее примитивных формах (*псилофиты*) и очень медленно — одним из главных препятствий для проникновения жизни на сушу являлось отсутствие в атмосфере озонового экрана, который защищал бы живые организмы от жестких излучений Солнца. Л. Беркнер и Л. Маршалл считают, что появлению озонового экрана около 400 млн. лет тому назад отвечало содержание кислорода в атмосфере порядка 10% современного уровня, после чего современный уровень был достигнут очень быстро — всего за несколько десятков миллионов лет — вследствие бурного фотосинтеза в гигантских лесах на континентах того времени.

Заканчивая на этом изложение истории кислорода в атмосфере и гидросфере, отметим, что в настоящее время годовая продукция кислорода, выделяемого всеми растениями в море и на суше, имеет порядок 100—150 млрд. т (и распределяется между морем и сушей приблизительно поровну, составляя в море около 10% продукции массы водорослей). При таком темпе весь кислород атмосферы

ры — порядка 10^3 триллионов т — был бы создан всего за десяток тысячелетий, однако практически весь продуцируемый сейчас кислород затрачивается на дыхание животных, окисление органических остатков, вулканических газов и на выветривание горных пород.

Остаповимся теперь вкратце на истории углекислого газа. Первоначально он попадает в атмосферу и гидросферу, несомненно, в продуктах дегазации мантии, в которых образуется путем высокотемпературных каталитических реакций графита с водой, разложения карбидов, температурной диссоциации первичных карбонатов, а затем также путем окисления метана и CO вулканических газов. Удаление углекислого газа из атмосферы и гидросферы происходит главным образом при образовании карбонатов — в результате как химических реакций, так и биологических процессов (образование карбонатных оболочек и скелетов организмов); некоторая доля CO_2 расходуется также на образование органического вещества в процессе фотосинтеза растений. Согласно подсчетам О. Г. Сорохтина, химическое осаждение карбонатов все время ограничивалось лишь количеством CO_2 , тогда как вторая необходимая составляющая карбонатов — гидроокислы кальция, магния и железа — всегда находилась в большом избытке.

В катархее карбонатных пород немного; укажем прежде всего мраморы и известковистые кристаллические сланцы Прибайкалья, Побужья, Памира (Ваханская серия) и Юго-Восточной Канады (серия Гренвилл), образовавшиеся, вероятно, из сульфатно-серпистых известняков и доломитов. В архее карбонатных пород, пожалуй, еще меньше. В нижнем протерозое, когда появился кислород, выросло количество CO_2 , морская вода стала хлоридно-карбонатной и в ней образовалось карбонат-бикарбонатное равновесие, появились и мощные слои карбонатных осадочных пород, прежде всего доломитов химического происхождения (при большом содержании CO_2 и высоком щелочном резерве в морской воде доломитовое вещество насыщает воду и выналет в осадок легче, чем CaCO_3); примером может служить мощная доломитовая свита Трансвааля возрастом около 2 млрд. лет.

В дальнейшем в карбонатных породах наблюдается некоторый рост доли кальцита за счет доломитов (объясняемый, вероятно, снижением щелочного резерва морской воды; Р. В. Фэйрбридж считает, что значение pH воды в среднем и верхнем протерозое могло падать до 4—5),

а также увеличение доли карбонатов биологического происхождения.

В венде содержание CO_2 в океане, по-видимому, уменьшилось (возможно, вследствие затрат углекислоты при фотосинтезе водорослей), морская вода приобрела хлоридно-сульфатный характер и значение рН в ней опять достигло 7, допустив в некоторой мере образование карбонатов; может быть, это и содействовало появлению скелетов у животных в начале фанерозоя.

Позже, 360—280 млн. лет тому назад, развитие фотосинтезирующей растительности на суше привело, вероятно, к повому уменьшению содержания CO_2 в атмосфере, а потому и в океане, и значение рН в морской воде выросло до современного уровня 7,5—8,5. Это, вероятно, содействовало вспышке в развитии организмов, выделяющих известь, — *кокколитовых водорослей* и одноклеточных животных — корненожек *фораминифер* (возникших еще в начале фанерозоя; в рассматриваемый период наибольшее развитие имели фораминиферы надсемейства *фузулинид*). После некоторого спада такая вспышка повторилась 130—70 млн. лет тому назад, обусловив массовое выпадение биогенных карбонатных осадков мелового периода (причем наибольшее развитие из фораминифер имели *нуммулиты*). В настоящее время накопление карбонатов в Мировом океане происходит почти исключительно биологическим путем (причем основную роль в нем играют планктонные фораминиферы — в холодных и умеренных водах *глобигерины*, а в теплых — *глоборталлии*).

ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Осадочные породы и скорость их образования. Пододвигание океанской коры под континенты в зонах Заварицкого—Беньюфа. Образование океанской коры в рифтовых зонах. Изверженные породы. Образование континентальной коры над зонами Заварицкого—Беньюфа. Метаморфические породы, гранитизация. Геохимическая эволюция земной коры. История руд

Земная кора состоит из осадочных, изверженных и метаморфических пород. Рассмотрение их эволюции удобнее всего начать с осадочных пород, образование которых в океанах в настоящее время доступно непосредственному наблюдению.

Скорости океанского осадкообразования оцениваются по возрастам различных слоев в колонках донных осадков, получаемых при помощи грунтовых трубок, и в кернах, извлекаемых при бурении океанского дна.

Относительный возраст слоев определяют палеонтологическим методом по видам организмов с известковыми раковинками — корненожкам, фораминиферам и кокколитоидным водорослям, а также организмов с кремнеземными раковинками — диатомовым водорослям и одноклеточных животных радиолярий; анализируются и попавшие в осадок пыльца и споры наземных растений. Слои разного возраста различаются также по характеру их намагниченности, на чем основаны методы палеомагнитной стратиграфии, к которым мы вернемся в главе 8.

Абсолютный возраст слоев осадков определяют изотопными методами — по содержанию в них радиоактивного изотопа углерода ^{14}C (возраст до 50—60 тыс. лет); ионий-протактиниевым методом по изотопному отношению $^{230}\text{I}/^{231}\text{Pa}$, а также радиево-иониевым, ионий-ториевым и протактиний-ториевым методами (возраст до 200 тыс. лет); по содержанию радиоактивных висмута (^{214}Bi), алюминия (^{26}Al) и бериллия (^{10}Be) (возраст до 0,3, 3 и 10 млн. лет); калий-аргоновым методом.

Полученные указанными методами оценки скоростей осадкообразования, а также карты типов осадков показывают, что в осадкообразовании проявляется широтная, циркумконтинентальная и вертикальная зональность.

В зонах срединно-океанских хребтов осадки встречаются лишь в разрозненных «карманах». Наименьшие скорости осадкообразования — меньше 1 мм за 1000 лет, а местами даже меньше 0,1 мм — наблюдаются в глубоких центральных котловинах океанов; осадки там имеют вид тонких слоев плотных красных глин. На большей части площадей Тихого и Индийского океанов осадконакопление происходит со скоростями 3—10 мм за 1000 лет, причем образуются преимущественно карбонатные осадки. В высокоширотных и экваториальной зонах Тихого и Индийского океанов и на большей части площади Атлантического океана (в котором осадкообразование вообще происходит в несколько раз интенсивнее, чем в Тихом) скорость осадкообразования увеличивается до 10—30 мм за 1000 лет, а ближе к берегам — до 30—100, в краевых морях — до 100—500, а напротив устьев больших и мутных рек — до тысяч и даже десятков тысяч миллиметров за 1000 лет. Средняя по всей площади океанов скорость осадконакопления получается порядка десятков миллиметров за 1000 лет.

Другой способ оценки средней скорости осадкообразования заключается в подсчете источников осаждающегося вещества. Главным источником является твердое вещество, выносимое с континентов реками в виде взвеси; по данным, изложенным в книге А. П. Лисицына (1974), его масса оценивается в 18,5 млрд. т в год, причем около 40% этой суммы дают 11 крупнейших рек — Хуанхэ, Ганг, Брахмапутра, Янцзы, Миссисипи, Амазонка, Инд, Иравади, Меконг, Оранжевая и Колорадо. Сток растворенных веществ оценивается в 3,2 млрд. т, снос твердого вещества ледниками и ветром — соответственно в 1,5 и 1,6 млрд. т, скорость размыва морских берегов и дна — в 0,5 млрд. т в год. Вклад вулканического пепла в океаническое осадкообразование оценивается в 2—3 млрд. т в год. Наконец, из огромной годичной продукции планктона, порядка 550 млрд. т живого или 110 млрд. т сухого вещества, на дно океана осаждается лишь очень малая доля: карбонатного вещества — 1,36 и кремнистого — 0,46 млрд. т. По этим данным суммарная скорость океанского осадкообразования оценивается в 27 млрд. т в год. Поделив эту цифру на площадь океанов $3,6 \times 10^{18}$ см² и на типичный объемный вес твердой фазы рыхлых осадков натуральной влажности, скажем на 1,5 г/см³, получим среднюю скорость осадкообразования, равную 50 мм за

1000 лет, в хорошем соответствии с прямыми измерениями.

Средняя скорость наращивания осадочных пород плотностью $2,5 \text{ г/см}^3$ получается равной 3 см за 1000 лет (а скорость эрозии суши вдвое больше). При такой скорости осадкообразования за 4 млрд. лет геологического времени сформировалась бы кора из осадочных пород толщиной 120 км и массой $10,8 \cdot 10^7$ триллионов т, тогда как, по данным главы 1, вся земная кора, состоящая из осадочных, изверженных и метаморфических пород, имеет среднюю толщину 33 км и массу $4,7 \cdot 10^8$ триллионов т (осадочных пород в ней лишь около $2 \cdot 10^8$ триллионов т). Даже если принять, что скорость осадкообразования в течение большей части геологического времени была меньше современной, скажем, втрое, то за 4 млрд. лет все же накопился бы слой осадочных пород толщиной 40 км, тогда как в современной континентальной коре его толщина в среднем равна 3 км, а в океанской коре — всего 0,7 км. Таким образом, мы сразу же приходим к важному выводу о том, что должны действовать какие-то эффективные механизмы превращения осадочных пород в изверженные и метаморфические породы континентальной коры и даже полного исчезновения осадочных пород, т. е. их уход из земной коры в мантию.

Опускаться в мантию осадочные породы могут, вероятно, лишь вместе со всей несущей кору литосферной плитой. Наиболее подходящими местами для таких процессов представляются края литосферных плит. Естественно ожидать, что на границе между двумя сталкивающимися литосферными плитами (несущими, например, одна океанскую, а другая континентальную кору) та из них, которая обладает меньшей плавучестью (т. е. большей плотностью, в приведенном примере — океанская), заглубляется в мантию под более плавучую плиту. Тогда в зоне заглубляющейся плиты следует ожидать глубокофокусных землетрясений.

Как отмечалось в главе 1, все глубокофокусные землетрясения, кроме Памиро-Гиндукушских, происходят вдоль глубоководных океанских желобов, с континентальной стороны от них (и там же находится большинство действующих вулканов). При этом глубины фокусов землетрясений закономерно возрастают по мере удаления от желоба в сторону континента, доходя до значений около 700 км приблизительно на таких же расстояниях от желоба

Рис. 16. Изолинии глубин землетрясений в зоне желоба Тонга в Тихом океане

Область желоба с глубинами 6 км вагстригована

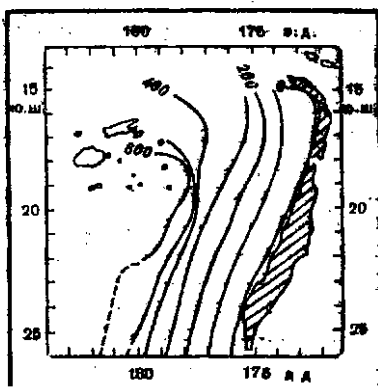


Рис. 17. Проекция фокусов землетрясений, зарегистрированных в 1965 г., в 300-километровой зоне вдоль желоба Тонга на вертикальную плоскость, перпендикулярную желобу

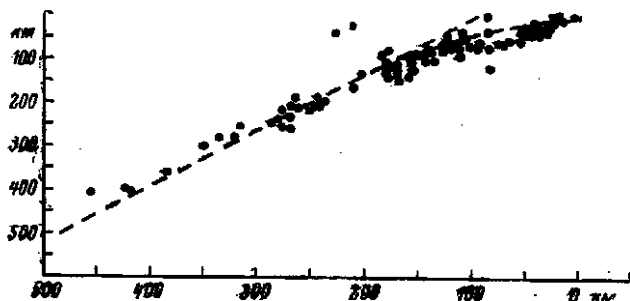
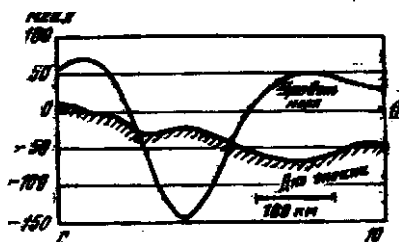


Рис. 18. Профиль гравитационных аномалий на меридиональном разрезе через Яванский желоб в Индийском океане



(рис. 16). Проекция фокусов землетрясений на вертикальную плоскость, перпендикулярную желобу, вырисовывают в ней зону заглубляющейся плиты (уходящей вглубь сначала под небольшим углом к горизонту, затем — после излома под тяжестью верхней плиты — под углом порядка 45° , а с глубиной в несколько сот километров иногда еще круче); см. на рис. 17 желоб Тонга.

Еще в 1946 г. выдающийся советский геолог А. Н. Заварицкий высказывал предположение о возможности пододвигания океанской коры под континенты в областях островных дуг. Позже американский конструктор сейсмографов и электронных музыкальных инструментов Г. Беньоф установил, что очаги глубокофокусных землетрясений сосредоточены в сравнительно тонких зонах, заглубляющихся под углами порядка 45° под края континентов или окраинных морей. Таким образом, зоны заглубления океанских плит справедливо именовать зонами *Заварицкого—Беньофа*.

Оказалось, что механизмы глубокофокусных землетрясений, в том числе направления происходящих при них смещений в литосфере, соответствуют заглублению океанских плит под континентальные; скорости распространения сейсмических волн от промежуточных и глубоких очагов в пределах фокальной зоны на 4—7% выше, а затухание этих волн на порядок ниже, чем в окружающей мантии, т. е. фокальная зона действительно представляет собою плиту, более жесткую, чем окружающая мантия.

Движение плит вглубь создает вдоль океанских желобов, обычно на их континентальной стороне, зоны больших отрицательных аномалий силы тяжести — порядка 150—200 мгал, а перед ними, в зоне сжатия, и особенно з ними, над уплотняющейся заглубившейся частью океанских плит, наблюдаются положительные гравитационные аномалии, но меньшие по величине. В качестве примера на рис. 18 приводится профиль гравитационных аномалий на меридиональном разрезе через Яванский желоб в Индийском океане. Аномалия порядка ± 200 мгал аналогична избыточному или недостаточному давлению в литосфере порядка ± 1000 атм. Поддержание таких избыточных напряжений в течение миллионов и десятков миллионов лет удастся объяснить только движением заглубляющихся литосферных плит. Отметим, наконец, минимумы геотермического потока тепла на континентальных склонах океанских желобов (где толщины сталкивающихся литосферных плит складываются), а также наличие в рельефе океанского дна перед желобами передовых валов, свидетельствующих о горизонтальном сжатии литосферы в этих зонах.

Рассмотрим теперь самый большой из океанов — Тихий. Большую долю его периферии — весь север и запад от Аляски до Новой Зеландии и юго-восток вдоль

всей Южной Америки — образуют зоны Заварицкого — Бенъофа, в которых океанская литосфера уходит вглубь, в мантию Земли. Значит, внутри океана должны находиться области зарождения и растяжения новой океанской литосферы. Во всех океанах такими областями являются срединно-океанские хребты. Установлено, что на их осях в рифтовых долинах граница Мохоровичича, т. е. поверхность мантии, выклинивается и выходит к поверхности дна океана (драгирование на ней приносит образцы ультраосновных мантийных пород). Геотермический поток тепла здесь достигает максимума, широко развит подводный и надводный вулканизм с излияниями толеитовых базальтов, выходами гидротерм и гидротермальными изменениями коренных пород. Рифтовые зоны на осях срединно-океанских хребтов весьма сейсмичны. Землетрясения в этих зонах только мелкофокусные, с глубинами очагов до 10—20 км (а глубже, по-видимому, начинается приподнятая здесь вязкая астеносфера, в которой землетрясений не бывает). Смещения при землетрясениях имеют характер сбросов, что, как и провалившиеся вниз рифтовые долины, указывает на происходящее горизонтальное растяжение литосферы (расходящимися течениями на вершине восходящей ветви конвекции в мантии).

Франко-американская экспедиция ФАМОУС в 1975 г. проводила детальный осмотр участка дна рифтовой долины в Срединно-Атлантическом хребте на глубинах около 4 км, используя обитаемые подводные аппараты — французский батискаф «Архимед», «ныряющее блюдо» «Циану» и американский «Алвин». При этом были обнаружены прямые визуальные свидетельства растяжения океанского дна в виде параллельных оси рифтовой долины трещин длиной от десятков метров до километров и шириной от дециметров у оси до десятков метров у крутых склонов рифтовой долины. Было обнаружено также, что наращивание новой океанской коры происходит путем излияния свежих базальтовых лав из цепочки маленьких вулканов (с высотами в десятки или немногие сотни метров) вдоль полосы шириной в 1—3 км на оси рифтовой долины.

Можно думать, что пространство между раздвигающимися в обе стороны от оси рифтовой долины литосферными плитами заполняется веществом астеносферы, которое, охлаждаясь сверху и кристаллизуясь, наращивает раздвигающиеся плиты. Пусть t — время охлаждения

(равное расстоянию x от оси рифтовой долины, деленному на скорость отодвигания). Тогда, как и вообще в процессах внешнего охлаждения теплопроводных материалов, толщина образующейся плиты, т. е. глубина охлаждения (а также пропорциональная ей глубина оседания нарастающей плиты, т. е. глубина океана над ней), будет расти пропорционально \sqrt{t} (а потому также пропорционально \sqrt{x}). О. Г. Сорохтин с успехом применил этот закон для описания глубин океана в окрестности Срединно-Атлантического хребта (для чего ему пришлось принять скорость отодвигания к западу от хребта равной 1,9 см/год, а к востоку — 1,6 см/год). Результаты приведены на рис. 19.

Согласно изложенным данным океанская литосфера и кора образуются в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов, раздвигаются в обе стороны конвекционными мантийными течениями и, дойдя до зон Заварицкого—Беньофа, уходят вглубь, в мантию Земли, так что дно океана движется от рифтовых зон до зон Заварицкого—Беньофа, как лента конвейера. Прямая связь заглубления океанских плит в мантию в зонах Заварицкого—Беньофа с их отодвиганием от осей рифтовых зон демонстрируется приблизительной пропорциональностью между шириной полос эпицентров землетрясений над зонами Заварицкого—Беньофа и скоростью отодвигания плит (рис. 20).

Возраст того или иного участка океанской коры оказывается равным расстоянию этого участка от соответствующей рифтовой долины, деленному на соответствующую скорость отодвигания. Эти возрасты минимальны в окрестностях рифтовых зон срединно-океанских хребтов и максимальны на перифериях океанов. При типичной полуширине океана 5000 км и типичных скоростях отодвигания 2—5 см/год типичный возраст дна океана на его периферии получается порядка 100—250 млн. лет, т. е. много меньше, чем время существования Мирового океана, который, таким образом, является древним образованием с молодым, все время обновляющимся дном.

Идея о растяжении океанского дна была высказана еще в 1928 г. английским геологом Артуром Холмсом, который, однако, сам считал ее предварительной, пока не появятся фактические доказательства. Такие доказательства накопились, и идея о раздвижении океанского дна была возрождена в статьях Г. Хесса и Р. Дитца 1961—1962 гг. Теперь эта идея является одной из основ та

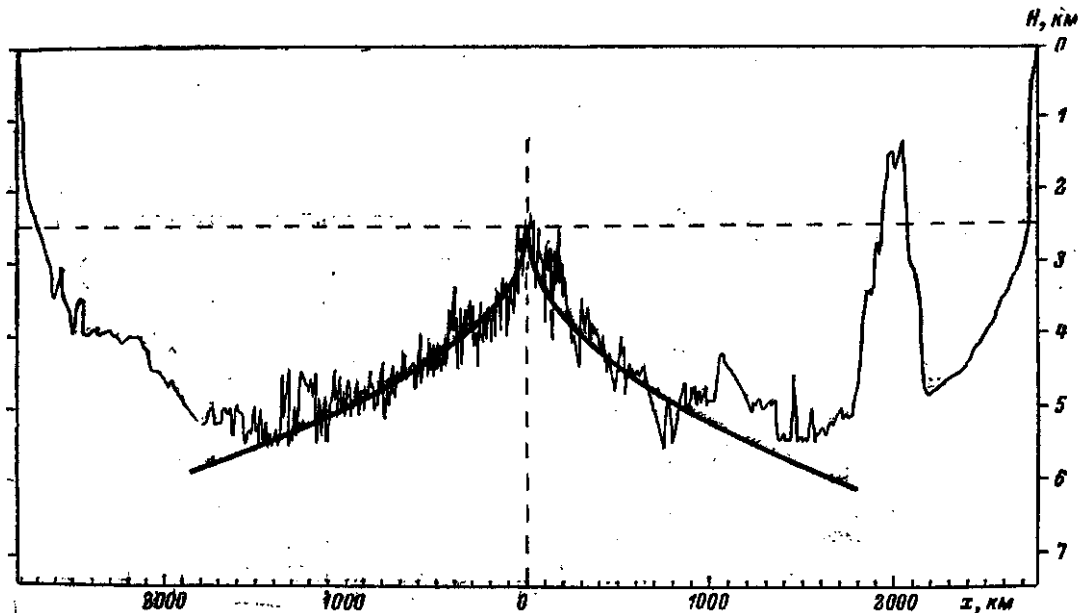


Рис. 19. Описание глубин океана H в окрестностях срединно-океанского хребта законом $H \sim \sqrt{x}$ (по О. Г. Сорохтину).

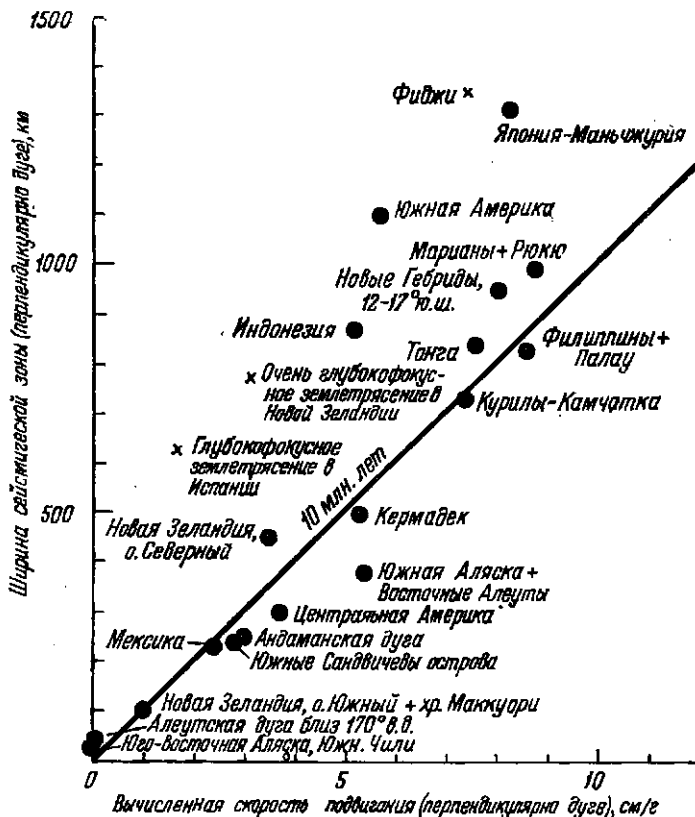


рис. 20. Зависимость между шириной полос эпицентров землетрясений над зонами Заварицкого — Бенъофа и скоростью поддвижения океанических плит

называемой новой глобальной тектоники (тектоники литосферных плит), которую мы изложим в главе 9.

Приняв концепцию об уходе в мантию в зонах Заварицкого — Бенъофа океанской литосферы, коры и осадочных пород, мы снимаем кажущуюся трудность, создаваемую высокими темпами океанского осадкообразования, но, наоборот, приходим к необходимости объяснять наличие в континентальной коре мощных древних слоев осадочных пород: как уже отмечалось, на континентах встречаются осадочные породы возрастом до 3,8 млрд. лет, а мощности осадочных слоев доходят до 10—15 и даже до 25—30 км

(например, 30-километровые толщи переслоенных осадочных и вулканогенных пород в Андах). В современном океане многокилометровые мощности слоев рыхлых осадков (со скоростями распространения сейсмических волн P до 4 км/с) имеются лишь у основания материкового склона в некоторых краевых и внутренних морях (например, в Беринговом море 3—10 км, в Черном море 4—8 км, в Каспийском море до 10 км, у атлантического побережья США до 6—8 км, в северной части Индийского океана в областях выноса рек Ганг и Инд 2,5—3 км и более). Поэтому вполне вероятно, что мощные осадочные слои некоторых зон континентов образовались в существовавших там ранее краевых и внутренних морях.

Переходя к образованию изверженных пород, рассмотрим сначала вулканические, а затем также и плутонические породы. В настоящее время известно 808 действующих вулканов, для 569 из них зарегистрированы даты извержений. Их распределение на земном шаре показано на рис. 8. На рисунке видно, что большинство вулканов находится в зонах Заварицкого—Беньюфа, с континентальной стороны от глубоководных океанских желобов. Некоторая часть действующих вулканов находится в центральных районах океанов, преимущественно в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов (к ним относятся, в частности, вулканы Исландии), а также на поперечных трансформных разломах (к ним, по-видимому, относятся вулканы Гавайских островов); вероятно, немало подводных срединно-океанских вулканов еще не зарегистрировано.

Породы, образующиеся в результате извержений срединно-океанских вулканов,— это в основном так называемые толеитовые базальты, слагающие второй слой океанской коры. На примере вулканических серий Гавайских островов известно, что толеитовые базальтовые магмы высокотемпературны, образуются в астеносфере сравнительно глубоко и выбрасываются при извержениях первыми; во втором слое океанской коры они должны занимать нижние горизонты. Затем появляются более тугоплавкие и менее глубинные высокоглиноземистые *оливиновые базальты*, занимающие верхние горизонты второго слоя. Наконец, изливается небольшое количество остаточных, наименее горячих и наименее глубинных щелочных *нефелиновых базальтов*.

Совершенно иной характер имеют породы, образующиеся при извержениях вулканов в зонах Заварицкого —

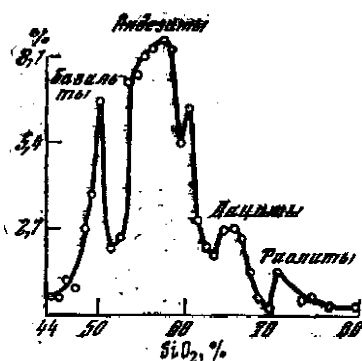
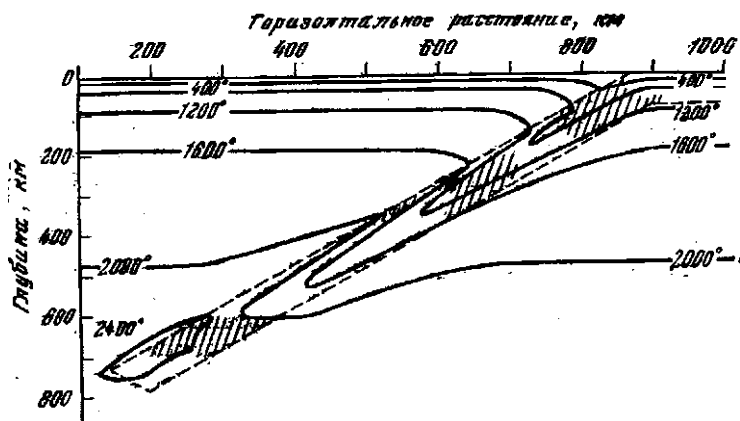


Рис. 21. Доля пород с различным содержанием кремнезема в лавах, изливающихся из вулканов Курильских островов (по Е. К. Маркину)

Рис. 22. Распределение температуры в плите океанской литосферы толщиной 80 км, заглубляющейся в мантию со скоростью 8 см/год (по М. Токсеу, Дж. Миннеару и Б. Джулиану (1971))



Беньофа. В качестве типичного примера на рис. 21 приведены данные о составе лав, изливающихся из вулканов Курильских островов, по Е. К. Маркину (здесь взяты изливавшиеся лавы, а не гораздо более распространенные вулканические пеплы, так как последние сильнее изменяются в результате внешних воздействий). На графике видно, что базальтов здесь уже мало (19%), больше всего пород с промежуточными содержаниями кремнезема — андезитов, андезитов и андезито-дацитов (28,9+35,8+13,1%), появляются кислые породы — риолито-дациты и риолиты (3,2%). Здесь же образуются и интрузивные (плутонические) породы промежуточного и кислого состава — диориты, гранодиориты и габбро. Объяснить это отличие от срединно-океанского вулканизма можно тем, что магмы вулканов и плутонов в зонах Заварицкого —

Беньофа выплаиваются не из мантии, а из заглубляющихся в нее в этих зонах плит океанской литосферы, попадающих в условия высоких температур и давлений. Предположение о связи андезитового магматизма с процессами в зонах заглубления океанской коры А. Н. Заварицкий высказывал еще в 30-х годах этого века.

На рис. 22 показано рассчитанное М. Токсёзом, Дж. Минером и Б. Джулианом (1971) распределение температуры в плите океанской коры толщиной 80 км, заглубляющейся в мантию со скоростью 8 см/год. Плита в целом остается на всех глубинах заметно более холодной, чем мантия, но температуры в ней, конечно, все же по мере заглубления возрастают, особенно на ее границах, где выделяется много тепла из-за трения. Одним из важнейших эффектов этого прогрева должна быть *дегидратация* серпентинитов третьего слоя океанской коры, т. е. их распад с выделением воды.

Выделяющийся при таких процессах водяной пар насыщается кремнеземом, щелочами и летучими компонентами из пород океанской коры, в том числе рядом веществ, концентрировавшихся при образовании осадочных пород. Вследствие перегрева этого пара в нем развивается более высокое давление, чем в окружающих породах, и он поднимается вверх, пропитывая и прогревая вышележащие породы. Вследствие насыщения водой температуры плавления последних снижаются, а поскольку с паром в них поступают кремнезем и щелочи, это создает условия для развития типичного андезитового и кислого магматизма зон *Заварицкого — Беньофа*.

По мере дальнейшего заглубления плиты при ее прогреве выше 700°C (на глубинах больше 80—100 км) все осадочные и базальтовые породы океанской коры расплавляются и, выжимаясь наверх вместе с выделившимися из третьего слоя коры флюидами, формируют в коре вышележащей плиты, по-видимому, все породы гранитно-метаморфического и базальтового слоев, превращающих эту кору в континентальную. В продолжающей заглубляться плите от океанской коры остаются лишь оливины и окислы железа, никеля, хрома и марганца. Выбегая эти вещества из состава серпентинитов третьего слоя океанской коры и сложившись остаток с составом базальтов второго слоя и океанских осадков в пропорциях $\rho_2 h_2 : \rho_1 h_1$ (где $\rho_2=3$, $\rho_1=2,8$ и $\rho_1=2$ г/см³ — плотности пород этих слоев, а $h_2=4,5$, $h_2=1,5$ и $h_1=0,5$ км — их толщины), О. Р. Сорох-

тин с соавторами (1971) получили состав континентальной коры, очень близкий к известному по геологическим данным.

Дополнительным аргументом в пользу изложенных представлений об образовании континентальной коры может служить следующий расчет тех же авторов. При суммарной длине всех зон Заварицкого—Беньофа 60 тыс. км, средней скорости заглубления океанских плит 5 см/год, суммарной толщине океанской коры 6,5 км и ее средней плотности $2,88 \text{ г/см}^3$ за год в мантию заглубляется около 56 млрд. т вещества океанской коры. Если раньше этот процесс происходил медленнее, в среднем, скажем, на 25%, то за 4,5 млрд. лет геологической истории Земли через зоны Заварицкого—Беньофа прошло $1,9 \cdot 10^8$ триллионов т океанской коры. Вычтя отсюда тутоплавкую часть третьего слоя, по изложенному выше расчету составляющую около $\frac{3}{4}$ всей массы океанской коры, убеждаемся, что на образование континентальной коры могло пойти около $4,8 \cdot 10^7$ триллионов т вещества — приблизительно вдвое больше всей ее современной массы. Таким образом, *выделение летучих и легкоплавких компонент океанской коры в зонах Заварицкого—Беньофа оказывается более чем достаточно эффективным механизмом образования континентальной коры: по нашему расчету, на образование последней уходит лишь половина легкоплавких компонент (другая половина остается в мантии).*

Изложенный механизм образования континентальной коры дает объяснение концентрированию в ней (особенно в гранитах) ряда веществ из состава летучих и легкоплавких компонент океанской коры, в том числе урана, тория и щелочей: например, окиси калия (K_2O) в континентальной коре 2,9%, тогда как в современной мантии ее содержание в 100—1000 раз меньше! Первичное концентрирование калия происходит, по-видимому, при образовании глубоководных океанских осадков — илов и глин, поглощающих калий из морской воды, причем он входит в состав гидрослюд. В современных глубоководных осадках содержание K_2O достигает 2—3%, а раньше, когда вынос калия из мантии был более высоким (см. рис. 14, 3), его было больше и в осадках (в водных алюмосиликатах — глауковитах среднего протерозоя было до 10% K_2O , а в конце протерозоя эта концентрация упала до 7%; в глинах Русской платформы она уменьшилась с 4% в рифее до 2,6% в кайнозое).

При заглублении океанской коры в зонах Заварицкого—Беньофа гидрослюда теряет воду и превращается в обычную белую слюду — мусковит; последний в присутствии свободного кремнезема разлагается, выделяя калиевый полевой шпат — ортоклаз. При температурах выше 700° ортоклаз легко переходит в расплавы и уходит из зон Заварицкого—Беньофа вверх, в образующуюся континентальную кору (О. Г. Сорохтин).

Перейдем теперь к рассмотрению метаморфических пород, образующихся из осадочных и изверженных пород в результате изменения их минерального состава под действием высоких давлений и температур в глубоких слоях земной коры (до температур $600\text{--}700^{\circ}$, давлений $10\text{--}12$ тыс. атм и глубин $30\text{--}40$ км; глубже ряд пород уже плавится).

Метаморфизм, по-видимому, особенно широко развит в зонах Заварицкого—Беньофа — в заглубляющихся в мантию океанских плитах и в погружающихся из-за своего веса толщах осадков краевых морей (*метаморфизм погружения*), а также в породах над заглубляющимися океанскими плитами (в частности, *контактный метаморфизм* вблизи внедряющихся снизу раскаленных магматических тел — огромных гранитных и гранодиоритовых *батолитов* площадью свыше 100 км^2 и мощностью до $10\text{--}30$ км, меньших по площади *штоков*, менее мощных котлообразных *лополитов*, грибообразных внедрений между слоями пород — *лакколлитов*, внедрений с параллельными невозмущенным слоям границами — *силлов* и столбчатых интрузий с пересекающими слои границами — *даек*).

П. Эскола ввел понятие о метаморфических фациях — сериях минеральных ассоциаций, образующихся и сохраняющих равновесие в определенных интервалах давлений и температур и отражающих постоянные соотношения между химическим и минеральным составом пород. Области давлений и температур, занимаемые различными метаморфическими фациями, показаны на рис. 23. При росте давления и температуры, скажем, со средним геотермическим градиентом $30^{\circ}/\text{км}$ последовательно образуются следующие фации: 1) цеолитовая (ряд алюмогидросиликатов в ассоциациях со светлыми слюдами и с кварцем); 2) зеленосланцевая (слюда — хлорит, алюмосиликат-эпидот, амфибол — актинолит, натриевый полевой шпат-альбит, иногда выделяют более высокую стадию метаморфизма — эпидот-альбитовую фацию); 3) амфиболитовая

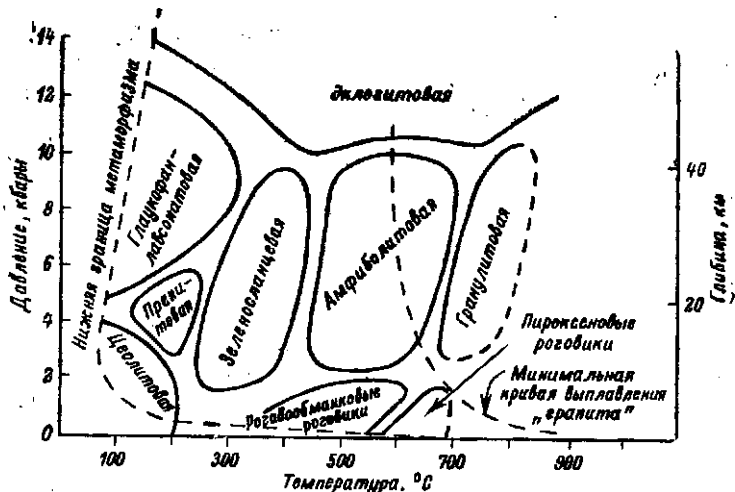


Рис. 23. Области давлений и температур, занимаемые различными метаморфическими фациями

(амфибол — роговая обманка, полевой шпат — плагиоклаз, гранат, сюда — биотит); 4) гранулитовая (пироксены, кальциевый плагиоклаз — анортит); 5) наиболее глубинная эклогитовая (пироксены и гранаты). При низких температурах с ростом давления за цеолитами следует фация голубых сланцев (голубой амфибол — глаукофан, гранат и др.). При низких давлениях с ростом температуры (контактный метаморфизм) за цеолитами следуют фации роговообманковых и затем пироксеновых роговики.

Метаморфические породы образуются в глубинах земной коры, но в результате тектонических движений и размыва вышележащих слоев они могут обнажиться на поверхности Земли. Примером служат упоминавшиеся в главе 2 *офиолитовые ассоциации пород*.

Их местоположение показано на тектонической карте мира (рис. 4). В СССР они встречаются на Урале, Кавказе, в Центрально-Азиатском складчатом поясе, на Сихотэ-Алине и Камчатке. Офиолитовые ассоциации представляют собой чередование глубоководных кремнистых осадков (часто с радиоляриями), подводных подушечных лав и пород основного и ультраосновного состава обычно в состоянии метаморфизма зеленосланцевой, а иногда даже амфиболитовой фации. Офиолитовые ассоциации пород по

составу и строению вполне аналогичны океанской коре. Академик А. В. Пейве (1969) показал, что они могут рассматриваться как остатки древней океанской коры зон Заварицкого—Беньофа. С офиолитами обычно ассоциируются также метаморфические породы фации голубых сланцев, образовавшиеся из осадков при низких температурах, но высоких давлениях в условиях сжатия зон Заварицкого—Беньофа.

Крайней степенью метаморфизма является частичное плавление породы, начинающееся при возрастании температуры, естественно, с самых легкоплавких минералов или с их *эвтектических* смесей, если таковые имеются в породе (эвтектической называется смесь, температура плавления которой ниже, чем у всех составных частей смеси по отдельности). Такой начальный этап частичного плавления породы называется *анатексисом*. В породах коры над зонами Заварицкого—Беньофа анатексис может вызываться их пропитыванием попадающими в них снизу горячими насыщенными кремнеземом и щелочами флюидами (возможно также разогревание пород при химических реакциях с тепловыделением).

Явления, происходящие в зонах глубинного метаморфизма при участии возникающих вследствие анатексиса расплавов, называются *гранитизацией* пород. Такие расплавы обладают большой вязкостью и, как правило, редко доходят до поверхности коры, т. е. при застывании обычно образуют *плутонические*, а не *вулканические* породы. Геологи отмечают, что гранитно-метаморфический слой в кристаллическом фундаменте континентов сложен, по-видимому, преимущественно не настоящими гранитами, а сланцеватыми кислыми *гнейсами* явно метаморфического происхождения и что многие крупные гранитные тела — батолиты — обнаруживают проявления метаморфизма и не имеют вулканических эквивалентов.

Процессы метаморфизма, а затем и плавления пород в плитах океанской литосферы, заглубляющихся в мантию, и пород над этими плитами должны создавать специфическую геохимическую зональность наверхенных пород в коре над зонами Заварицкого—Беньофа — их закономерное изменение с расстоянием от соответствующих глубоководных океанских желобов. Уже на малых расстояниях происходит десерпентинизация гипербазитов третьего слоя заглубляющейся океанской коры, так что содержание воды, кремнезема и летучих веществ в вулканических

продуктах здесь максимально, а дальше оно убывает. Наоборот, содержание веществ, освобождающихся из океанской коры лишь на высоких ступенях метаморфизма, с расстоянием должно увеличиваться; это относится, в частности, к калию, приобретающему подвижность лишь в результате наиболее высокотемпературных процессов разложения слюды. Эти закономерности получают хорошее подтверждение в данных по вулканам Курильских островов: в их продуктах содержание H_2O , SiO_2 и летучих веществ с удалением от желоба убывает, а содержание калия и отношение K_2O/Na_2O возрастают.

Геологами установлено следующее чередование рудных полезных ископаемых в зонах Восточной Азии. В зонах с офиолитовыми ассоциациями встречаются медь, золото, хром, пикель, платина. В зоне интенсивного андезитового вулканизма сначала идет подзона с гранитными и гранодиоритовыми батолитами и месторождениями золота, свинца, олова, а часто и молибдена, а затем подзона с мелкими гранитными интрузиями и месторождениями редких металлов, полиметаллов, олова и вольфрама. Накопец, в зоне щелочного магматизма обнаруживаются месторождения редких элементов. Отметим, что предположение о связи зональности полезных ископаемых Тихоокеанского пояса с процессами в зонах пододвигания океанской коры под континент высказывалось советским геологом С. С. Смирновым еще в 30-х годах текущего столетия.

Переработка осадочных пород океанской коры в зонах Заварицкого—Беньофа замыкает цикл *выветривание* → *снос* → *осадкообразование* → *заглубление* → *метаморфизм* → *магматизм* ↔ *выветривание*, через который могла проходить (может быть, даже многократно) значительная доля материала континентальной коры. Прохождение через такие циклы должно было уравнивать *средние* составы изверженных и осадочно-метаморфических пород; и действительно, А. Б. Ронов обнаружил, что при одинаковом содержании кремнезема в породах этих двух типов оказывается одинаковым также и содержание глинозема. Однако в этих циклах осуществлялась, наоборот, резкая дифференциация различных составных частей пород и образовывались, нередко при участии живых организмов, местные концентрации ряда веществ. Таким образом, возникала и росла неоднородность земной коры.

Итак, по изложенным представлениям континентальная кора формируется путем переработки океанской; океан-

ская же кора образуется путем выплавки легкоплавких компонент из мантии, что, стало быть, и является первичным процессом образования и роста земной коры. Поэтому эволюция суммарного состава коры должна следовать за эволюцией состава мантии. В последней, как указывалось в конце главы 3, главным процессом было постепенное обогащение кремнеземом, остающимся после перехода железа в ядро. Первичная мантия была недонасыщена кремнеземом, и выплавки из нее образовали катархейскую кору из основных пород (вероятно, *анортоситов*, состоящих в основном из кальциевого полевого шпата — *анортита*) с включениями гипербазитов. Продукты их разрушения составляют 60% в осадочных породах нижнего архея возрастом 3,5—3 млрд. лет (рис. 24). Еще 20% в них составляют продукты разрушения андезитовых пород — граувакки, 15% — разрушенные метаморфические амфиболитовые породы, остальное — кварциты.

В нижнем протерозое осуществлялся ряд важных геохимических процессов: 1) из мантии начали выплавляться толейтовые базальты; 2) уровень океана поднялся выше срединно-океанских хребтов, стала осуществляться полная серпентинизация гипербазитов третьего слоя океанской коры и выделяющиеся при этом карбонаты положили начало широкому образованию карбонатных осадков; 3) произошло массовое выпадение железистых кварцитов — джеспилитов; 4) возникли осадочные толщи, по составу близкие к гранитам; 5) появились первые настоящие андезитовые лавы (обнаруженные в Карелии); 6) вслед за широким развитием карбонатных осадков образовались первые щелочные интрузии и близкие к ним по типу граниты *рапакиви*. В осадочных породах нижнего протерозоя, возраст которых 2,6—1,9 млрд. лет (рис. 24), разрушенных эффузивов и граувакков уже только 25%; сланцы и глины, по составу близкие к гранитам, выходят на первое место — 35%; железистые кварциты, а также конгломераты и пески дают по 15% и 10% составляют карбонаты.

В начале среднего протерозоя, когда вся океанская кора уже приобрела современный характер с полностью серпентинизированным третьим слоем, земную кору охватила широкая волна всеобщего метаморфизма, породившая крупнейшие плутоны гранитоидов и чарнокиты (см. главу 2). В осадочных породах среднего и верхнего протерозоя, возраст которых 1,9—0,6 млрд. лет, доминируют уже продукты разрушения метаморфических пород — ам-

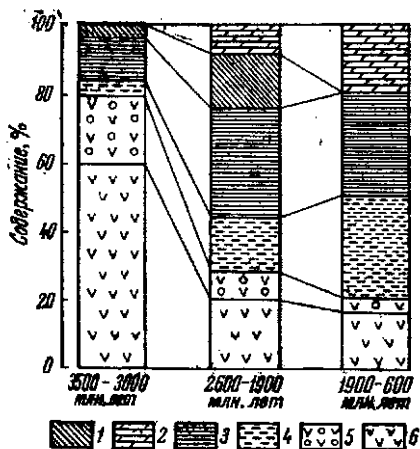


Рис. 24. Девонийская эволюция состава осадочных пород (по А. И. Тугаринову и Г. В. Войткевичу)

1 — железистые кварциты; 2 — карбонаты; 3 — амфиболитовые сланцы и глины; 4 — кварциты, конгломераты, пески; 5 — граувакки; 6 — продукты разрушения основных и ультраосновных изверженных пород

фиболиты и глины, конгломераты и пески занимают по 30%; доля разрушенных эффузивов падает до 20%, до этой же величины возрастает доля карбонатов, железистые кварциты исчезают.

В заключение настоящей главы уместно затронуть проблему наибольшей практической важности — историю образования месторождений полезных ископаемых. Первичное концентрирование ряда веществ могло происходить еще при выплавках легкоплавких и летучих компонент из мантии в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов, рудоформирующие эффекты повышенных концентраций ряда металлов гидротермальных растворов рифтовых зон обнаружены экспедицией А. П. Лисицына в Тихом океане. Вторичное концентрирование происходило как при осадкообразовании, так и при переработке океанской коры в зонах Заварицкого—Беньюфа (включая деятельность гидротермальных растворов в породах над этими зонами).

Остановимся вкратце на истории месторождений золота, урана, свинца, железа и меди, следуя А. И. Тугаринову (1973). Золото относится к элементам сидерофильным, т. е. имеющим родство с железом. Поэтому концентрация золота в мантии и, следовательно, в выплавляющихся из нее базальтах должна была уменьшаться со временем по мере перехода железа из мантии в ядро. Это служит объяснением тому, что самые крупные месторождения золота — Колар (Индия), Иеллоунайф (Канада), Гранж-Майн

(Бразилия) и Витватерсранд (ЮАР) — оказываются чрезвычайно древними: они сосредоточены в метаморфизованных архейских основных породах или в зонах действия возникших в них гидротермальных растворов, возраст которых 3,1—2,6 млрд. лет.

Уран принадлежит к литофильным элементам, имеющим сродство с силикатами. Его наиболее древние крупные месторождения относятся к концу архея и первой половине нижнего протерозоя (Витватерсранд — около 2,7 млрд. лет) и имеют осадочный характер. Гидротермальные месторождения (по-видимому, над зонами Заварицкого—Беньофа) образовывались в последующие тектоно-магматические эпохи (т. е. эпохи активизации зон Заварицкого—Беньофа) начиная с Балтийской (в Канаде — Атабаска, 1,8 млрд. лет, и Медвежье озеро, 1,4 млрд. лет; в Австралии — Радиум-Хилл и Иса-Майн, 1,7 млрд. лет; в Африке — Катанга, 620 млн. лет; в Европе — Иохимсталль, 280 млн. лет).

Свинец относится к халькофильным элементам, имеющим сродство с серой, его наиболее распространенная руда — это галенит PbS . Его месторождения связаны с тектоно-магматическими эпохами начиная с самой ранней — Белозерской (3,5 млрд. лет). Однако в дорифейское время, пока осадочная дифференциация коры была еще незначительной, образовались лишь не крупные месторождения свинца, а крупные стали возникать на разных континентах почти одновременно в Карельскую тектоно-магматическую эпоху в раннем рифее (Брокен-Хилл в Австралии — 1,7 млрд. лет, Сулливан в Канаде — около 1,6 млрд. лет, Завар в Индии — около 1,5 млрд. лет). Их образование происходило путем накопления свинца при осадкообразовании и последующего преобразования под влиянием интрузий.

Содержание железа в мантии уменьшается по мере его перехода в ядро (см. рис. 13), соответственно сокращается и его поступление в кору. Поэтому не удивительно, что наиболее крупные месторождения железных руд имеют очень большой возраст: это железокварцевые осадки нижнего протерозоя (джеспилиты), образовавшиеся в результате потери подвижности железа после окисления его закисей до окисей, как об этом было рассказано в предыдущей главе. До этого железо было подвижным и его химическое осаждение происходило лишь в небольших масштабах, а позже новые руды образовывались в основном путем

переработки уже имеющихся осадочных концентраций железа. Укажем, наконец, весьма обильные современные осадочные руды — железомарганцевые конкреции на поверхности дна глубокого океана, количество которых оценивается в 1—2 триллиона т; в Тихом океане они содержат в среднем 24% марганца, 14% железа и заметные количества ряда других металлов.

Медь — это халькофильный элемент; в числе распространенных медьсодержащих минералов следует назвать медный колчедан халькопирит, медный блеск халькозин, ковеллин. Имеются крупные осадочные месторождения — медистые песчаники и сланцы древнего возраста (нижнепротерозойское Удоканское в Забайкалье и верхнепротерозойские Мосабопи в Индии, Меденосный пояс в Замбии и Заире), а также более поздние прожилково-вкрапленные медно-порфировые и медно-молибденовые руды, связанные с интрузиями пад зонами Заварицкого—Беньофа (кайнозойский Меденосный пояс Чили, Бингем в США, Валли-Копер в Канаде и др.).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПЕРИОДЫ ФАНЕРОЗОЯ

История периодизации фанерозоя. Геологические периоды и их характеристика. Тектоническое обоснование периодизации; Каледонская, Герцинская и Альпийская тектоно-магматические эпохи. Фанерозойская история континентов и океанов; образование и распад Гондваны и Лавразии

В последующих главах нам придется многократно упоминать различные подразделения фанерозоя — последних 570 млн. лет истории Земли, о которых накоплены наиболее детальные сведения (полученные при изучении пород континентальной коры и, в частности, хранящихся в них достоверных остатков организмов) и которые явились основным предметом исследования классической геологии XIX и первой половины XX в. В итоге классическая геология смогла воссоздать во многих деталях фанерозойскую эволюцию *континентальной коры*.

О структуре, свойствах и поведении *океанской коры* классическая геология практически не имела сведений, что крайне затрудняло понимание движений земной коры в целом или, как говорят, глобальной тектоники Земли. Сейчас построение исторической геологии океанской коры (и тем самым земной коры в целом) уже началось, в связи с чем созданное классиками здание современной геологии подвергается революционной перестройке. О некоторых новых воззрениях уже говорилось в предыдущей главе (образование новой океанской коры в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов, растяжение океанского дна, заглубление океанской литосферы в мантию в зонах Заварицкого—Беньюфа), другие будут рассмотрены ниже. Эта же глава посвящается краткому изложению основных сведений классической исторической геологии фанерозоя.

Термин фанерозой (от греческих слов *фанерос* — явный, *зоэ* — жизнь) введен Чедвиком в 1930 г. Доля докембрийских пород в обнажениях на поверхности Земли невелика, в обнажениях же, которые были известны геологам XIX в., она практически была равна нулю, так что для них фанерозойские породы исчерпывали всю геологическую летопись. Еще Ардуино (1759) предложил делить

эти породы по степени их древности на первичные, вторичные и третичные (последний из этих терминов сохранился и сейчас, он используется для наименования первого периода кайнозойской эры). Расчленение фанерозоя на три эры — древней жизни (палеозой, PZ, длительностью 340 млн. лет), средней жизни (мезозой, MZ, длительностью 163 млн. лет) и новой жизни (кайнозой, KZ, последние 67 млн. лет вплоть до нашего времени) — окончательно было введено Дж. Филлипсом в 1841 г. С биологической точки зрения палеозой может быть вкратце охарактеризован как эра господства морских беспозвоночных, рыб и земноводных, мезозой — пресмыкающихся и кайнозой — млекопитающих.

Эры делятся на *периоды*, периоды — на *эпохи*, эпохи — на *века*; имеются и еще более мелкие подразделения. Всем им даны наименования в основном по местностям, в которых были встречены наиболее яркие или типичные обнажения соответствующих осадочных слоев. Обобщающая колонка «толщи с окаменелостями» впервые была предложена Чарлзом Лайелем в 1839 г.

В дальнейшем расчленение трех эр фанерозоя на геологические периоды многократно пересматривалось, пока не сложилась современная номенклатура, приведенная в табл. 5. Третичный период разделяют на палеогеновый и неогеновый (в табл. 5 указаны также эпохи); каменноугольный (карбон) — на пенсильванский и миссисипский. В таблице указаны также применяющиеся сокращенные обозначения эр и периодов. Наконец, в ней приведен абсолютный возраст границ между периодами в миллионах лет (и в скобках после наименований эр и периодов — их продолжительность), определенный калий-аргоновым методом и утвержденный Международной геохронологической комиссией в 1965 г. (отметим, что первая шкала абсолютного возраста геологических периодов фанерозоя была составлена А. Холмсом по данным свинцового метода еще в 1947 г.; современная шкала отличается от нее лишь немногим). Дадим теперь краткую характеристику каждому из геологических периодов начиная с самых древних.

Кембрий был выделен английским геологом А. Седжвиком в 1835 г., назван по древнему наименованию английской провинции Уэльс, где встречаются древние сланцы этого периода. В докембрийское время, в конце венды, территории современных континентов были в основ-

Таблица 5

Геологические периоды фанерозоя

Эра	Период			Возраст, млн. лет
Кайнозой, KZ (67)	Четвертичный, Q (1,5—2)			1,5±0,5
	Третичный, Tr (65)	Неоген, N (23)	Плиоцен (7)	9±3
			Миоцен (16)	25±2
		Палеоген, P (42)	Олигоцен (12)	37±2
			Эоцен (21)	58±4
			Палеоцен (9)	67±3
			Мезозой, MZ (163)	Мел, K (70)
Юра, J (58)				195±5
Триас, T (35)				230±10
Пермь, P (55)				285±10
Карбон, C (65)	Пенсильвания (40)			325±10
	Миссисипи (25)		350±10	
Палеозой, PZ (340)	Девон, D (55)			405±10
	Силур, S (35)			440±10
	Ордовик, O (60)			500±15
	Кембрий, K (70)			570±15

ном осушенными (как говорят, венд был геократической эрой), а начало кембрия ознаменовалось обширным наступлением моря (*трансгрессией*), сменившимся затем в середине периода некоторым отступанием (*регрессией*) во время Салаирской тектоно-магматической эпохи (см. с. 31). Если докембрийская (вендская) фауна была бесскелетной, то в кембрии появились животные со скелетами, раковинами и панцирями. Особое развитие получили

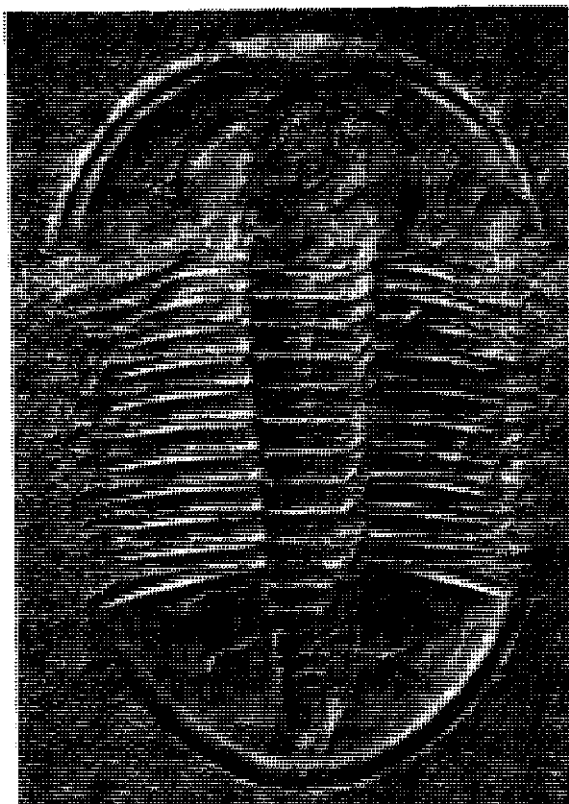


Рис. 25. Отпечаток среднекембрийского трилобита (Сибирская платформа)

трилобиты (рис. 25) — подкласс морских членистоногих, впоследствии вымерших, размерами 2—10 см, иногда до 75 см (из ныне существующих животных на них больше всего похожи представители отряда *мечехвостов*, так называемые кингкрабы). Для раннего кембрия характерны также похожие на губок рифообразующие животные с известковым скелетом *археоциаты*. Упомянем еще *плеченогих* (*брахиопод*) с двустворчатой раковиной и ряд других животных.

Ордовик введен как нижняя эпоха силура английским геологом Р. Мурчисоном в 1835 г.; название предло-

жено Лэпворсом (1879 г.) по древнему кельтскому племени ордовиков, населявших Северный Уэльс во времена Римской империи; в Уэльсе имеются граувакковые толщи этого периода; в качестве самостоятельного периода утвержден лишь в 1960 г. (21-й сессией Международного геологического конгресса). Его первая половина ознаменовалась обширными трансгрессиями моря, в результате которых середина ордовика оказалась талассократической эпохой; во время этой эпохи наибольшая за весь фанерозой часть площади современных континентов находилась под водой. Конец ордовика ознаменовался регрессией моря. Из животных наряду с трилобитами, брахиоподами, головоногими моллюсками, примитивными иглокожими *цистоидеями* широкого развития достигли *граптолиты* — впоследствии вымершие донные и плавающие колонизальные морские животные с хитиноподобной оболочкой, образующие подтип в типе *полухордовых* (из ныне живущих организмов к ним наиболее близки так называемые *крыложаберные*).

Силур введен Р. Мурчисоном в 1835 г., назван по древнему кельтскому племени силуров, населявших Шропшир в Уэльсе (иногда называют также *готландием* по о. Готланд в Балтийском море, где имеются обнажения пород этого периода). В нижнем силуре произошла крупная трансгрессия моря, сменявшаяся в верхнем силуре почти повсеместной регрессией. Из животных наряду со специфическими граптолитами и брахиоподами широкого развития достигли кишечнополостные — рифообразующие кораллы *табуляты* и *ругозы*, а также рачьи с двустворчатой раковишкой *остракоды* и крупные, длиной до двух метров, морские членистоногие *эвриптериды* (*ракоскорпионы*, *гигантостраки*); появились первые рыбы и сухопутные растения — *псилофиты* и *плауновые*.

Девон введен А. Седжвиком и Р. Мурчисоном в 1839 г., назван по графству Девоншир в Англии; в качестве типового избран разрез девонских пород в Рейнско-Арденнской области Европы. Начало девона было геократической эпохой, в течение которой и накопились красочные лагунно-континентальные отложения древнего красного песчаника Англии; затем произошли обширные трансгрессии моря. В течение девона проявлялся ряд ранних фаз *Герцинской* тектоно-магматической эпохи. Наряду с брахиоподами, гигантостраками и кораллами широкого развития достигли морские лилии — *криноидеи*

(остатки которых образовали криноидные известняки), головоногие моллюски — *наutilus* и *аммониты* (в частности, *гониатиты*), бесчелюстные и панцирные рыбы (так что девон иногда называют «веком рыб»); в конце девона от кистеперых рыб произошли первые земноводные животные — панцирноголовые *стегоцефалы*. Появились папоротникообразные, птеридоспермовые, плауновые и хвощовые растения, образовавшие на суше первые леса.

Карбон (каменноугольный период) выделен английскими геологами У. Конибиром и У. Филлипсом в 1822 г., назван по слоям каменного угля в породах этого периода. После регрессии в начале карбона и обширной трансгрессии в его нижней половине произошла резкая регрессия моря в середине периода, затем опять наступила трансгрессия моря. Наряду с брахиоподами, кораллами, криноидеями, моллюсками (особенно головоногими, гониатитами и первыми белемнитами), остракодами широкого развития достигли фораминиферы (крупные *фузулины*), хрящевые и костистые рыбы (в том числе акулы), стегоцефалы, *прямкрылые* насекомые (в частности, огромные стрекозы). Появились первые пресмыкающиеся, но до их расцвета еще далеко. Леса образовывали гигантские тростники *каламиты*, древовидные плауновые *лепидодендроны* и *сигиллярии*, голосемянные *кордаиты* и папоротникообразные; в конце периода начался рост хвойных. В многочисленных болотах формировались торфяники, превратившиеся затем в залежи каменного угля.

Пермь выделена Р. Мурчисоном в 1841 г., названа по Пермской губернии России, где в организованной им экспедиции с участием нескольких западноевропейских геологов изучались обнажения пород этого периода (на 10 лет раньше этот период был выделен бельгийским геологом О. д'Аллау по разрезу в Саксонии и Тюрингии под названием *Пенеенского*, т. е. пустого, безрудного). Она началась интенсивной регрессией моря, приведшей в конце периода к установлению длительной геократической эпохи, продолжавшейся еще и в триасе. На северном суперконтиненте Лавразии в обширных лагунах засушливой субтропической зоны отлагались осадки испарения *эвапориты* — доломиты, ангидриты, гипсы, каменная и калийная соли Соликамска и немецкого Цехштейна, а во влажной экваториальной зоне накапливались массы отмершей растительности, превратившиеся затем

в каменноугольные залежи Советского Союза (Кузбасс, Печора) и Китая. На южном суперконтиненте Гондване, по-видимому в области Южного полюса, имелось обширное континентальное оледенение, следы которого в породах этого периода имеются в Антарктиде, Африке, Индии, Австралии и Южной Америке. Из животных процветали фузулины, брахиоподы, акулы, стегоцефалы и звероподобные пресмыкающиеся *тероморфы* (в том числе огромные хищники *иностраницеви*), достигли расцвета и пассивные, зато почти исчезли трилобиты и гониатиты.

Триас введен Ф. Альберти в 1834 г., назван по его составу в континентальных отложениях Западной Европы из трех слоев: *пестрого песчаника*, *раковинного известняка* и *кейпера* (три года раньше был выделен О. д'Алла под названием Кейперского). Начало триаса было геократическим, затем произошли трансгрессия, образование ряда краевых морей на периферии Тихого океана и, по-видимому, раскол Гондваны на две части: африкано-американскую и индо-австралийскую. В триасе обновились и морская, и наземная фауна. Широкого развития достигли аммониты, двустворчатые моллюски, шестилучевые кораллы, морские ежи, бурно развились пресмыкающиеся, особенно *ящеротазовые динозавры* (*ужасные ящеры*); появились первые водные пресмыкающиеся — *плезиозавры* и *ихтиозавры*, а также первые мелкие млекопитающие; к концу периода окончательно вымерли стегоцефалы. В наземной растительности начали преобладать голосемянные *цикадовые*, *гинкго* и *хвойные*.

Юра выделена французским геологом А. Броньяром в 1829 г., названа по швейцарско-французским Юрским горам (в 1822 г. вводилась У. Конибиром и У. Филлипсом под названием *оолитовой* системы, тогда как название *юрская* предлагалось в то же время А. Гумбольдтом). Начало юры ознаменовалось ранней фазой *Альпийской* тектоно-магматической эпохи, после чего последовала трансгрессия моря (в частности, по-видимому, начал формироваться Индийский океан), а в конце периода — следующая фаза Альпийского горообразования. Наряду с губками и рифообразующими кораллами, двустворчатыми, брюхоногими и головоногими моллюсками (из последних активно обновлялся состав аммонитов, достигли расцвета белемниты), морскими ежами, лилиями и рыбами широко развились *ихтиозавры* и *плезиозавры*, появились гигантские формы наземных растительноядных и хищных ди-

нозавров, а также летающие ящеры и зубастые птицы. Богатой была папоротниковая, хвощовая и голосемянная растительность.

Мел выделил О. д'Алла в 1822 г., назван по слоям белого мела, относящимся по возрасту к верхней половине этого периода. За небольшой трансгрессией в начале мела и последующей регрессией последовала одна из самых глубоких трансгрессий фанерозоя.

В это время, по-видимому, формировалась Южная Атлантика, а конец мела ознаменовался значительной регрессией (с образованием Скалистых гор Восточных Анд). В море господствовали фораминиферы (в частности, появились нуммулиты), рифообразующие колонии двусторчатых моллюсков *рудистов*, аммониты с раковинами разнообразных и причудливых форм (иногда огромными, диаметром до 3 м), костистые рыбы, крупные пресмыкающиеся — ихтиозавры (до середины периода), плезиозавры, а в верхнем мелу также *мозозавры* длиной до 12 м. На суше преобладали пресмыкающиеся, в том числе самые крупные хищники за всю историю Земли *тираннозавры*, крупные травоядные *игуанодоны*, крупные летающие ящеры *птеранодоны* с размахом крыльев до 8 м. В конце периода появились первые беззубые птицы и плацентарные млекопитающие, а аммониты, болениты, рудисты, дипозавры, плезиозавры и многие другие животные вымерли. Из растений в меловом периоде вначале преобладали папоротники и голосемянные, однако еще в нижней половине мела появились покрытосемянные, а во второй его половине они уже завоевали господство.

Третьичный период вводился еще Ардуино в 1759 г.; он фигурировал и в схеме Ч. Лайеля, но позже был разделен на два периода. Палеоген был введен Науманом в 1866 г. как расширение эоцена Лайеля. В течение этого периода осуществился ряд фаз альпийского горообразования, сформировались осевые хребты современных Атласа, Пиренеев, Альп, Карпат, Крыма, Кавказа, Копетдага, Памира и Гималаев; происходил ряд мелких и по крайней мере одна значительная трансгрессия с последующей регрессией в конце периода. В палеогене, по-видимому, сформировалась Северная Атлантика и возникли разломы рифтовых зон Восточной Африки. Максимально развились крупные фораминиферы — нуммулиты (так что палеоген иногда называют нуммулитовой системой), а также мелкие планктонные фораминиферы *глобигерины* и *глоборо-*

талли; развились брюхоногие и двустворчатые моллюски, сократилось число брахиопод. Очень распространились млекопитающие — древние хищники *креодонты*, от которых возникли первые копытные (всеядные *кондилатры*), а от них в конце периода — травоядные парно- и непарнокопытные. В палеогене появились обезьяны, в конце периода — первые хоботные. В этот период в Австралии возник самостоятельный центр развития *однопроходных* (таких, как утконос и ехидна) и *сумчатых*, а в Южной Америке — центр развития сумчатых, *неполнозубых* (броненосцы, ленивцы, муравьеды) и низших обезьян.

Палеоген делят на три эпохи: пиккий (P_1), или палеоцен, введенный В. Шимпером в 1874 г.; средний (P_2), или эоцен, введенный Ч. Лайелем в 1833 г. (от греч. слов *эос* — заря и *кенос* — новый); верхний (P_3), или олигоцен, введенный Г. Бейрихом в 1854 г.

Неоген введен австрийским геологом М. Хёрнесом в 1853 г., по образующие его эпохи миоцен, N_1 , и плиоцен N_2 (что означает «менее новая» и «более новая»), были выделены по итальянскому разрезу еще в 1833 г. Ч. Лайелем. Этот период геократический, с наибольшим осуществлением территорий современных континентов за весь фанерозой. В нем окончательно сформировались современные горные системы Альпийской складчатости: Альпы, Аппенины, Карпаты, Балканы, Крым, Кавказ, Понт и Тавр, Гималаи, Анды, Кордильеры, горные области Белуджистана, Камчатки, Японии, Филиппин, Новой Гвинеи, Новой Зеландии. Происходило формирование новых рифтовых зон на континентах в областях Красное море — Восточная Африка, Байкал — Ангара — Баргузин, долина Рейпа. В начале неогена возникло оледенение Антарктиды, к концу периода — в горных странах.

Основой для распознавания различных слоев морских отложений неогена являются двустворчатые моллюски отряда *пластинчатожаберных*, брюхоногие моллюски, фораминиферы и остракоды. В мире наземных животных появился ряд новых семейств и среди их представителей — медведи, собаки, гиены, хоботные мастодонты и динотерии, гигантские тигры, носороги, антилопы, олени, овцы, первые свиньи, трехпалые лошади гиппарионы, человекообразные обезьяны. Наиболее разнообразной фауна была в Евразии. В Северной Америке не было мастодонтов, оленей и обезьян, хищников было меньше, а копытных больше, чем в Евразии; миграция животных из

Евразии в Северную Америку началась в позднем миоцене (по-видимому, в области Чукотка — Аляска). В Южной Америке развивались специфические сумчатые, копытные, грызуны, гигантские неполнозубые, плосконосые обезьяны; миграция животных из Северной Америки в Южную началась лишь в среднем плиоцене. Австралия с ее специфическими сумчатыми оставалась изолированной. Растительность, близкая к современной, свидетельствовала о постепенном похолодании. В конце неогена в приарктических областях континентов появились хвойные леса и даже тундры.

Четвертичный период выделен французским ученым Ж. Денуайе в 1829 г. Название дано как дополнение к «первичным, вторичным и третичным» слоям пород (по Ардуино). Соответствующие этому периоду рыхлые континентальные отложения выделялись А. Вернером под названием *аллювия* еще в 70-х годах XVIII в. В 1823 г. английский ученый У. Бакленд разделил их на более древний *дилувий* — отложения «всемирного потопа» — и более молодой *аллювий*. В 1832 г. Ч. Лайель назвал дилувий *плейстоценом*, т. е. «паиболее новым»; позже его стали называть также *ледниковым периодом*, а послеледниковое время — *голоценом*, т. е. «самым новым». Наконец, в 1922 г. русский геолог А. П. Павлов предложил для четвертичного периода название *антропоген*, чтобы отметить формирование человека и человеческого общества в течение этого периода.

Четвертичный период отличается многократными сменами климатических похолоданий и потеплений. Во время похолоданий в высоких широтах возникали континентальные оледенения (и в связи с переходом в них значительных количеств воды из океанов уровень последних поднимался на 100—150 м — это один из видов глобальных колебаний уровня моря в отличие от региональных, вызываемых вертикальными движениями земной коры, и от локальных колебаний); вне ледниковых областей устанавливался влажный климат; происходило понижение температуры поверхностных вод океана, даже в тропиках она снижалась на 6° С. Во время потеплений континентальные ледяные щиты таяли, уровень океана повышался, климат внеледниковых областей становился более сухим. Колебания климата не только вызывали миграции животных и растительности из-за изменений среды их обитания, но и способствовали появлению некоторых новых видов; так,

например, во время максимального (среднечетвертичного) оледенения появились мамонты и шерстистые носороги.

Комиссией по международной карте четвертичных отложений Европы в 1932 г. принято деление четвертичного периода на нижний, или эоплейстоцен (завершающийся окончанием Миндельского оледенения Альп, около 300 тыс. лет тому назад), средний, или мезоплейстоцен (завершающийся окончанием Рисского оледенения, около 75 тыс. лет тому назад), верхний, или неоплейстоцен (завершающийся окончанием Вюрмского оледенения, документируемым моренами Сальпаусселькя в Южной Финляндии, 10,8—10,1 тыс. лет тому назад), и голоцен. Более детальное расчленение плейстоцена, связанное с чередованием фаз оледенений, мы рассмотрим в главе 10, посвященной эволюции климата.

Завершив на этом краткую характеристику геологических периодов фанерозоя, перечень которых приведен в табл. 5, попытаемся понять, почему геологи расчленили фанерозой именно таким, а не каким-либо другим образом. Основания для того или иного расчленения даются изменениями от слоя к слою, во-первых, свойств осадочных пород (отражающих изменения условий осадкообразования в конкретном регионе в соответствующие периоды времени, являющиеся, в свою очередь, следствием прежде всего предшествующих горизонтальных и вертикальных движений земной коры, т. е. ее тектоники) и, во-вторых, ископаемых остатков организмов (отражающих уровень развития жизни на Земле).

В развитии жизни, конечно не было никакой периодичности, и палеонтологические данные никаких оснований для термина «период» не содержат. Хотя расцвет тех или иных организмов относился к определенным промежуткам времени (например, мы говорили об эре морских беспозвоночных, рыб и земноводных — палеозое, эре пресмыкающихся — мезозое, эре млекопитающих — кайнозое, веке трилобитов — кембрии, веке рыб — девоне, об аммонитах юры и нуммулитах палеогена, ассоциировали мамонтов с плейстоценом), однако границы этого расцвета в большинстве случаев были размытыми (например, трилобиты существовали не только в кембрии, но и в течение всего палеозоя, а пресмыкающиеся — не только в мезозое, но и еще в карбоне, некоторые из них процветают и сейчас). Создавая хорошую основу для распознавания слоев разного возраста, палеонтологические данные, по-видимому, все

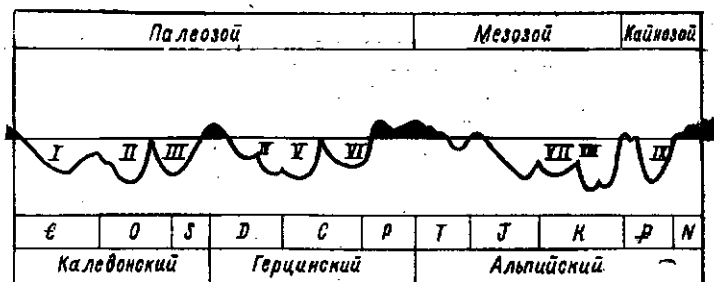


Рис. 26. Тектоно-магматические эпохи фанерозоя

Римские цифры — трансгрессии, зачеркнуты геократические эпохи

же не дают однозначной естественной периодизации истории фанерозоя. К этому вопросу мы еще вернемся в следующей главе.

Данные о свойствах осадочных пород, позволяющие судить прежде всего об их континентальном или морском происхождении, показывают, что многие территории современных континентов неоднократно то заливались морем, то осушались. Палеогеографические карты показывают, что зачастую одновременно с осушением одних участков континентов другие покрывались морем. Однако эти процессы, как правило, не уравнивались и суммарная площадь покрытых морями территорий современных континентов то увеличивалась, то уменьшалась. Иными словами, происходили планетарные трансгрессии и регрессии моря, которые мы перечисляли при характеристике геологических периодов фанерозоя. Это чередование трансгрессий и регрессий изображено на качественном графике рис. 26.

Судя по рис. 26, конец веда был геократической эпохой. В кембрии, ордовике и силуре прошли три волны трансгрессий (первые две — только на континентах северного полушария, особенно на Сибирской и Китайской платформах), закончившиеся геократической эпохой в начале девона. В среднем и верхнем девоне и дважды в карбоне прошли еще три волны трансгрессий (особенно на Русской платформе), после чего наступила длительная геократическая эпоха, охватившая почти всю пермь и триас. В юре, а затем особенно интенсивно в верхнем мелу и, наконец, в палеогене опять прокатились волны трансгрессий; с палеогена установилась новая геократическая эпо-

ха с современным распределением суши и моря. Все же признать периодизацию, приведенную в табл. 5, естественной (а именно: имеющей тектоническую основу) довольно трудно из-за того, что не каждая фаза горообразования, завершающая планетарную регрессию, служит границей между геологическими периодами, а также вследствие того, что фазы горообразования не имели подлинно глобального характера, а проявлялись лишь в некоторых регионах и притом не вполне одновременно.

В фанерозое выделяют в первую очередь Каледонскую (нижнепалеозойскую) тектоно-магматическую эпоху (название предложено французским геологом М. Бертраном в 1887 г. по латинскому названию Шотландии). Она проявилась, во-первых, по западной периферии Европейской платформы, на Грампианской геосинклинали (названной по Грампианским горам в Шотландии) — в Ирландии, Уэльсе, Шотландии, Скандинавии, Шпицбергене и на восточной периферии Североамериканской платформы — в Аппалачах, Нью-Фаундленде и в Гренландии; во-вторых, в Центрально-Азиатском складчатом поясе — в Центральном Казахстане, Саянах, Алтае и Монголии, а также в Восточном Китае; в-третьих, в Восточной Австралии, на Тасмании и в Антарктиде. В подвижных поясах этой эпохи преобладал морской режим, происходило огромное осадко-накопление, имели место вулканизм и плутонизм (в частности, образовывались обширные гранитные батолиты); в Аппалачах, Скандинавии и в Центрально-Азиатском поясе сформировались зоны с офиолитовыми ассоциациями пород (см. главу 5). Образовавшиеся в эту эпоху каледониды ныне являются невысокими сглаженными горами с осадочным плащом над складчатым докембрийским и нижнепалеозойским фундаментом.

Во-вторых, выделяют Герцинскую (Варисийскую, верхнепалеозойскую) тектоно-магматическую эпоху (первое название дано М. Бертраном по горной группе Центральной Европы, называвшейся древними римлянами Герцинским лесом; второе название дано австрийским геологом Э. Зюссом по древнему наименованию Кур Варискорум области Саксония — Тюрингия — Бавария). Главная фаза этой эпохи в конце девона — начале карбона проявилась в Андах, Аппалачах, канадской Арктике, Западной Европе и в Кузнь-Луне. Последующие фазы охватили зоны между Русской, Сибирской, Китайской и Таримской платформами (Тибет — Гиндукуш — Каракорум — Тянь-

Шань — Алтай — Куэнь-Лунь, Урало-Сибирская зона, Урал, хребет Бырранга на Таймыре), Предкавказье, Кавказ, Донбасс, территорию Западной Европы (Францию, Испанию), Южной Америки (Анды) и Северной (Аппалачи, часть североамериканских Кордильер), северо-западную периферию Африки, Восточную Австралию. Интенсивное горообразование происходило преимущественно в приплатформенных зонах с надвигами на платформы. *Герциниды* ныне представляют собой средние и высокие, но не островерхие горы с мезокайнозойским осадочным плащом в низинах и складчатым докембрийским и палеозойским фундаментом.

Третьей является Альпийская (мезокайнозойская) тектоно-магматическая эпоха. Ее фазы охватили зоны: Тетис от Гибралтара до Малайского архипелага, Западно-Тихоокеанскую от Новой Зеландии и Юго-Восточной Австралии до Камчатки и Чукотки и Восточно-Тихоокеанскую — Кордильеры и Анды. В триасе складчатого горообразования еще не было, но происходил интенсивный вулканизм в «огненной зоне» Кордильер — Анд и в Восточно-Сибирской зоне. В юре к нему добавился базальтовый вулканизм в Африке и Бразилии, а в мелу — также и в Индии. В палеогене развилось средиземноморское горообразование, а позже оно охватило и периферию Тихого океана. Альпиды — это высокогорные страны с высочайшими островерхими вершинами и глубокими долинами, в которых складчатый фундамент включает породы всех предыдущих периодов, а осадочный чехол еще только начинает формироваться.

Геологи неоднократно пытались найти какую-нибудь причину кажущейся периодичности или квазипериодичности тектонических процессов на Земле в целом. Установив длительности Каледонской, Герцинской и Альпийской эпох — около 180, 180 и 200 млн. лет соответственно, некоторые авторы обратили внимание на их близость к галактическому году (т. е. к периоду обращения Солнечной системы вокруг центра тяжести Галактики, составляющему около 180 млн. лет) и предложили объяснять квазипериодическое повторение тектоно-магматических эпох изменениями галактического гравитационного потенциала в окрестностях Солнечной системы вследствие эллиптичности ее орбиты в Галактике, хотя о такой эллиптичности вовсе нет никаких фактических данных. Эта фантазия родни предположениям о расширении Земли вследствие

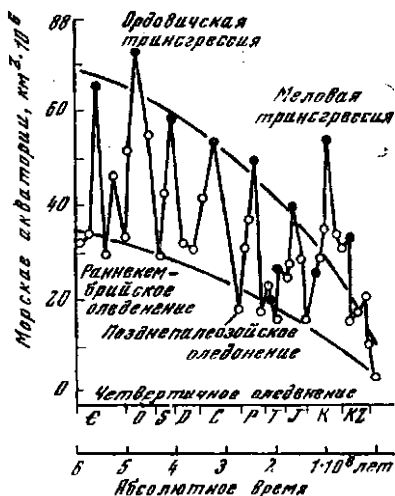


Рис. 27. Изменения суммарной площади покрытых морями территорий современных континентов (по Л. Эгgedу (1957))

уменьшения со временем гравитационной постоянной (о котором также нет никаких фактических данных) или космологического расширения Вселенной (хотя и известно, что оно не затрагивает размеров планет, звезд и галактик, а касается лишь расстояний между далекими галактиками, слабо взаимодействующими друг с другом). Подобные фантазии лишь уводят в сторону от выяснения истинных, внутренних причин квазипериодичности тектонических процессов — таких, как конвективные циклы (см. главу 3).

После качественного графика последовательности трансгрессий и регрессий фанерозоя (см. рис. 26) рассмотрим теперь аналогичный количественный график (рис. 27), построенный венгерским геофизиком Л. Эгgedом (1957) по данным палеогеографических карт Н. М. Страхова, соответствующих максимальным трансгрессиям (черные кружки), и карт Х. Термье и Г. Термье, соответствующих умеренным уровням трансгрессий (белые кружки). На графике приведены суммарные площади покрытых морями территорий современных континентов в различные периоды фанерозоя. На нем видно, что площадь суши, испытывая резкие колебания во времени, в течение фанерозоя в общем возрастала (т. е. в среднем происходила *эвстатическая регрессия* моря). Однако общий объем воды в Мировом океане убывать не мог, наоборот, вследствие продолжающегося вулканизма и дегазации лав (хотя и менее интенсивных, чем в наиболее активные времена про-

герозоя) количество воды в гидросфере должно было увеличиваться (см. кривую 2 на рис. 15).

Следовательно, либо росла высота континентов, либо углублялись котловины океанов, либо происходило и то, и другое (и плюс к этому во время ледниковых периодов уровень океана мог подниматься на 100—200 м из-за перехода части воды в континентальные ледники). Однако средний уровень континентов (пыне равный 840 м; см. рис. 3) регулируется законом Архимеда (так как континенты могут рассматриваться как глыбы легкого слага, плавающие, как айсберги, на более плотном веществе мантии, см. рис. 6) и для заметного повышения этого уровня пужно существенное увеличение объема континентов, вряд ли имевшее место в течение фаперозоя. Поэтому остается рассмотреть фаперозойскую историю океанов. Конечно, говоря о *палеоокеанах*, т. е. об океанах прошлого, нам тем самым придется говорить и о *палеоконтинентах* и прежде всего о *фанерозойских суперконтинентах Гондване и Лавразии*, которые нам уже пришлось упоминать в конце главы 2 и в настоящей главе при характеристике некоторых геологических периодов фаперозоя.

Гондвана (от племени *гондов* и района *Вана* в Центральной Индии) — суперконтинент южного полушария, который, по мнению австрийского геолога Э. Зюсса, южноафриканского геолога А. Дю-Тойта и многих других ученых, существовал с начала палеозоя (после Байкальской тектоно-магматической эпохи) до конца триаса и состоял из основных частей современной Южной Америки (без Анд), Африки (без гор Атласа, но с Аравией), Антарктиды, Австралии (без восточной горной периферии), острова Индостан (без Гималаев) и о. Мадагаскар. Одним из аргументов в пользу гипотезы существования Гондваны было обнаружение на всех ее современных частях, в том числе в северных тропиках Индии, обширных следов огромного пермо-карбонового континентального оледенения, которых на континентах северного полушария мало или вовсе нет; в то время в Гондване развивалась специфическая растительность умеренного холодного климата с обилием папоротникообразных *глоссоптерисов* и хвощей.

Лавразия (от *Лаврентьевского*, т. е. Канадского, Китая и от *Азии*) — суперконтинент северного полушария, который, по гипотезе Э. Зюсса, образовался вследствие соединения Североамериканской и Восточно-Европейской платформ после позднекаледонской фазы горообразования

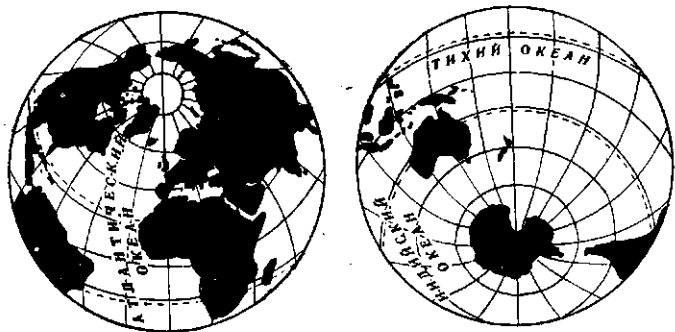


Рис. 28. Континентальное и океанское полушария Земли

в начале девона и присоединения к ним после герцинского горообразования в карбоне внегондванских азиатских платформ (по-видимому, кроме Китайско-Корейской). Вначале Лавразия была отделена от Гондваны океаном *Палео-Тетис*, образовавшимся еще в ордовике, но в конце карбона — начале перми Северо-Западная Африка вошла в контакт с Северной Америкой, закрыв на этом участке Палео-Тетис. Объединенные Лавразия и Гондвана образовали Панагею (эту гипотезу высказал еще в 1912 г. немецкий геофизик Альфред Вегенер). Пангея просуществовала до конца триаса, когда начали образовываться Саргассово море, отделившее Африку от Северной Америки, и новый Тетис (вероятно, чуть южнее Палео-Тетиса), отделивший Евразию от Гондваны. Отделение Евразии от Северной Америки (т. е. распад Лавразии) началось еще в юре и окончательно завершилось в палеогене.

По всем глобальным палеогеографическим реконструкциям на Земле в течение фанерозоя (а возможно, и в более древние времена) всегда имелись океанское полушарие, занятое в основном Тихим океаном и почти свободное от континентов, и континентальное полушарие, в котором группировались почти все континенты (рис. 28).

Такая асимметрия была особенно резко выражена во времена Пангеи (пермь—триас) и, возможно, также Мегатеи Г. Штилле (начало рифей). Она должна быть типичной для эпох с одноячейковой конвекцией в мантии Земли, с полюсом подъема вещества в центре океанского и полюсом опускания в центре континентального полушария. Если при переходе к двухъячейковой конвекции

ось последней (соединяющая полюсы опускания вещества), будет устлавливаться хотя бы приблизительно перпендикулярно оси симметрии предшествовавшей одноячейковой конвекции, то океанское полушарие будет при этом оставаться океанским.

Второе замечание касается понимания процессов соединения и распада континентов. В курсе исторической геологии Н. М. Страхова (1948) на основании разнообразных и обширных геологических данных излагается представление об образовании и распаде Гондваны и Лавразии. Их образование описывается как результат процессов горообразования предшествовавших тектопо-магматических эпох, причем, поскольку на соответствующих палеогеографических картах положение современных континентов принималось неизменным (фиксизм), по-видимому, имелось в виду горообразование на дне океанов, разделявших части суперконтинентов. Распад же суперконтинентов описывался как результат опускания под уровень моря некоторых их частей, вероятно, с превращением в них континентальной коры в океанскую (*океанизация*, требующая *базификации*, т. е. замены кислых пород основными). При таком толковании возникают трудности. Горообразование на дне океанов нам известно в основном только двух типов: образование срединно-океанских хребтов в рифтовых зонах, приводящее не к закрытию, а, наоборот, к раскрытию океанов, и образование островных дуг над зонами Заварицкого—Беньюфа, требующее растяжения океанского дна в рифтовых зонах.

С позиции движения континентов («мобилизм») соединение континентов может быть результатом буквального столкновения литосферных плит, несущих континентальную кору; так, например, образование Гималаев толкуется как результат столкновения Индостанской платформы с Азией. Распад же континента трактуется как результат появления под ним восходящего движения в мантии, образования рифтовой зоны и растяжения литосферных плит в обе стороны от этого разлома с формированием между ними океанской коры. В качестве примера первой стадии этого процесса указываются рифтовые долины в Восточной Африке, пример следующей стадии — образование Красного моря.

ИСТОРИЯ ЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ

Происхождение жизни, первичные микроорганизмы. Древнейшие следы жизни. Эволюция растений. Происхождение типов животных. История членистоногих. История позвоночных животных: рыб, земноводных, пресмыкающихся, птиц, млекопитающих. Эволюция биомассы. Эволюция форм организмов, мутации и адаптация. Живые ископаемые. Гигантизм. Вымирание. Миграции. Происхождение человека

Если бы стало известно, что на какой-то планете есть жизнь, то первым вопросом был бы: какая жизнь? Ответ для Земли: белково-нуклеинокислотная. Второй вопрос: сколько ее? (т. е. какова суммарная биомасса). Ответ для Земли: сейчас 2—3 триллиона т. Третий и четвертый вопросы: каковы формы живых организмов? Какие из них преобладают? Ответы для Земли: 35 типов наземных и водных растений и животных; из суммарной биомассы сейчас 98—99% приходится на суше, в основном это растительность лесов, и 34 млрд. т — в океане (из них две трети — зоопланктон, около трети — донные животные, 5% — водоросли и 3%, или 1 млрд. т, — рыбы и кальмары). Можно было бы задавать еще много разных вопросов, но в этой книге хочется отдать первое место следующему: как менялись в течение истории Земли формы и количества живых организмов? Ответу на этот вопрос мы и посвящаем настоящую главу.

Биологическая классификация (начала которой были заложены шведским ученым Карлом Линнеем в середине XVIII в.), основанная на особенностях строения тела, индивидуального развития и эволюционного происхождения живых существ, делит все организмы прежде всего на два царства — *растений* и *животных*. Главное различие между ними заключается в том, что растения (кроме грибов и большинства бактерий) *автотрофны*, т. е. сами производят необходимые для них питательные вещества, преимущественно из воды, углекислоты и минеральных солей под действием света (*фотосинтез*; при этом образуется и кислород), тогда как животные *гетеротрофны*, т. е. неспособны производить для себя питательные вещества, и питаются растениями или другими животными (и потребляют

кислород) или паразитируют. Кроме того, в отличие от животных большинство растений неподвижно, они способны неограниченно расти и их клетки имеют твердые стенки (из целлюлозы). Различают 12 типов растений и 23 типа животных.

Перечислим типы растений — от самых примитивных до наиболее высокоорганизованных. Подцарство низших растений (так называемых слоевых, одноклеточных или скоплений клеток без настоящих корней, стеблей и листьев) включает, во-первых, семь типов водорослей: синезеленые, жгутиковые, зеленые, хризофиты, в том числе диатомовые с кремневыми стенками клеток, пиррофиты, бурые, красные. Во-вторых, в это подцарство входят еще три типа: бактерии, слизистые плесени и грибы. К подцарству высших растений относятся два типа: мохообразные и сосудистые.

Перечислим и типы животных, опять от самых простых к высокоорганизованным. Подцарство одноклеточных животных состоит из одного типа — простейшие. В подцарстве многоклеточных животных типы определяются следующими особенностями строения тела: два или три слоя зародышевых клеток, одна или две полости, сферическая, радиальная или двусторонняя симметрия, наличие или отсутствие сегментации, специфические особенности.

Отдельно следует упомянуть типы мезозои — примитивные паразитические организмы, состоящие по существу из одного слоя клеток, и губки, не имеющие не только органов, но и тканей и являющиеся скорее колониями клеток.

Настоящие же многоклеточные животные делятся на два типа двуслойных радиально-симметричных — кишечнополостные и похожие на медуз, но без стрекательных клеток гребневники, а также на 18 типов трехслойных двусторонне-симметричных. Последние включают 11 типов первичпоротых: песегментированные низшие черви — плоские, колючеголовые, круглые и уже имеющие кровеносную систему немертины; моллюски; малосегментные форопиды, мшанки и плеченогие — брахиоподы; многосегментные кольчатые черви, онихофоры и членистоногие. Кроме того, имеется семь типов вторичноротых — щетинкочелюстные черви, иглокожие и пять типов хордовых — погонофоры, полухордовые, оболочниковые, головохордовые и позвоночные.

Типы делятся на классы. Так, например, тип сосудистых растений делят на шесть классов: псилофиты, плауновые, хвощевые, папоротники, голосемянные и покрытосемянные, или цветковые. Тип позвоночных животных состоит из следующих шести классов: круглоротые, рыбы, земноводные, пресмыкающиеся, птицы и млекопитающие. Всего насчитывается 71 класс животных.

Классы делятся на отряды, отряды — на семейства, семейства — на роды, роды — на виды. Видом животных называется совокупность сходных особей, имеющих одинаковое происхождение, строение и функции и способных скрещиваться и давать плодородное потомство. К сожалению, сколько-нибудь четкого определения понятий род, семейство, отряд, класс не существует, да и выделение указанных выше особенностей строения тела для определения понятия тип не вытекает из каких-либо общих принципов. Поэтому имеется ряд различных вариантов биологической классификации (в некоторые из них наряду с перечисленными здесь подразделениями вводятся еще промежуточные — подтип, надсемейство и т. п.).

Несмотря на эту неоднозначность, система биологической классификации в целом, созданная в результате колоссального труда поколений ученых и позволяющая разобраться во многих сотнях тысяч видов современных и ископаемых животных существ, является, конечно, великолепным достижением человеческого познания. Читатели могут подробно ознакомиться с классификацией животных по советскому семитомному изданию «Жизнь животных» (1968—1971).

При решении вопроса о происхождении жизни на Земле прибегать к гипотезе о *панспермии*, т. е. о переносе «семян жизни» с одних планет на другие и даже из одних планетных систем в другие, — нам кажется, пытаться уйти от поисков естественных процессов развития высокоорганизованной материи. Изложение вероятных процессов образования живого из неживого потребовало бы специальной книги. Мы имеем возможность рекомендовать читателю книги А. И. Опарина, ограничиваясь далее лишь несколькими короткими формулировками.

Жизнь на Земле зародилась, когда на дне мелких теплых морей катархей, богатых сложными органическими веществами до аминокислот включительно (см. с. 58), начали образовываться двойные сахаро-фосфатные спи-

ральные нити высокополимерных нуклеиновых кислот с закрепленными на них последовательностями оснований (служащими «кодами» для синтеза белков), способные при некоторых условиях разворачиваться в одинарные спирали и синтезировать на каждой из них недостающую вторую спираль, т. е. порождать пару себе подобных (и передавать им информацию о процедурах синтеза белков, закодированных последовательностями оснований). Такие полимеры, которые синтезировали белки, обеспечивающие им достаточно длительное самосохранение, по-видимому, уже можно считать первичными организмами.

Эти первичные микроорганизмы, возможно, питались имевшейся органикой небιологического происхождения, осуществляя, например, бескислородное разложение белков и аминокислот — *гниение* или углеводов — *брожение* (например, дрожжи при отсутствии кислорода сбраживают глюкозу до спирта и углекислоты). Развитие этих организмов, вероятно, исключило условия для дальнейшего самозарождения жизни, и с тех пор все живое появляется уже только от живого. В результате эволюции микроорганизмов (вынуждаемой нехваткой подходящей для пищи органики) у них появилась способность синтезировать необходимые для самосохранения органические молекулы из неорганических. Наиболее эффективным способом оказался *фотосинтез* — продуцирование органического вещества из углекислоты и воды под действием солнечного света (энергия света, поглощаемого *пигментами*, прежде всего зеленым *хлорофиллом*, расходуется на расщепление молекул воды, кислород выделяется в атмосферу, а водород вместе с углекислотой идет на образование первичных органических продуктов).

Первыми фотосинтезирующими растениями были, по-видимому, микроскопические синезеленые водоросли *цианобиты*, у которых хлорофилл рассеян в виде мелких зерен по плазме клеток (у более развитых растений он сосредоточен в специальных тельцах — *хлоропластах*), и имеется еще синий пигмент *фикоцианин*. Эти водоросли похожи на бактерии тем, что в их клетках трудно различить ядра, и размножаются они только делением.

Упомянутые в главе 4 наиболее древние остатки жизнедеятельности организмов, найденные в Трапсваале в породах серии Свазиленд возрастом 3,1—3,4 млрд. лет, были тщательно изучены Э. Баргхорном и Дж. Шопфом,

Они представляют собой микроскопические палочки длиной 0,45—0,7 мк и диаметром 0,18—0,32 мк, имеющие двухслойные оболочки толщиной 0,015 мк. Там же обнаружены нитеподобные образования, а также микроскопические шаровидные, дисковидные и многоугольные оболочки одноклеточных водорослей *акритархи*. Почти столь же древними (более 2,9 млрд. лет) являются обызвествленные продукты жизнедеятельности цианофитов и бактерий — прикрепленные ко дну столбчатые *строматолиты* и неприкрепленные округлые *онколиты*, найденные в известковых прослоях зеленокаменных пород системы Булавайо в Южной Родезии и описанные А. Мак-Греггором еще в 1940 г. (назовем также узорчатые карбонатные микростяжения — *катаграфии*).

Упомянем еще строматолиты возрастом $1,9 \pm 0,2$ млрд. лет в кремнистых сланцах формации Ганфлинт канадской провинции Онтарио, где найдены и обстоятельно изучены Э. Баргхорном и С. Тайлером (1965) многочисленные нитеподобные, звездчатые, округлые и более сложные «микроорганизмы», содержащие органическое вещество. В более молодых осадочных породах строматолиты, онколиты и катаграфии находятся во все возрастающих количествах. В рифеях этих форм уже так много, что по их комплексам можно различать породы нижнего, среднего и верхнего рифея и венда.

В главе 4 уже упоминалось об одном из наиболее древних следов животных, найденном А. М. Лейтесом (1965) в среднепротерозойских слоях Удоканской серии Забайкалья. Он представляет собой приуроченные к строматолитовым породам тонкостенные трубочки длиной до 2,5 см, диаметром до 4 мм, имеющие четырехгранное сечение с округленными углами и оставшиеся, по-видимому, от червей (если это так, то кишечнополостные животные должны были существовать и еще раньше). По-видимому, к началу рифея кислорода было уже достаточно для развития примитивных животных. В породах среднего и верхнего рифея найдены следы роющих животных и трубочки червей. В породах венда обнаружены уже многочисленные отпечатки разнообразных бесскелетных животных, а начало кембрия маркируется массовым появлением скелетообразующих организмов.

Палеонтологические данные позволили воссоздать грандиозную и стройную картину эволюции форм жизни в фанерозое (рис. 29), не оставляющую никаких сомнений

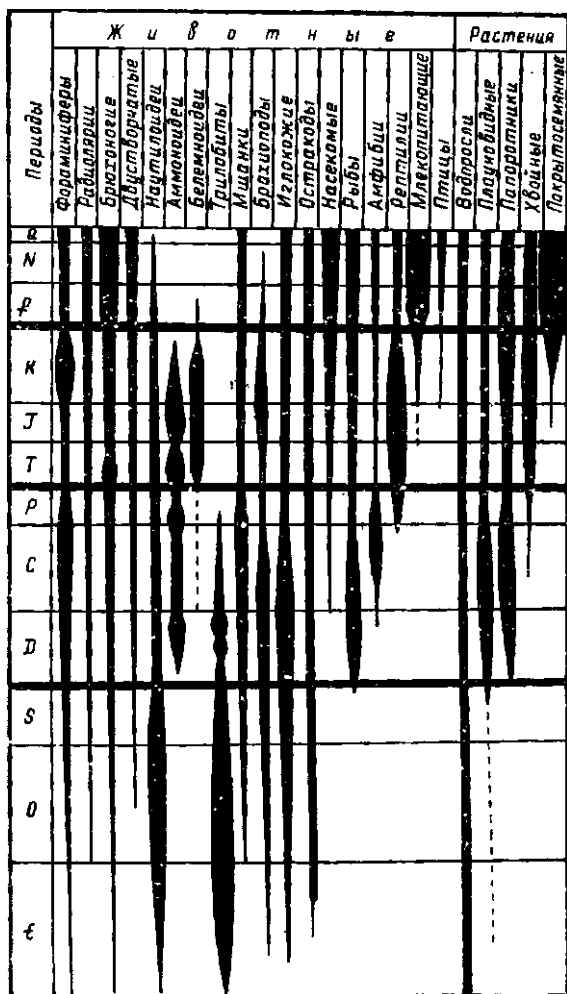


Рис. 29. Распространение типов организмов в различные периоды фаерозоя

в естественности этого процесса. В предыдущей главе мы «вырезали» из этой картины поочередно каждый геологический период и давали очень краткую характеристику животного и растительного мира Земли в соответствующий промежуток времени. Теперь же рассмотрим рис. 29 не по

строчкам, а по столбцам, т. е. проследим фанеровойскую эволюцию ряда важнейших типов организмов.

Начнем с растений, которые осуществляют фотосинтез первичного органического вещества и потому являются первоосновой всей жизни. Водоросли появились еще в начале архея (или, может быть, в катархее) и с тех пор благополучно существуют до настоящего времени преимущественно в виде одноклеточных форм. Доля водорослей в общей массе живых организмов на Земле в наше время составляет меньше одной тысячной (около 1,7 млрд. т из общей суммы в 2—3 триллиона т), но зато они чрезвычайно быстро размножаются — их клетки делятся каждые 1—2 суток, и в результате их продукция, около 550 млрд. т в год, составляет основную долю продукции биомассы на Земле в целом.

Первые наземные растения появились, вероятно, в ордовике или даже в кембрии, но достоверные их следы найдены лишь в силуре. Это были самые примитивные из высших растений типа сосудистых — *псилофиты*, мелкие растения без корней и листьев, а также первые *плауны*. В девоне появились представители двух других подтипов сосудистых растений — *клянолистных* (хвощей) и *папоротникообразных* (из последних — пока лишь наиболее примитивные растения класса папоротников, а также отряда споровых папоротников *птеридосперм* из класса *голосемянных*), причем крупные древовидные формы плаунов, хвощей и папоротников образовали первые леса нашей планеты. В карбоне обширные участки суши покрыли огромные заболоченные леса из гигантских плаунов *лепидодендронов* и *сигиллярий*, хвощей *каламитов*, древовидных папоротников и *птеридосперм*, а также новых отрядов вечнозеленых голосемянных *кордаитов*, а к концу периода — первых *хвойных* растений и *гинкго*. В перми появились *бенеттиты*, плауны пришли в упадок; на территориях Гондваны господствовала специфическая растительность во главе с голосемянными *гlossоптерисами*.

Триас и юра — это время расцвета голосемянных растений отрядов бенеттитов, хвойных, гинкго и *цикадовых* (саговников); птеридоспермы и корданты вымерли. В нижней половине мела, а возможно даже в юре, появились первые *покрытосемянные* (цветковые) растения, сначала *двудольные*. Во второй половине мела появились также *однодольные* цветковые растения, а двудольные образовали уже леса (кленовые и дубовые). Они вытеснили ряд

отрядов голосемянных — бенеттиты вымерли, цикадовые и гинкго пришли в упадок. Наступивший затем кайнозой — эра расцвета цветковых растений.

Рассмотренная эволюция форм растений от водорослей до цветковых происходила по линии уменьшения роли двуполоых гаплоидных поколений, в телах которых (гаметофитах) клетки содержат одинарные наборы хромосом, и увеличения роли бесполоых диплоидных поколений, в телах которых (спорофитах) клетки содержат двойные наборы хромосом. Так, например, у многоклеточной водоросли улотрикс имеется только одна диплоидная клетка, а все остальные гаплоидны. У покрытосемянных, наоборот, все растение диплоидно, а гаметофит состоит лишь из нескольких клеток в тканях цветка. Эволюционная выгода этого заключается как в том, что для размножения цветковых не требуется внешней влаги, так и в меньшей чувствительности диплоидных организмов к влиянию рецессивных генов (таких, которые действуют лишь при наличии их в обоих наборах хромосом в диплоидной клетке).

В наше время наземные растения, преимущественно цветковые и хвойные, составляют 98—99% от 2—3 триллионов т биомассы на Земле, но растут они медленно — их годовая продукция составляет всего около 50 млрд. т (вдесятеро меньше продукции водорослей в океане), а средний возраст (очевидно, возраст деревьев в лесах) — 40—60 лет.

Переходя к эволюции животных, отметим, что сведения палеонтологии о времени появления, расцвета и вымирания тех или иных групп животных вместе с данными о степени сложности их устройства, способах размножения и особенностях развития их зародышей позволяют судить о происхождении этих групп. Современные представления о происхождении основных типов животных (базирующиеся на принципе монофилии, т. е. на предположении о наличии единого корня происхождения каждой группы организмов) показаны на рис. 30. Согласно этим представлениям, одноклеточные *простейшие* животные породили как тупиковую ветвь *губок*, так и прогрессивную ветвь *кишечнополостных*, от которой пошли два главных ствола: *первичноротых* и *вторичноротых*. На первом из этих стволов промежуточным этапом были *низшие черви*, от которых пошли ветви *немертин*, *плеченогих*, *мшанок*, *форонид*, *моллюсков* и через *кольчатых червей*, *накопек*, *членистоногие*. От другого ствола поочередно отделялись ветви

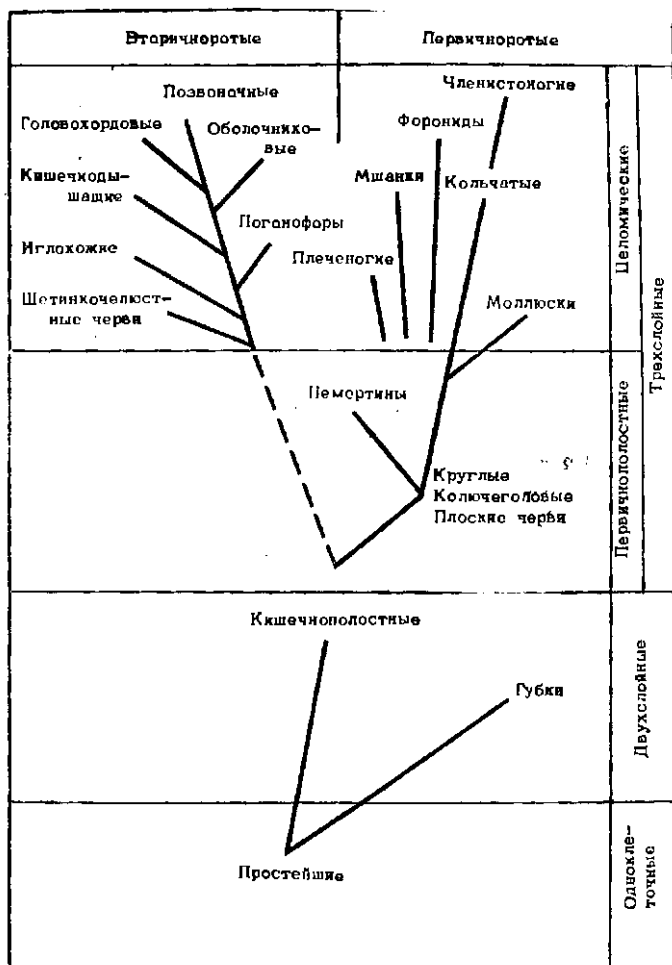


Рис. 30. Происхождение основных типов животных

щетинкочелюстных червей, иглокожих, погонофор, кишечнодышащих, оболочников, головохордовых и, наконец позвоночных.

Ряд типов животных — по крайней мере простейшие кишечнополостные и некоторые низшие черви — появился, хотя бы в небольших популяциях, еще в средние протерозое. В качестве примера фанерозойской эволюции

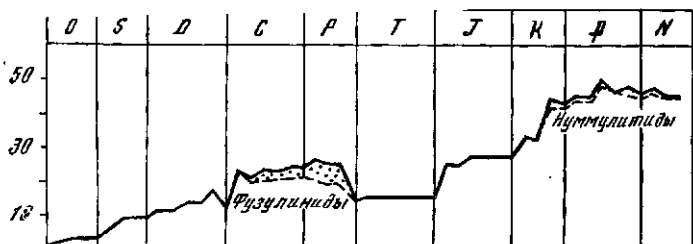


Рис. 31. Изменение числа семейств фораминифер в фанерозое (по Г. П. Леонову (1973))

простейших на рис. 31 приведен график числа семейств *фораминифер* (появившихся в самом начале кембрия). Число семейств — одна из возможных количественных характеристик разнообразия форм данного типа организмов, свидетельствующая о темпах его эволюции: в периоды быстрой эволюции разнообразие форм должно возрастать. На графике видно, что для фораминифер в палеозое наиболее динамичными были периоды расцвета фузулипид — карбон и особенно пермь, триас оказался периодом застоя и спада, в юре разнообразие вновь достигло пермо-карбонного уровня, в течение мела оно резко возрастало и достигло нового максимума в эпоху нуммулитов — в палеогене.

К сожалению, мы не имеем возможности остановиться на истории развития каждого из типов животных — напомним, что всего имеется 23 типа! Поэтому о первичноротых мы скажем лишь то, что все их типы появились, по-видимому, еще в докембрии. Нам придется оставить в стороне такие интересные и важные вопросы, как, например, связанная с эволюцией кишечноротовых история коралловых рифов или же охватывающая весь фанерозой история «приматов моря» — головоногих моллюсков (не раз порождавших и массовые формы, и таких гигантов, как паутилусы ордовика с 6-метровыми прямыми раковинами, меловые аммониты со спиральными раковинами 3-метрового диаметра и современные гигантские «кракены» — глубоководные кальмары *архитевтисы* длиной до 15—20 м, а может быть, и еще больше). Остановимся лишь на членистоногих, ставших вершиной эволюции первичноротых животных.

Уже в кембрии сформировался подтип наиболее ранних и примитивных членистоногих — трилобиты (см.

рис. 25). В кембрии и ордовике они буквально кишели на дне прибрежной зоны морей и океанов; в силуре их количество начало убывать, и к концу палеозоя они вымерли. В кембрии уже существовали и представители подтипа *жабробышащих* (класса *ракообразных*).

Так же рано появились первые членистоногие подтипа клешнеусых — огромные хищные ракоскорпионы *эвриптериды*, или *гигантостраки*, достигавшие в длину иногда 2 м, — самые крупные из всех членистоногих, когда-либо живших на нашей планете. Они просуществовали почти весь палеозой. Еще в силуре от них произошли первые сухопутные (дышащие воздухом) животные, похожие на современных скорпионов, у которых брюшные жаберные ножки эвриптерид превратились в легкие. Но такой орган воздушного дыхания оказался для членистоногих не оптимальным. В девоне от кольчатых червей произошли сухопутные членистоногие подтипа *трахейнодышащих*, в том числе класса *насекомых*, которые быстро завоевали сушу и настолько преуспели, что уже в карбоне появились крылатые насекомые, включая гигантских стрекоз *палеодиктиоптер* с размахом крыльев до 90 см. Членистоногие в наши дни представляют собой самый динамичный, т. е. богатый формами, тип животных: из описанных учеными 1,5 млн. видов животных более 1 млн. приходится на членистоногих (и из них более 90% — на насекомых). Они составляют немалую долю и от массы животных на Земле: так, например, суммарная масса океанского зоопланктона, состоящая преимущественно из ракообразных, равняется 21,5 млрд. т — около двух третей всей биомассы Мирового океана.

Из вторичноротых рассмотрим лишь историю *позвоночных*. Первые их представители появились в ордовике (а может быть, даже еще в кембрии), это так называемые *панцирные рыбы* — небольшие рыбообразные донные животные без челюстей и плавников, покрытые панцирем из костных пластинок на голове и толстых чешуй на туловище; они еще не были настоящими рыбами — из современных позвоночных животных к ним ближе всего *бесчерепные* (ланцетники) и *бесчелюстные* — *круглоротые* (миноги и миксины). В силуре появились, а в девоне получили широкое развитие уже настоящие *рыбы*, как *хрящевые* (сначала панцирные, а затем и беспанцирные акулы, благоденствующие с тех пор по настоящее время), так и *костные*, уже в середине девона поделившиеся на *лопа-*

степерых (двоякодышащих и кистеперых) и лучеперых, сначала ганюидных, особенно процветавших в перми и триасе, а с юры и костистых, имеющих абсолютное господство среди рыб в настоящее время.

Девоп был временем первых попыток рыб выбраться на сушу; двоякодышащие рыбы в этом не преуспели, а от кистеперых пошли земноводные животные (*амфибии*), которые осваивали сушу одновременно с насекомыми. Этих древних амфибий называют *стегоцефалами*, т. е. панцирноголовыми, так как их голова (а у некоторых и брюшная сторона) была покрыта защитными костными пластинками. Крупных стегоцефалов карбона и перми называют *лабиринтодонтами* по петлеобразному эмалевому рисунку на поперечном разрезе их зубов (который был свойственным еще и кистеперым рыбам). Большинство их вымерло в перми, оставшиеся — в триасе; в юре сформировались современные бесхвостые амфибии (лягушки и т. п.), в мелу — хвостатые (тритоны и саламандры) и уже в кайнозой — безногие (червяги).

Первые настоящие наземные позвоночные — это пресмыкающиеся (*рептилии*), у которых размножение и развитие происходят на суше. История рептилий перми и мезозоя, 200 млн. лет господства чудовищ на нашей планете, является, вероятно, самой драматической главой истории жизни на Земле до появления человека. Первые рептилии появились в верхнем карбоне; это были представители подкласса *анапсид*, имеющих цельный черепной панцирь, — небольшие (до полуметра длиной), очень похожие на стегоцефалов и просуществовавшие только в течение перми *сеймурии* и более крупные *котилозавры*, существовавшие до конца триаса (еще в перми от них произошли черепахи). В конце карбона от котилозавров пошли рептилии подкласса *синапсид* с черепным панцирем, сократившимся путем образования одной височной ямы, ограниченной снизу скуловой дугой, что усилило челюсти. В конце карбона и ранней перми это были стройные звероподобные хищники *пеликозавры*, со средней перми — зверообразные *героморфы*, вымершие в начале мезозоя (в их числе крупнейший верхнепермский хищник — 3-метровая саблезубая *иностраницевия*). Также, по-видимому, от котилозавров пошли водные рептилии — во-первых, подкласса *синаптозавров*, еще сохранивших в какой-то мере облик наземных животных (в том числе длиннопоеие ластоногие *плезиозавры* длиной от 0,5 до 15 м, существовав-

шие с позднего триаса до конца мела), и, во-вторых, подкласса *ихтиоптеригий* (сначала небольшие мезозавры, а со среднего триаса — огромные рыбообразные *ихтиозавры*, достигавшие в длину до 18 м, которые вымерли в конце мела).

Основными же мезозойскими рептилиями были *диансиды*, у которых черепной панцирь стегоцефалов сократился путем образования двух височных ям, ограниченных снизу скуловыми дугами. Из диансид подкласса *лепидозавров* назовем, во-первых, известных с раннего триаса *клювоголовых* (от которых ныне осталась только *гаттерия* островов района Новой Зеландии); во-вторых, существовавших в верхней перми ящерицеобразных *эозухий*; в-третьих, существующих с конца юры и до сегодняшнего времени настоящих ящериц — *чешуйчатых* (от которых в начале мела пошла ветвь морских ящеров *мозозавров* длиной до 12 м, просуществовавших до конца мела, а в конце мела произошли змеи). Наиболее широкое развитие получили диансиды подкласса *архозавров*. Первыми из них были происшедшие от *эозухий* и появившиеся в начале триаса небольшие животные *псевдоэухии* с относительно длинными задними ногами. От них пошли, во-первых, крокодилообразные водные *фитозавры* триаса, породившие в юре настоящих крокодилов, которые в течение мела уже приняли современный облик; во-вторых, летающие ящеры юры и мела *птерозавры* (от совсем маленьких — с воробья — до мелового *птеранодона* с размахом крыльев, достигавшим 8 м) и, в-третьих, *птицетазовые* и *ящеротазовые динозавры* (рис. 32).

Особенно многообразными были растительноядные птицетазовые динозавры, в том числе, например, передвигавшиеся на трехпалых задних лапах *игуанодоны* высотой до 5—9 м, четвероногие *стегозавры* 10-метровой длины с двойным гребнем метровых треугольных костных пластин на спине, трехрогий меловой *трицератопс* с широким костяным «воротником». В числе же ящеротазовых были как растительноядные четвероногие, достигавшие колоссальных размеров (*бронтозавры* длиной до 20 м и весом, вероятно, до 30 т, *диплодоки* длиной свыше 25 м и самые огромные на всех сухопутных животных, когда-либо проживавших на Земле, — *брахиозавры* длиной около 24 м и весом, должно быть, порядка 50 т), так и хищники, которые передвигались на задних лапах, опираясь на хвост (как ныне кенгуру), причем некоторые из них достигали огромных раз-



Рис. 32. Динозавры

меров (например, 15-метровый меловой *тираннозавр рекс*, крупнейший из наземных хищников за всю историю жизни на Земле).

Современное представление о пресмыкающихся, как о холоднокровных животных с чешуйчатой кожей, плохо приспособленных к среде с низкой или резко колеблющейся температурой, возможно, не следует распространять на динозавров. Для выяснения этого вопроса Роберт Беккер (1975) использовал три признака, отличающих теплокровных животных от холоднокровных: 1) наличие в костях большого количества кровеносных сосудов, а также каналов, в которых происходит быстрый обмен фосфатом кальция, необходимый для нормального функционирования мышц и нервов; 2) малое отношение биомасс хищников к их жертв (порядка 1—5% против десятков процентов у холоднокровных животных); 3) способность существовать в условиях холодного климата.

По всем трем признакам установлено, что если раннепермские хищные *пеликозавры* (например, *димеролоны*) еще были холоднокровными, то уже позднепермские *теропсиды* и позднетриасовые *тенодонты* были теплокров-

ными (отношения хищник — жертва порядка 10—15%); у *динозавров* признаки теплокровности выражены даже ярче, чем у современных млекопитающих (отношение хищник — жертва всего 1—3%, так что находки костей хищных динозавров чрезвычайно редки). Динозавры, особенно жившие в умеренных и высоких широтах, вероятно, имели и волосяные покровы.

И все это царство чудовищ полностью вымерло в конце мелового периода! Правда, среди современных рептилий тоже имеются опасные хищники, такие, как 6-метровые крокодилы, огромные ядовитые змеи — *королевские кобры* Юго-Восточной Азии (длиной до 5,5 м), африканские *черные мамбы* (более 4 м), южноамериканские *бушмейстеры* (более 3,5 м), австралийские *тайпаны* (до 3,5 м) и, наконец, «драконы острова Комодо», *гигантские вараны* длиной более 3 м, охотящиеся на олепей. Но все они не идут ни в какое сравнение с чудовищами, господствовавшими на Земле в мезозойскую эру.

От мелких динозавров, живших на деревьях, в конце юры произошли пернатые — *археоптериксы* и *археорнисы*, которые были величиной с ворону, имели зубастые челюсти, слабые крылья с когтями на концах пальцев и длинные хвосты с многочисленными позвонками, покрытые перьями.

В породах мела найдены останки новых зубастых птиц — водяного *гесперорниса* и летающего *ихтиорниса*. В конце мела появились первые беззубые птицы. Современный облик они приобрели лишь в начале кайнозоя. Сейчас птицы играют очень большую роль в жизни нашей планеты — число особей этого класса оценивается в сотни миллиардов!

Млекопитающие имеют значительно более древнее происхождение, чем птицы: они возникли в триасе от палеозойских рептилий — каких-то мелких разновидностей тероморф отряда *зверозубых*. Такими первыми млекопитающими были просуществовавшие по палеоген *многобугорчатые* — растительноядные зверьки величиной с крысу, имевшие зубы с многочисленными бугорками и сильно развитые резцы, но не имевшие клыков. От их ранних форм, по-видимому, отошла ветвь *однопроходных* яйцекладущих млекопитающих (единственными сегодняшними представителями которых являются утконосы и ехидны Австралии, Тасмании и Новой Гвинеи), а в средней юре от них пошла многообразная *трехбугорча-*

тые (в частности, пантотерии) — мелкие зверьки, питавшиеся частью животной, а частью растительной пищей. От последних в мелу пошли и сумчатые, и *плацентарные*.

Первые сумчатые появились на материках северного полушария. Это были мелкие крысоподобные зверьки типа современных североамериканских *опоссумов*, имевшие бугорчато-режущие коренные зубы и крупные клыки. Затем они были вытеснены плацентарными в южное полушарие (в Северной Америке и на о. Сулавеси сохранилось лишь по одному виду) и дали толчок развитию многочисленных видов животных (так называемых сумчатых мышей, крыс, тушканчиков, кошек, медведей, волков, муравьедов, кротов, бандикутов, опоссумов, коал, вомбатов, валлаби и кенгуру) только в Австралии, куда из плацентарных проникли лишь летучие мыши и мелкие грызуны. В плейстоцене некоторые из кенгуру и вомбатов достигали размеров нескольких метров.

Первыми плацентарными были *насекомоядные* верхнего мела. От них произошли *рукокрылые*, древние хищники *креодонты* (в эоцене породившие *зейглонтонов*, от которых пошли *китообразные*, а на рубеже между эоценом и олигоценом разделившиеся на *ластонозих* и наземных хищников современных форм — куниц, вивер, собак и кошек), *грызуны*, *неполнозубые*, *трубкозубые* и *приматы*. Еще в палеоцене от креодонтов произошли первичные копытные — *кондилатры*, некрупные всеядные животные с бугорчатыми коренными зубами, умеренными клыками и пятипалыми конечностями с усиленным средним и ослабленными первым и пятым копытами. От них произошли современные растительноядные *парно-* и *непарнокопытные*. В эоцене возникли и хоботные. Всего плацентарные млекопитающие образовали 31 отряд, из них 14 вымерли, а 17 существуют и в настоящее время.

История отряда *приматов* имеет для нас, конечно, особый интерес. Первые приматы — представители подотряда *полуобезьян* — произошли в палеоцене от древесных насекомоядных предков, внешне похожих на белок (такой облик сохранили самые примитивные из современных полуобезьян — *тулайи*). В эоцене от различных групп семейства наиболее развитых полуобезьян — *долгопятов* произошли первые представители подотряда *обезьян* — *широконосые обезьяны* Центральной и Южной Америки, эволюционно оказавшиеся побочной ветвью, а через промежуточное звено *парапитеков* (остатки которых были найдены в нижнем

олигоцене Египта) — узконосые обезьяны Старого Света, как низшие (собакоподобные), так и (через другие промежуточные звенья олигопитеков, проплиопитеков, элопитеков и египтопитеков — нижний олигоцен северо-восточной Африки, так называемой Фаюмской депрессии) человекоподобные (гоминоиды). Последние сейчас делятся на три семейства — *гиббоновых*, с объемом мозга 100—150 см³, человекообразных обезьян, или *попгид*, с объемом мозга 350—600 см³ (орангутаны, шимпанзе и гориллы) и людей, или *гоминид*, с объемом мозга большим, чем у попгид (у современных людей — 1500 см³). Эти семейства произошли от различных миоценовых предков: гиббоны — от пайденных в миоцене Африки *лимнопитеков*, орангутаны — от индийских *парасимий*, а гориллы, шимпанзе и человек — от *дриопитеков*. К происхождению человека мы еще вернемся в конце этой главы.

Эволюция биомассы на Земле рисуется следующим образом. Разделим существующие организмы на группы: 1) водоросли, 2) морские животные, 3) наземные растения, 4) наземные животные. Водоросли появились в катарксе, и в течение архея и протерозоя их биомасса нарастала до величины порядка сегодняшней, т. е. 1 млрд т; ее возможные колебания в фанерозое, вероятно, этого порядка величины не меняли. Морские животные появились в среднем протерозое, их биомасса очень медленно росла до конца, а в течение кембрия, вероятно, быстро выросла до величины порядка сегодняшней, т. е. до 20—30 млрд т. Наземные растения появились, возможно, еще в ордовике или даже в кембрии, однако их биомасса стала ощутимой лишь в силуре, а за девон и карбон быстро выросла до колоссальных размеров, порядка нескольких триллионов тонн; в перми спа, возможно, даже несколько уменьшилась и приблизилась к современному уровню. Наконец, наземные животные появились только в девоне, их биомасса достигла современной величины, вероятно, еще в палеозое.

Эти оценки изменений биомассы в течение истории Земли, конечно, чисто умозрительны (однако их дальнейшая детализация представляется не безнадежной). Что же касается изменений со временем разнообразия форм организмов, то здесь, наоборот, имеются довольно надежные фактические данные. Они показывают, что в разнообразии форм монотонного нарастания не было, так как при появлении новых форм некоторые из старых отмирали (рис. 33, а). Так, в кембрии появилось 28 классов живот-

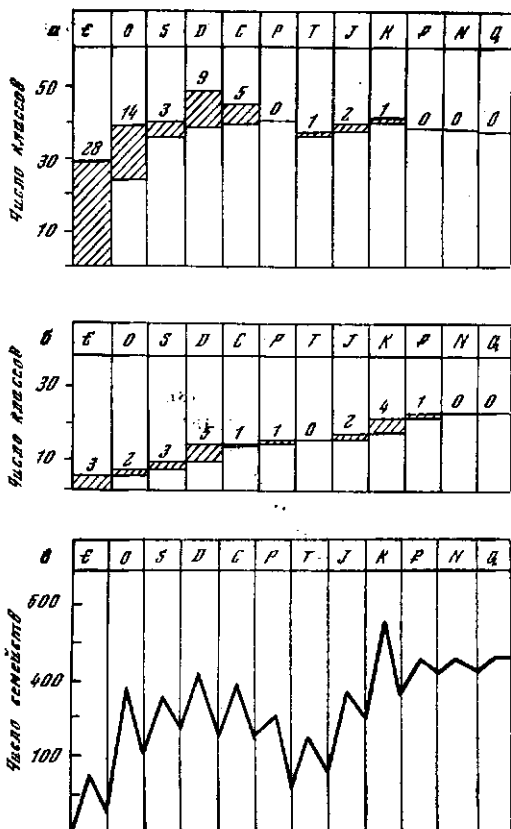


Рис. 33. Эволюция живой природы в фанерозое

а, б — число классов соответственно животных и растений в различные периоды фанерозоя (заштрихованные части колонки и цифры над ними указывают число новых классов, появившихся за данный геологический период); в — число семейств беспозвоночных животных

ных, в ордовике еще 14 (но часть классов уже отмерла), в силуре еще три (но два отмерли). Начало верхнего палеозоя озаменивалось новой всышкой формообразования — в девоне появилось девять новых классов (и их число достигло фанерозойского максимума), а в карбоне еще пять (но восемь отмерло), в перми новых классов не появилось (но четыре отмерли). К триасу три класса отмерли, но один появился (и число классов достигло фане-

розойского минимума, если не считать кембрия), в юре и мелу был небольшой прирост. В кайнозое изменений не произошло. Аналогичны данные и по классам растений; здесь также разделяются нижний палеозой, верхний палеозой, мезозой и кайнозой, лишь отмирания классов почти не происходило.

В качестве дополнительной иллюстрации на рис. 33, в приведен график числа семейств беспозвоночных животных (без хелицеровых и трахейнодышащих членистоногих и некоторых других; всего учтено 1831 семейство). Он демонстрирует стабильный уровень в палеозое, спад в триасе, бурный рост в мезозое, максимум в меловом периоде и затем некоторый спад к стабильному уровню кайнозоя. Таким образом, данные о разнообразии форм организмов как по их крупным группам (рис. 33, а), так и по средним (рис. 31 и 33, в), несомненно, дают основания для разделения фанерозоя на палеозой и мезокайнозой; некоторые основания есть и для разделения мезозоя и кайнозоя и, может быть, для деления палеозоя на нижний и верхний. Однако дальнейшее подразделение на периоды по различным группам организмов пришлось бы осуществлять по-разному, аналогично тому, как периодизация по тектоническому признаку была бы разной в различных регионах.

Обобщение палеонтологических материалов дает сведения и о темпах эволюции форм организмов, т. е. о промежутках времени, потребовавшихся на формирование групп различных уровней. Так, типы животных сформировались за время порядка 1,3 млрд. лет — от среднего протерозоя до кембрия. По оценке выдающегося советского биолога Л. А. Зенкевича, в фанерозое формирование классов занимало время порядка сотен миллионов лет, отрядов — десятков миллионов, семейств — порядка десяти миллионов, родов — миллионы, видов — сотни и десятки тысяч лет. По мере развития жизни на Земле темпы эволюции, по-видимому, возрастают, так как организмам надо успевать приспосабливаться ко все усложняющемуся окружению. Так, в плейстоцене сложность условий усугублялась резкой изменчивостью климата и отмечалась быстрая смена старых видов новыми. Известен пример разведения кроликов на островке Порто-Санто в XV столетии, приведшего всего за 400 лет к формированию нового вида мелких кроликов, не дающих потомства при скрещивании с кроликами европейского вида.

Эволюция форм организмов происходит, во-первых, вследствие *мутаций* (вызываемых физико-химическими воздействиями случайных изменений в нуклеинокислотных носителях наследственности) и, во-вторых, вследствие отбора тех мутантов, которые оказываются способными к *адаптации* (т. е. к приспособлению) к окружающей их живой и неживой природе. В большинстве случаев способными к адаптации оказываются мутанты с полезными *усложнениями* организмов; полезные *упрощения* возникают гораздо реже, и жизнь в целом эволюционирует от простого к сложному. Иногда же возникают особенно удачные формы организмов, столь хорошо приспособленные не только к среде, окружавшей их в период образования, но и к широкому спектру ее изменений, что им удается просуществовать чрезвычайно долго, до сотен миллионов лет включительно. Иначе говоря, *высокая мера адаптированности приводит к низкой мере эволюционирования (и наоборот)*.

Приведем ряд примеров «живых ископаемых» — высокоадаптированных форм организмов, просуществовавших очень большие промежутки времени. Водоросли типа синезеленых, сформировавшиеся еще в начале архея, существуют и сейчас. В подтипе сосудистых растений псилофитов, силуро-девонских первых поселенцев суши, сейчас имеются три вида, в подтипе плаунов — четыре (один из них — ликоподий); существующие с девона подтипы хвощей и папоротникообразных широко распространены и теперь. От появившегося в карбоне отряда голосемянных растений гинкго сейчас остался один представитель, выращиваемый как декоративное растение в Японии.

С кембрия известны процветающие и поныне простейшие животные класса саркодовых, подклассов корнепожек (отряд фораминифер) и радиолярий. До сих пор распространены почти все классы и отряды кембрийских губок. Из известных с раннего кембрия беззамковых брахиопод до наших дней сохранились три семейства — *лингулиды*, *кранииды* и *дисциниды*, в том числе известный с девона род *лингула*. Распространенные ныне роды двустворчатых моллюсков *нукула*, *леда*, *модиолус*, *острея*, *лима* и *авикула* существуют с кембрия. Считалось, что моллюски класса однокрышечковых существовали лишь с кембрия по девон, однако в 1952 г. датское исследовательское судно «Галатея» подняло со дна океана, с глубины 4 км, живых однокрышечковых моллюсков, которых назвали *неопилинами*; они близки к кембрийскому роду *триблидиум*. До наших

дней сохранились головоногие моллюски мелового рода *наutilus* кембрийского подкласса четырехжаберных (паутилоидей). Дожили также иглокожие раппеюрского отряда *артикулят* силурийского класса морских лилий и три рода класса крыложаберных, к которому принадлежали граптолиты кембрия — карбона. Сохранились ластоногие ракообразные *щитки* триасового вида *триопс канкриформис* (это совершенно уникальный случай двухсотмиллионного существования вида!), кембрийский подкласс ракушечковых ракообразных остракод, членистоногие известного с силура отряда *мечехвостов* кембрийского подтипа клешнеусых, а также представители известного с карбона отряда стрекоз.

До сих пор в Мировом океане процветают представители появившегося в девоне подкласса пластинчатожаберных рыб — акулы; многие из современных семейств акул существуют с юры.

С раннего девона известны два надотряда лопастеперых рыб — двоякодышащие и кистеперые. От первых сейчас осталось всего 6 видов (пермского отряда рогозубообразных), некоторые из них — довольно крупные рыбы: (до 2 м), способные к длительной сыячке. Кистеперые отряда *рипидистий*, породив земноводных, вымерли в карбоне. Другой же их отряд *целаканты* считался вымершим в конце мела. Однако в 1938 г. экземпляр живого целаканта неожиданно попался в сети южноафриканского траулера, что явилось одной из крупнейших биологических сенсаций XX в. Этот вид был назван *латимерией* по фамилии хранительницы местного музея М. Куртепа-Латимер. В результате героических 14-летних усилий профессора Дж. Л. Б. Смита удалось найти постоянное место обитания целакантов — 100-метровые глубины в районе Коморских островов к северу от Мадагаскара; интересно, что «биологическая пища», в которой скрывались целаканты, была столь ограниченной в пространстве. О процветании вида надо судить, по-видимому, как по количеству особей, так и по их размерам. Целаканты малочисленны (вероятно, при их высокой адаптированности многочисленное потомство не пужно), но это красивые, сильные и крупные рыбы длиной до 2 м и весом до 100 кг (рис. 34). Сейчас их лов производится лишь поштучно по заказам музеев. Один экземпляр был доставлен в СССР экспедицией Института океанологии АН СССР,

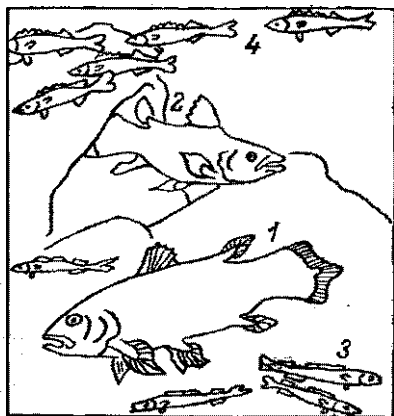


Рис. 34. Латимерия (1, 2), полуглубоководные рыбы алет (3) и рувета (4).

Из современных амфибий наиболее древними (юрскими) формами являются *гладконогие лягушки* Северной Америки и Новой Зеландии; из рептилий — черепахи, мало изменившиеся со времен триаса, а также единственный вид, оставшийся от триасового отряда клювоголовых, — гаттерия; из млекопитающих — однопроходные яйцекладущие, которых осталось пять видов — утконос, два вида австралийских ехидн и два вида повогвинейских проехидн.

Как только что отмечалось, одним из признаков процветания вида можно считать большие размеры особей, тенденции к гигантизму. Они, конечно, свидетельствуют о хорошей адаптированности вида к окружающей его среде, но такая адаптированность вряд ли устойчива (т. е. гигантизм вряд ли полезен для адаптации к *изменениям* окружающей среды, поэтому представляется, что гиганты, вообще говоря, не должны быть особенно долговечными).

Самыми крупными организмами на Земле являются бурые водоросли *ламинарии*, достигающие в длину нескольких сот метров. Большие размеры имели древовидные плауны, хвощи и папоротники верхнего палеозоя. Из современных деревьев самые крупные — это известные с верхней юры голосемянные *секвойи*, достигающие в высоту более 110 м и живущие тысячелетиями.

Гиганты встречаются даже среди самых примитивных животных: у современной медузы *цианеи* диаметр колокола достигает 4 м, а длина щупалец — 30 м. Мы уже упоминали гигантских головоногих моллюсков *наутилусов* ордо-

вика с прямыми раковинами 6-метровой длины, меловых *аммонитов* с закругленными раковинами 3-метрового диаметра, современных кальмаров *архитевтисов* длиной 15—20 м и более и весом в несколько тонн — это самые крупные из беспозвоночных животных; назовем еще крупнейших из двусторчатых моллюсков — *тридакн* с полутора-метровыми раковинами весом в несколько центнеров.

Выше упоминались крупнейшие из членистоногих — 2-метровые хищные ракоскорпионы нижнего палеозоя *гигантостраки*. Самые крупные современные рыбы — это планктоноядные *китовые акулы* длиной до 20 м и более; их хищные родственники — белые акулы *кархародоны* могут иметь в длину более 11 м, а их плиоценовые предки *кархародоны* — *мегалодоны* достигали 30 м; они, по-видимому, были крупнейшими хищниками за всю историю Земли. Самые большие сухопутные хищники — 15-метровые меловые *тираннозавры* — были вдвое короче.

Абсолютные рекорды веса среди наземных животных принадлежали травоядным динозаврам — 50-тонным *брахиозаврам* и 30-тонным *бронтозаврам*.

Самые большие современные птицы — это африканские страусы ростом до 2,7 м и весом до 70—90 кг.

Из млекопитающих гигантизма достигали даже такие примитивные животные, как неполнозубые: неогеновые ленивцы *мегатерии* были величиной со слона, а броненосцы *глиптодонты* — с посорога; со слона были также копытные палеоцепа и эоцепа *уйнгатерии*. Самые крупные наземные животные паших дней — это африканские слоны ростом до 4 м и весом 7,5 т, самые же крупные животные всех времен — это современные синие киты, достигающие в длину более 33 м, а по весу свыше 150 т (сейчас они практически уже истреблены человеком).

Почти все гиганты прошлого вымерли, как и вообще вымерли многие виды, роды, семейства, отряды и даже классы (рис. 33, а). Выше уже отмечалась неравномерность эволюции разнообразия форм организмов: на границе силура и девона исчезло большинство форм грантолитов, трилобитов, цистондей и наутилоидей; на границе перми и триаса резко сократилась палеозойская флора плаунов, хвощей и семенных папоротников, окончательно вымерли трилобиты, цистондеи, древние морские ежи, многие виды брахиопод, гигантостраки, гониатиты, большинство стегоцефалов и многие другие формы. Наконец, на границе мела и палеогена исчезли аммониты, белемниты, мно-

гие брюхоногие моллюски, динозавры, плезиозавры, птеродактили, зубастые птицы. Эти «роковые» границы отмечены на рис. 29 жирными линиями. Причи́нами такого вымирания были, конечно, резкие изменения окружающей живой и неживой природы (в том числе климата) и, вероятно, в первую очередь такие изменения в живой природе, как появление врагов, опасных для данной группы организмов (например, появление животных, активно поедающих яйца динозавров). По-видимому, нет каких-либо оснований считать, что вымирание тех или иных групп организмов имело характер мгновенных катастроф, подобных лучевым ударам от взрывов сверхновых звезд, — скорее это было постепенное вырождение популяций в течение ряда поколений.

Важное значение для решения вопросов истории Земли могут иметь данные *палеобиогеографии* о распределении по поверхности Земли и миграциях тех или иных групп организмов в различные периоды времени. Одним из примеров могут служить свидетельства палеоботаники и палеонтологии в пользу единства материков Гондваны в пермо-триасовое время. В южных областях Африки и Южной Америки, в Индии и в Антарктиде в перми была распространена удивительно однородная растительность глоссоптерид (глоссоптерисы, гангаоптерисы, паракаламиты и др.), очень резко отличавшихся от флоры континентов северного полушария (частично проникавшей лишь в северные районы Гондваны). В триасе Южной Африки, Южной Америки и Индостана пайден ряд близких лабиринтодоптов и четвероногих рептилий. В 1970 г. американские палеонтологи во главе с Д. Эллиотом обнаружили останки сходных животных в Антарктиде (около ледника Бирдмор) и среди них — останки типичной для Южной Африки и известной также в Индии небольшой, величиной с собаку, коротконогой нижнетриасовой рептилии *листрозаурус*.

Другим примером аргументации в пользу существования Гондваны, уже упоминавшимся выше, служит расселение млекопитающих в кайнозой. Появившиеся, вероятно, еще в конце триаса одноплодные и зародившиеся в начале мела, по-видимому на материках северного полушария, сумчатые были оттеснены плацентарными в Южную Америку и Австралию. «Мост» в последнюю вскоре «разрушился», так что из плацентарных проникнуть в Австралию успели лишь мелкие грызуны и летучие мыши;

в возникшей изоляции неполнозубые смогли уцелеть, а сумчатые породили почти все разнообразие австралийских млекопитающих.

В зоцоне от полуобезьян произошли широконосые обезьяны Америки и узконосые обезьяны Африки и Евразии — «мостов» между этими группами континентов, видимо, тогда не существовало.

Таким образом, к неогену сформировались четыре центра развития млекопитающих: 1) сумчатые и однопроходные в Австралии; 2) сумчатые, неполнозубые и широконосые обезьяны в Южной Америке; 3) разнообразная фауна Евразии и Африки; 4) менее богатая фауна Северной Америки (без мастодонтов, оленей, обезьян, с большим количеством копытных и меньшим количеством хищников). Согласно палеозоогеографическим данным, «мост» между Азией и Северной Америкой образовался в позднем миоцене (и просуществовал до голоцена), а между Северной и Южной Америкой — в среднем плиоцене (существует он и сейчас).

В заключение изложим вкратце историю семейства гоминид, в котором ныне имеется один вид — *Homo sapiens* (человек разумный). По-видимому, самыми ранними из гоминид были миоценовые рамапитеки. Впервые их останки (фрагменты верхней челюсти кепиапитека) найдены в 1961 г. Л. Лики в Африке в слое возрастом около 14 млн. лет у Форта Тернан, в области Кенийского рифта, на восточном берегу оз. Виктория. Фрагменты челюсти свидетельствовали о ряде признаков человека — укороченном профиле лица, широкой зубной дуге, небольших зубах. Вскоре после этого Э. Симпс отыскал в музеях фрагменты костей рамапитеков, найденные ранее в слоях возрастом 10—12 млн. лет в южных предгорьях Гималаев — холмах Сивалик (отсюда и название рамапитеки — по имени индийского мифологического героя Рамы). Затем аналогичные останки были найдены в китайской провинции Хунань, в Юрских горах, в Центральной Испании и, наконец, опять в Кенийском рифте в слоях формации Нгороро около оз. Баринго, возраст которых около 10 млн. лет. Все это, вероятно, свидетельствует о широком распространении рамапитеков в миоценовом поясе саванн, тянувшихся от Африки через всю Азию.

Следующим звеном были плиоценовые австралопитеки. Впервые их останки (череп детеныша) найдены в 1924 г. Р. Дартом в образцах кампей, собранных рудокопом в

дер. Таунг на краю пустыни Калахари в Южной Африке (отсюда и название «австралопитеки» — южные обезьяны). Позже Р. Брум и Р. Дарт нашли на территории Трансвааля черепа и кости взрослых австралопитеков — существ с обезьяноподобными черепами и лицами, но с похожими на человеческие скуловыми костями, сочленениями челюстей и зубами, с объемом мозга 650 см³, большим, чем у всех известных нам обезьян.

В послевоенное время сенсационные находки костей и каменных орудий австралопитеков (заставившие нас понять, что люди гораздо древнее, чем это считалось ранее) были сделаны все в том же Кенийском рифте, оказавшемся подлинной прародиной человечества. Первые из этих сенсационных находок совершены Л. Лики в 1959—1960 гг. в Олдувейском ущелье в Танзании. Сначала в слое возрастом около 1,75 млн. лет был найден череп без нижней челюсти австралопитека, названного зинджантроном (Зиндж — древнеарабское название Восточной Африки), а затем в чуть более древнем слое — кости презинджантропа, имевшего объем мозга 650—680 см³, и орудия его труда (грубо оббитые гальки), за которые он был назван *Homo habilis* (человек умелый). Позже на западном побережье оз. Рудольф, у холма Лотегем, были найдены наиболее древние останки австралопитеков, возраст которых 5—5,5 млн. лет (период существования австралопитеков тянется от этого времени до 700 тыс. лет тому назад); у Капаной обнаружен обломок плечевой кости австралопитека возрастом около 4 млн. лет; в долине р. Омо, в толще формации Шунгуро, найдены многочисленные останки австралопитеков возрастом от 3,5 до 1,3 млн. лет и кварцевые орудия возрастом около 2 млн. лет, а на другом участке этой долины — кости возрастом около 2,75 млн. лет.

В 1968—1972 гг. сын Л. Лики, Ричард, нашел на восточном берегу оз. Рудольф останки не менее 90 особей австралопитеков, а в пункте Северо-Восточная Кооби-Фора в слое возрастом около 2,6 млн. лет — каменные изделия, отщепы из лавы и кварца; это самые древние из известных нам орудий человека. В том же пункте, в слое возрастом около 2,9 млн. лет, найден удивительный «череп 1470» без надглазничного валика и наружного рельефа (которые все еще сохранялись у последующих архантропов и палеоантропов) емкостью мозга 810 см³, большей, чем у всех австралопитеков. Там же найдены фрагменты че-

репа ребешка, кости ~~зог~~ и зубы гоминид, близких по типу к обладателю «черепан 1470».

В период с 1 млн. до 350 тыс. лет тому назад в Африке и Евразии существовали архантропы (их мозг имел объем около 1000 см³, большое число извилин и развитую долю, управляющую речью) с выдающейся вперед пижней частью лица, без подбородка, с массивными надглазничными валиками. Они создавали каменные орудия пижнего палеолита шелльской культуры (от г. Шелль близ Парижа) и ранней апелльской культуры (от местности Сент-Ашель на севе^{ре} Франции) и умели пользоваться огнем. К ним относятся: питекантроп (обезьяночеловек) с объемом мозга 940 см³, останки которого были найдены еще в 1891 г. в плейстоцене Восточной Явы; сивантропы (т. е. китайские люди) с объемом мозга 850—1300 см³, многочисленные фрагменты скелетов которых возрастом около 300 тыс. лет найдены в начале 20-х годов текущего столетия в пещерах около Пекина; олдудейские питекантропы, останки которых возрастом около 1,1 и 0,5 млн. лет нашел Л. Лики; атлантропы (от гор Атлас в Африке), останки которых (три нижние челюсти и теменная кость), а также каменные орудия были найдены в 1954—1955 гг. в Алжире; гейдельбержец, нижняя челюсть которого найдена около немецкого города Гейдельберга вместе с костями львов и носорогов; люди мипдельского времени со стоянки Вертепсёлёш близ Будапешта, открытой в 1962 г. М. Печем и исследованной в 1963—1967 гг. Л. Вертепшем.

Примерно 350—25 тыс. лет тому назад развивались палеоантропы с мозгом объемом около 1500 см³, как у современных людей, и даже крупнее, хотя и с несколько меньшими лобными долями, с лицом почти без подбородка, толстыми надглазничными валиками и покатым лбом, ростом 150—165 см. Они изготавливали разнообразные каменные орудия среднего палеолита мустьерской культуры (от пещеры Мустье на берегу р. Везер на юге Франции). Во времена палеоантропов начало формироваться человеческое общество. В его основе лежала коллективная охота на крупных животных. Многочисленные останки палеоантропов найдены в Европе, на островах Средиземного моря, в Северной Африке, Передней и Средней Азии. Их типичные представители — неандертальцы, останки которых впервые найдены в пещере долины Неандер около Дюссельдорфа еще в 1856 г.

Около 40—30 тыс. лет тому назад появились неантро-

пы современного типа — кроманьонцы (по гроту Кро-Маньон во французской провинции Дордонь, где их остан-ки были еще в 1868 г. найдены Л. Ларте) — с орпняк-солютрейскими и мадлен-азильскими орудиями верхнего палеолита, а с голоцена — с полированными каменными орудиями эпох неолита, бронзы, железа.

За последние 2—3 тыс. лет физический облик людей изменился мало (происходит, по-видимому, лишь увели-чение их среднего роста, как об этом можно судить, напри-мер, по средневековым латам и кольчугам, а в последние десятилетия — и по медицинской статистике; впрочем, все возрастающее число рослых детей — «акселератов» — видно и «невооруженным глазом»). За этот период не из-менился, по-видимому, и уровень интеллектуальных спо-собностей людей; во всяком случае, великодушные обра-зцы точности и изящества мышления, например, Аполлония Пергского и ряда других древнегреческих математиков, по нашему мнению, ничем не уступают лучшим современным образцам.

Человеческое общество оказывает все усиливающееся влияние на развитие жизни на Земле, которое началось в форме охоты, рыболовства и истребления опасных для че-ловека животных и вытеснения дикой жизни из паселеп-ных районов, а в наши дни идет по пути создания и разве-дения культурных сортов растений и пород животных и может в конце концов привести почти к 100%-му управле-нию развитием всех форм жизни. Это может касаться и вида *Homo sapiens*, развитие которого определяется не столько биологическими, сколько социальными фактора-ми — прежде всего уровнем производительных сил общест-ва и производственными отношениями его членов.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

Намагниченность горных пород. Обращения геомагнитного поля и палеомагнитная геохронология. Полосчатые магнитные аномалии и возрасты океанского дна. Гипотеза геомагнитного динамо. Палеомагнитные широты и полюсы. Движение континентов по палеомагнитным данным. Движение полюсов

В 50-х годах текущего столетия ученые-магнитологи установили, что многие горные породы во время их образования приобретали *намагниченность* по направлению пвешнего тогда геомагнитного поля, и эта намагниченность во многих случаях сохранилась без существенных изменений до сих пор. Поэтому, определяя направления намагниченности пород различного возраста в конкретном районе земной коры, можно узнать, как менялось в этом районе направление геомагнитного поля в течение того или иного периода времени. Прделав же это во многих районах земного шара, можно восстановить историю геомагнитного поля в целом.

Способностью намагничиваться обладают породы, содержащие зерна ферромагнитных веществ ферритов, и прежде всего таких минералов, как гематит Fe_2O_3 , магнетит Fe_3O_4 , ильменит FeTiO_3 , пирротин FeS_2 и некоторые гидроокислы железа. Ферромагнитные вещества могут обладать намагниченностью лишь ниже некоторой критической температуры, пазываемой точкой Кюри и разной для разных ферромагнетиков. Ниже точки Кюри ферромагнетик распадается на области с различными направлениями намагниченности — домены размерами от единиц до сотен микронов. При изменениях ввешнего магнитного поля домены перестраиваются целиком, так что средняя намагниченность тела оказывается зависящей не только от ввешнего магнитного поля в данный момент времени, но и от его эволюции в прошлом (эту зависимость от предыстории пазывают гистерезисом). В частности, при снятии ввешнего магнитного поля в ферромагнетике сохраняется некоторая остаточная намагниченность.

Наиболее велика и стабильна термоостаточная намагниченность, которую приобретает горячий, но остывающий ферромагнетик в момент нерехода его температуры через

точку Кюри. Такую намагниченность приобретают ферриты в остывающих лавах, так что изверженные породы оказываются хранителями отпечатков геомагнитного поля, существовавшего во время их остывания. Совершенно иную природу имеет ориентационная намагниченность осадочных пород: осаждающиеся в воде частицы, как крошечные стрелки компасов, в какой-то мере ориентируются по направлению геомагнитного поля или, по крайней мере, его горизонтальной компоненты.

При восстановлении истории геомагнитного поля по современной намагниченности пород различных возрастов встречается ряд трудностей. Некоторые ферриты намагничиваются не по направлению внешнего магнитного поля, а по противоположному направлению или же способны менять при некоторых температурах направление своей намагниченности на обратное (самообращение). Направление намагниченности может отличаться от направления внешнего магнитного поля вследствие ориентированности кристаллитов в поликристалле и сплюснутых или вытянутых ферритовых зерен в породе, а также из-за того, что к внешнему полю прибавляется магнитное поле самого тела. Первичная намагниченность со временем медленно ослабевает, и на нее налагается дополнительная вязкая намагниченность, ориентированная по современному геомагнитному полю. Дополнительная намагниченность может возникать также при вторичном нагреве пород (например, при их контактном метаморфизме) и некоторых их физико-химических изменениях, при появлении в них механических напряжений, а также вследствие кратковременных сильных магнитных полей при грозовых разрядах. Наконец, направление намагниченности пород может поворачиваться в пространстве при движениях слоев земной коры. Из-за всех этих осложнений первые попытки восстановления геомагнитных полей прошлого, предпринимавшиеся в 50-х годах текущего столетия, приводили к столь большому разбросу результатов, что казались совершенно бесполезными.

Однако с течением времени магнитологам удалось значительно усовершенствовать методику восстановления геомагнитных полей прошлых эпох. Детальный анализ пород (петрографический, химический, рентгеноструктурный, исследование фазовых переходов, намагничивание с последующим глубоким охлаждением и т. п.) теперь позволяет выяснять природу ферритов в породе и оценивать их

первичность. Удастся различать виды намагниченности (пользуясь, в частности, тем, что они по-разному ослабевают при магнитной чистке, т. е. при размагничивании образцов породы растущим переменным магнитным полем, нагревом или просто временем при изоляции от современного магнитного поля), оценивать палеомагнитную стабильность пород и отличать первичную намагниченность (оставшуюся от начальной) от вторичной. Так, если имеется только один вид намагниченности, то при постепенном размагничивании общее направление намагниченности образца не изменяется, в противном же случае оно сменяется на направление намагниченности наиболее стабильного вида. Размагничивание временем в течение двух—трех недель, иногда в сочетании с нагревом, уничтожает вязкую намагниченность. Последовательные нагревы и охлаждения позволяют опознать термоостаточную намагниченность, опыты по пересаживанию осадков — ориентационную. Имеются способы выяснения ориентированности микрокристаллов или зерен в породе, а также оценки собственного магнитного поля тела в целом. Таким образом, удастся выяснять природу первичной намагниченности и определять ее направление и величину.

Применение всех этих методов позволило значительно снизить разбросы при реконструкциях палеомагнитных полей прошлого и получить ряд убедительных и важных результатов. Остановимся на двух группах результатов палеомагнитных определений.

Первая из них заключается в построении палеомагнитной шкалы геологического времени, основанной на чередовании эпох нормальной и обратной полярности геомагнитного поля. Вторая состоит в определении палеоширот стабильных континентальных блоков земной коры и их ориентаций относительно географических полюсов в различные периоды времени, а тем самым и в реконструкции относительных движений континентов и полюсов.

Первое из упомянутых достижений выросло из открытия Б. Брюном еще в 1906 г. намагниченности некоторых лав во Франции, противоположной по направлению современному геомагнитному полю. Такая обратная намагниченность некоторых лав затем была обнаружена во многих районах мира. В послевоенные годы специальное подробное обследование третичных и четвертичных лавовых потоков Испании, Англии, Франции и Японии показало, что только половина из них намагничена нормаль-

но — по современному геомагнитному полю, другая же половина имеет обратную намагниченность. При этом в большинстве случаев обратная намагниченность лав была создана, по-видимому, не какими-либо аномальными свойствами ферритов или самообращениями их намагниченности, уносившимися выносе, а обратной полярностью геомагнитного поля во время остывания этих лав. Так, например, японские магнитологи нашли случаи, в которых в нормально намагниченном осадочном слое имелись обратные намагниченные интрузии, обожженная которыми осадочная окрестность также имела обратную намагниченность. В лавах были найдены тонкие переходные слои, в которых направление намагниченности плавно поворачивалось от нормального к обратному (а интенсивность намагниченности в этих переходных слоях была ослабленной).

Это поразительное открытие *обращений полярности геомагнитного поля* было окончательно подтверждено в серии работ 1963—1968 гг. А. Кокса, Р. Доэлла и Г. Далримпла, сопоставивших знаки намагниченности 240 образцов нормально и обратно намагниченных верхнеплиоценовых и четвертичных лав из различных районов мира с абсолютными возрастами этих лав, определенными по калий-аргоновому методу. Сопоставление показало, что ориентация намагниченности четко зависит от возраста лав, т. е. что в прошлом происходило чередование эпох нормальной и обратной полярности геомагнитного поля.

Результаты такого сопоставления для последних 4,5 млн. лет приведены на рис. 35. Они показывают, что за это время сменялись четыре эпохи нормальной (н) и обратной (о) полярности геомагнитного поля. Эти эпохи названы по именам выдающихся ученых-магнитологов (от настоящего в прошлое): Брюнес (н), Матуяма (о), Гаусс (н) и Гилберт (о). Возраст границ между ними следующий: Брюнес — Матуяма — 0,69 млн. лет, Матуяма — Гаусс — 2,43 млн. лет, Гаусс — Гилберт — 3,32 млн. лет. Внутри эпох полярности открыты на порядок более короткие всплески противоположной полярности геомагнитного поля — *события*, названные по местностям, где они обнаружены: в эпохе Брюнес — событие Лангманн (о), в эпохе Матуяма — события Ярамилло (н), Гилса (н) и двойное событие Олдувей (н), в эпохе Гаусс — события Каена (о) и Маммэт (о), в эпохе Гилберт — события Кочити (н) и Пунишак (н).

Обнаруженное по намагниченности лав чередование эпох нормальной и обратной полярности геомагнитного поля и событий внутри этих эпох получило хорошее подтверждение при определении направлений намагниченности последовательных слоев в колонках океанских осадков, в том числе в колонках глубоководного бурения океанского дна, проводимого начиная с 1968 г. специально оборудованным для этого судном «Гломар Челленджер» (за 1968—1977 гг. оно пробурило в разных районах Мирового океана 600 скважин с пропикновением в толщу дна более чем на 1400 м, во многих случаях — до подстилающих осадочные породы базальтов, а в одном случае скважина прошла свыше 500 м через толщу базальтов до лежащих ниже гипербазитов). Выяснилось, что в колонках осадков чередуются слои с нормальной и обратной намагниченностью, причем в большинстве случаев толщины таких последовательных слоев оказываются пропорциональными длительностям соответствующих эпох полярности геомагнитного поля (как этого и следует ожидать при приблизительно постоянной скорости океанского осадкообразования, которая служит здесь коэффициентом пропорциональности).

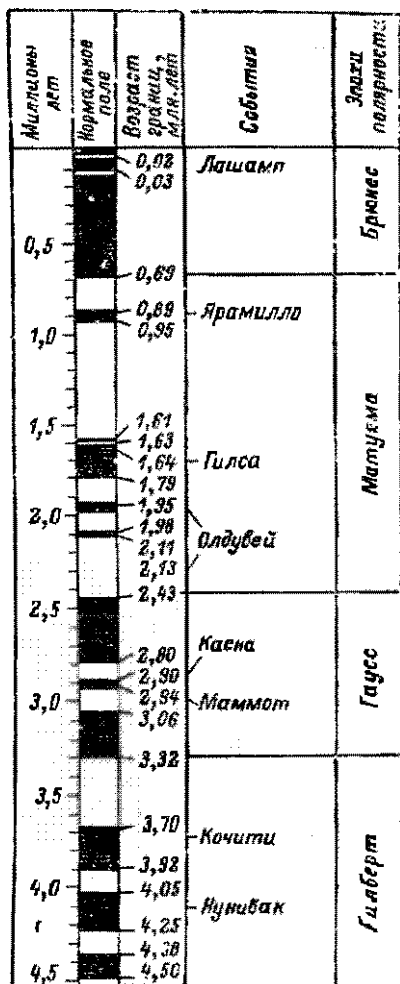


Рис. 35. Шкала обращений геомагнитного поля за последние 4,5 млн. лет

Черное — нормальная полярность

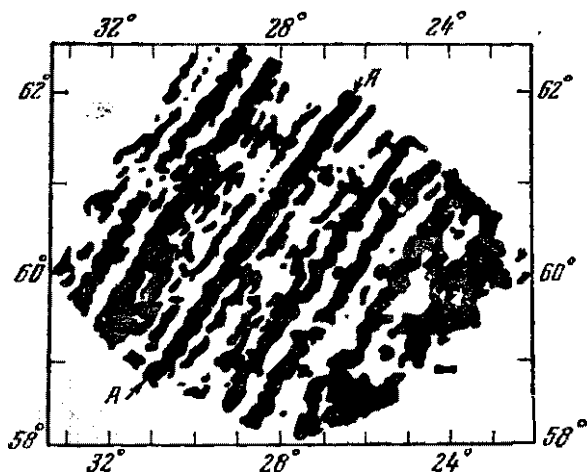


Рис. 36. Аномалии величины напряженности магнитного поля в районе подводного хребта Рейкьянес (по Дж. Хейртцелеру, К. Лешипону и Дж. Барону (1966))

Зачернены полосы положительных аномалий; А—А — ось хребта

В отличие от лав запись изменений намагниченности во времени в колонках осадков *непрерывна* и потому позволяет изучать тонкую структуру таких изменений; свидетельства колонок осадков о палеомагнитных событиях (например, о раздвоении события Олдувей) имеют высокую значимость (правда, при перерывах в осадконакоплении какие-то из событий могут в некоторых колонках отсутствовать, но такие перерывы представляют большой интерес и сами по себе). По толщинам слоев в колонках осадков удалось установить, что обращения полярности происходит за несколько тысячелетий, причем за этот период дипольная часть геомагнитного поля (см. ниже) сначала убывает, а затем вновь вырастает, но с противоположным знаком.

В главе 5 излагалась гипотеза Г. Хесса и Р. Дитца об образовании океанской литосферы и коры в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов и о раздвижении океанского дна в обе стороны от этих рифтовых зон конвекционными течениями в мантии Земли под астеносферой. Учтем, что базальты второго слоя океанской коры, выплавляемые из мантии в рифтовых зонах, должны при

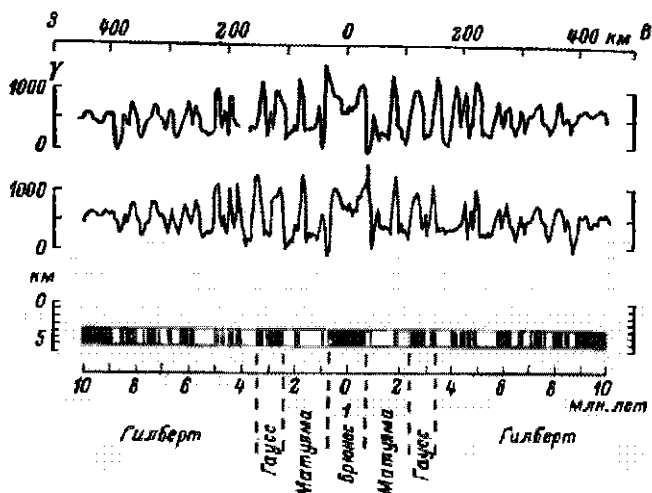
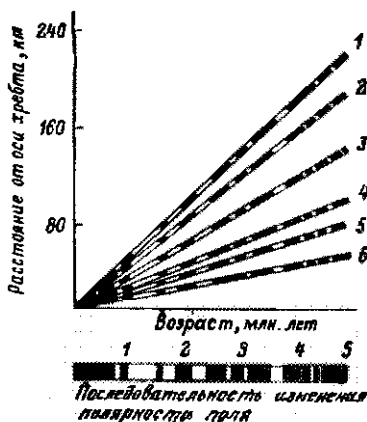


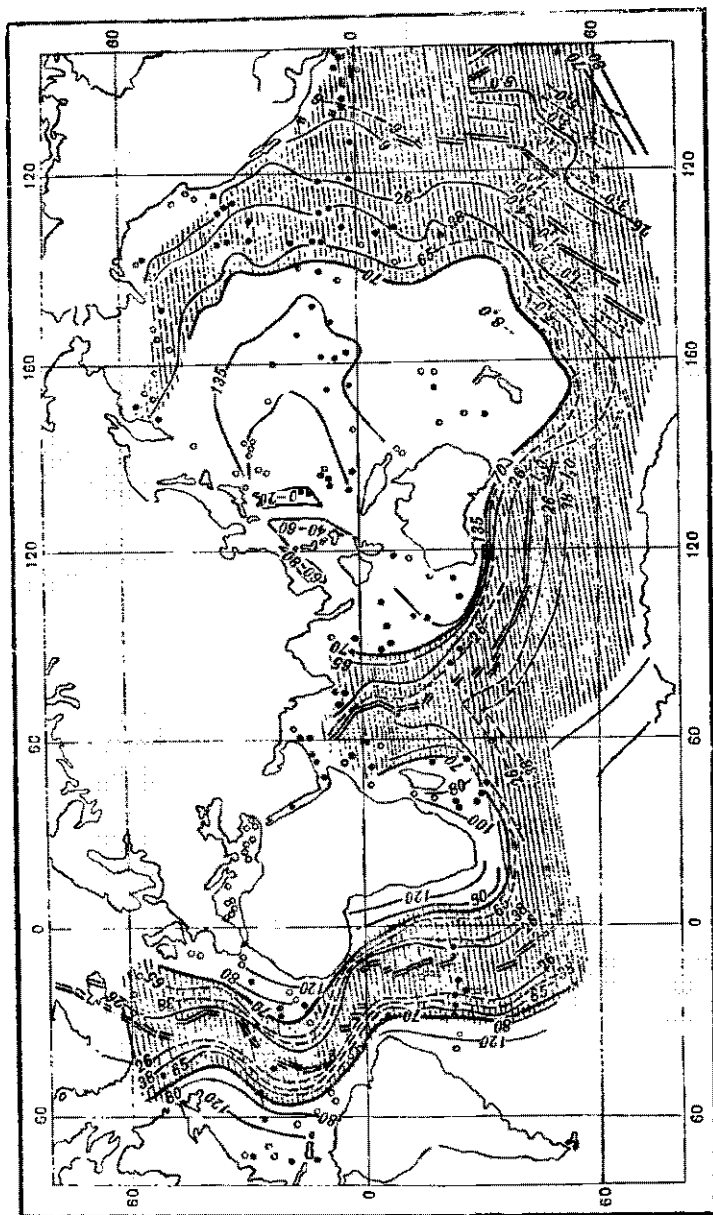
Рис. 87. Иллюстрация симметрии магнитных аномалий относительно оси срединно-океанского хребта

Нижняя кривая — профили магнитных аномалий на поперечном разрезе через Тихоокеанско-Антарктический хребт около 50° ю. ш. и 120° з. д.; верхняя кривая получена из нижней зеркальным отражением относительно оси хребта. Вверху — шкала расстояний, внизу — шкала длительности эпох полярности геомагнитного поля; их сопоставление дает для скорости раздвижения океанского дна в этом районе значение 4,5 см/год

Рис. 88. Изменения полярности магнитного поля и ширина полос магнитных аномалий в семи районах Мирового океана

Черное — полярность, аналогичная современной, белое — обратная; 1 — Восточно-Тихоокеанское поднятие (скорость раздвижения $u=10-12$ см/год); 2 — Тихоокеанско-Антарктическое поднятие ($u=8$ см/год); 3 — южная часть Индийского океана и северная часть Тихого океана ($u=6$ см/год); 4 — Южная Атлантика ($u=3$ см/год); 5 — северная часть Индийского океана ($u=2,5$ см/год); 6 — Северная Атлантика ($u=2$ см/год)





своем остывании в последовательные эпохи полярности геомагнитного поля приобретать соответственно нормальную или обратную намагниченность. Тогда следует ожидать, что при растяжении океанского дна на нем должны образовываться полосы положительных и отрицательных магнитных аномалий, параллельные осям срединно-океанских хребтов и симметричные относительно этих осей, причем ширины таких последовательных полос должны быть пропорциональными длительностям соответствующих эпох полярности геомагнитного поля (конечно, пока скорость растяжения океанского дна, служащая здесь коэффициентом пропорциональности, хотя бы приблизительно постоянна во времени). Эту гипотезу выдвинули в 1963 г. Ф. Вайн и Д. Мэтьюз; в 1964 г. аналогичную гипотезу независимо опубликовали Л. Морли и А. Лярошель. В последующие годы были собраны многочисленные данные, свидетельствующие в пользу этой гипотезы.

Полосчатая конфигурация магнитных аномалий в океане впервые была обнаружена Р. Мейсоном и А. Раффом еще в 1958 и 1961 гг. в северо-восточной части Тихого океана, где были зафиксированы узкие, шириной по 30—40 км, параллельные друг другу (в этом районе меридиональные) полосы чередующихся положительных и отрицательных магнитных аномалий интенсивностью порядка 500 гамм, приблизительно постоянной вдоль каждой полосы. Аналогичные результаты были получены в 1962 г. в районе подводного хребта Карлеберг в северо-западной части Индийского океана, а затем и во многих других районах Мирового океана, включая Арктику и Красное море. На рис. 36 приведен ставший классическим пример карты магнитных аномалий в районе подводного хребта Рейкьянес — участка Срединно-Атлантического хребта к югу от Исландии (полосы аномалий являются, конечно, скорее цепочками пятен, так как, согласно современным данным, излияние базальтов в рифтовой зоне происходит

Рис. 39. Карта значений возраста океанской коры, определенных по данным глубоководного бурения и полосам магнитных аномалий

Двойные линии — рифтовые зоны срединно-океанских хребтов; штриховые — изохроны; цифры — возрасты океанской коры в десятках миллионов лет; жирная линия — граница мезозойской океанской коры; заштрихована область океанской коры кайнозойского возраста; кружки — скважины глубоководного бурения: черные — до базальтов, светлые — не достигшие базальтов

не непрерывно и не равномерно вдоль нее, а из отдельных вулканов, возникающих в пей то тут, то там). На рис. 37 демонстрируется пример симметрии магнитных аномалий относительно оси срединно-океанского хребта — почти полное совпадение профиля магнитных аномалий на поперечном разрезе через Тихоокеанско-Антарктический хребет (около 50° ю. ш. и 120° з. д.) с кривой, полученной из этого профиля зеркальным отражением относительно оси хребта. Пропорциональность ширины полос магнитных аномалий длительностям эпох полярности геомагнитного поля демонстрируется на примере семи районов Мирового океана на сводном графике рис. 38; из графика видно, что скорости растяжения океанского дна варьируют от максимальных 10—12 см/год (Восточно-Тихоокеанское поднятие) до минимальных 2—2,5 см/год (Северная Атлантика и северная часть Индийского океана).

Таким образом, границы полос магнитных аномалий (а также линии, им параллельные) можно рассматривать как *изохроны*, т. е. линии одинакового возраста океанской коры. Карта таких изохрон для всего Мирового океана приведена на рис. 39 (области океанской коры кайнозойского возраста, которые на этой карте заштрихованы, занимают около половины всего океанского дна); на рис. 40 дана более детальная карта изохрон для Северной Атлантики. Прямую проверку этих предсказаний возраста различных участков океанской коры удалось осуществить по данным глубоководного бурения дна океана. В тех скважинах, которые полностью пропикли сквозь осадки и достигли лежащего под ними базальта, микропалеонтологическим методом определялся возраст самого нижнего слоя осадков, непосредственно прилегающего к базальту. Оказалось, что полученные данные вполне удовлетворительно согласуются с возрастом палеомагнитных изохрон (рис. 41). Это свидетельство в пользу гипотезы растяжения океанского дна явилось одним из важнейших результатов глубоководного бурения «Гломара Челленджера».

Хорошее согласование таких независимых друг от друга данных, как продолжительность эпох нормальной и обратной намагниченности лав, толщина нормально и обратно намагниченных слоев в колонках океанских осадков, ширина полос положительных и отрицательных магнитных аномалий океанского дна и возраст базальтового фундамента океанской коры, делает весьма убедительны-

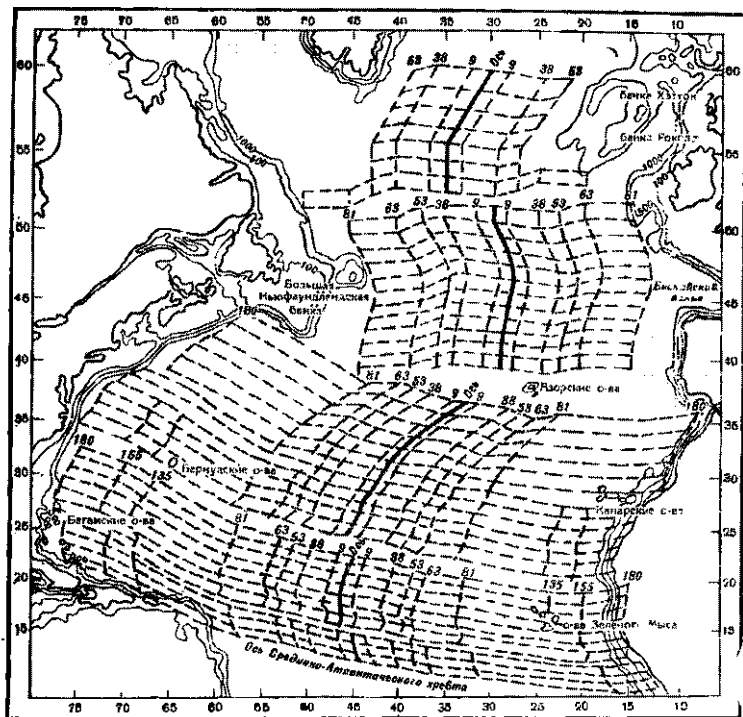


Рис. 40. Карта значений возраста дна Северной Атлантики (по У. Питмену и М. Талванн (1972))

ми и представление об обращениях полярности геомагнитного поля, и гипотезу о растяжении океанского дна.

Полосчатые магнитные аномалии океанского дна оказались наиболее удобной информацией для восстановления эпох полярности геомагнитного поля в далеком прошлом. Воспользовавшись хорошо согласующимися друг с другом последовательностями магнитных аномалий в северной и южной частях Тихого океана и в южных частях Атлантики и Индийского океана, Дж. Хейртцлер, Г. Диксон, Э. Херрон, У. Питмен и К. Лепишон построили палеомагнитную шкалу времени на 80 млн. лет в прошлое (см. левую колонку на рис. 42). С помощью корреляции между полосчатыми аномалиями западнее Гавайских островов (раннемеловая часть которых хорошо согласуется с аномалиями в районе Феникс у экватора в Тихом океане и в

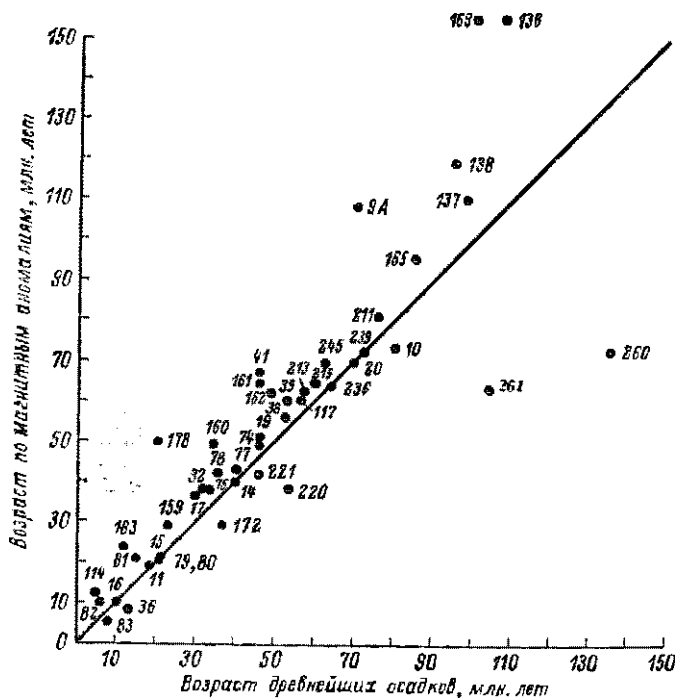


Рис. 41. Согласование значений возраста палеомагнитных изохрон и базальтового фундамента океанской коры по данным глубоководного бурения дна океана

районе к востоку от Янонии) и «аномалиями Китли» по западной периферии Саргассова моря в Северной Атлантике Р. Харсон и У. Питмен продолжали эту шкалу до 162 млн. лет в прошлое (см. правую колонку на рис. 42). Согласно этой шкале в последние 85 млн. лет, а также в период 148—111 млн. лет верхней юры и нижнего мела происходили довольно частые обращения полярности геомагнитного поля, период же 111—85 млн. лет среднего и верхнего мела отличался неизменной нормальной полярностью (это же относится и к некоторому периоду времени ранее 148 млн. лет). Данные о направлениях намагниченности пород континентальной коры показывают, что обращения полярности геомагнитного поля происходили и в более древние времена. Обобщив такие

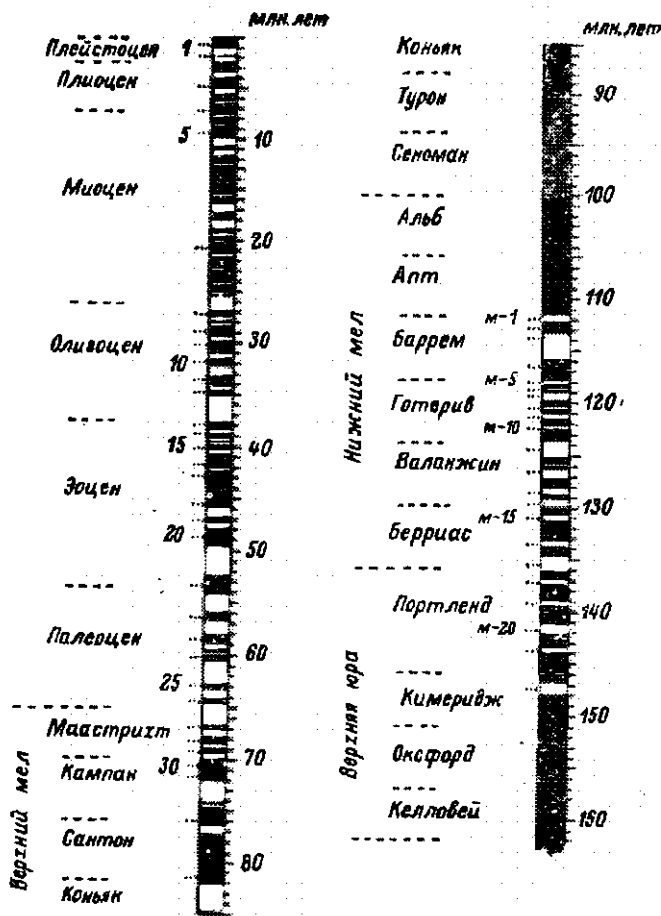


Рис. 42. Наименее палеомагнитная шкала времени

Черное — нормальная полярность

данные по территории СССР, А. П. Храмов и Л. Е. Шолно (1967) предложили первую ориентировочную палеомагнитную шкалу времени для всего фанерозоя. Согласно этой шкале почти во всем мезозое и в период O_2-S_1 преобладало магнитное поле современной полярности с редкими вспышками обратной. В периоды E_1 , O_1 , D_2-C_1 , C_2-P_2 и в палеоцено преобладала обратная по-

лярность. Наконец, в периоды $\epsilon_2-\epsilon_3$, S_2-D_1 , C_1-C_2 и P_2-T_1 , а также в течение большей части кайнозоя происходили частые, каждые 0,5—5 млн. лет, обращения полярности геомагнитного поля.

Рис. 35 и 42 показывают, что геомагнитному полю действительно свойственны обращения полярности, так что теории, претендующие на объяснение происхождения геомагнитного поля, должны объяснять и эту способность.

Указания на изменения геомагнитного поля со временем, могущие привести к обращению его полярности, дают измерения магнитологов, проведенные за последние 150 лет. Современное геомагнитное поле (краткие сведения о котором мы приводили в главе 1, см., в частности, рис. 2) можно приблизительно описать как поле помещенного в центр Земли магнитного диполя (двухполюсника, подобного намагниченной железной палочке или стрелке компаса); горизонтальная составляющая такого поля на поверхности Земли пропорциональна косинусу географической широты, а вертикальная — удвоенному синусу широты. Точнее, современное геомагнитное поле — сумма дипольной части и вдесятеро менее интенсивной недипольной части. Измерения последних 150 лет показывают, что дипольная часть убывает со скоростью около 5% за 100-летие, и если этот процесс будет продолжаться с такой же скоростью и в дальнейшем, то через 2000 лет произойдет обращение полярности геомагнитного поля. Таким образом, возможно, что мы живем как раз во время обращения полярности.

Измерения показывают, что недипольная часть современного геомагнитного поля смещается на запад со скоростью около $0,18^\circ$ долготы в год (полный оборот вокруг Земли за 2000 лет). С позиций изложенной в конце главы 1 современной гипотезы о динамо-механизме генерации геомагнитного поля (течениями электропроводящей жидкости во внешнем жидком слое земного ядра) западный дрейф недипольной компоненты объясняется, возможно, переносом неоднородностей поля течениями в ядро со скоростями порядка 20 км/год $\approx 0,7$ мм/с. Такие течения могут быть проявлением небольшого отставания вращения внешнего слоя ядра вокруг земной оси от вращения мантии и коры. В то же время вращения ядра и мантии связаны друг с другом: сумма их моментов количества движения должна быть постоянной во времени. Поэтому обнаруженную Э. Вестигом (1953) тесную связь

между неравномерностями западного дрейфа пединольной части магнитного поля в 1905—1945 гг. и измеренными астропомами вариациями скорости вращения Земли (т. е. коры и мантии) в эти годы можно считать свидетельством в пользу гипотезы о динамо-механизме в жидком ядре.

Как следствие из этой гипотезы можно высказать следующее предположение (которое мы будем использовать ниже): поскольку на движения в жидком ядре должно влиять вращение Земли, можно ожидать, что геомагнитное поле, осредненное за периоды в десятки тысячелетий (бóльшие по сравнению с типичными периодами его вековых вариаций, но меньшие по сравнению со временем тектонических процессов), будет симметричным относительно оси вращения Земли (мгновенные же, не осредненные поля такой симметрией не обладают).

Гипотеза динамо может дать основу и для объяснения обращений полярности геомагнитного поля. В самом деле, простейший динамо-механизм, генерирующий магнитное поле, можно построить, взяв металлический диск, вращающийся на металлической же оси и помещенный в параллельное этой оси магнитное поле. По закону индукции вращение диска в магнитном поле породит в нем электрический ток, направленный от оси к ободу диска. Будем снимать этот ток с обода щеткой и отправлять его по оси по проводу, совершающему около оси один или несколько витков. Витки с током будут создавать новое магнитное поле, параллельное оси, которое будет прибавляться к начальному. В результате и магнитное поле, и ток будут расти со временем. Это дисковое динамо способно генерировать магнитное поле, по расчет показывает, что способностью к обращениям полярности оно не обладает. Однако стоит только взять два взаимодействующих дисковых динамо, в которых ток одного подпитывает магнитное поле другого, и наоборот (рис. 43), и расчет показывает, что здесь уже появляется способность к обращениям полярности. На первый взгляд кажется, что механизм движений в жидком слое земного ядра не имеет с дисковыми динамо ничего общего. Однако на самом деле описывающие этот механизм уравнения во многом аналогичны уравнениям для цепочек взаимодействующих дисковых динамо. С этой точки зрения способность геомагнитного поля к обращениям полярности перестает быть загадочной.

Перейдем теперь ко второй группе результатов палеомагнитных исследований — определениям палеомагнитных полюсов. Пусть в выбранном пункте земной коры (с географической широтой φ_k и долготой λ_k) определено среднее направление намагниченности породы геологического возраста t , т. е. измерено *склонение* $D_k(t)$ этого направления (угол между его горизонтальной составляющей и современным направлением на север) и его *наклонение* $I_k(t)$ (угол между направлением намагниченности и горизонтальной плоскостью). Определив это среднее направление

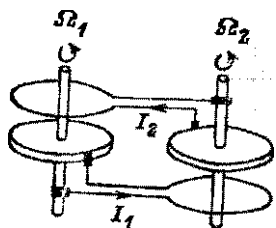


Рис. 43. Двухдисковое динамо

по многим образцам из различных слоев данной породы, можно считать, что оно соответствует палеомагнитному полю, осредненному за большой промежуток времени и поэтому (согласно сформулированному выше следствию из гипотезы динамо) симметричному относительно оси вращения Земли того времени. Иначе говоря, можно считать, что среднее направление намагниченности породы, определяемое углами $D_k(t)$ и $I_k(t)$, указывает на географический полюс возраста t .

Если допустить, что осредненное палеомагнитное поле не только осесимметрично, но еще и дипольно, то тангенс палеонаклонения $I_k(t)$ будет равен удвоенному тангенсу палеошироты $\bar{\varphi}_k(t)$, так что последняя будет просто делиться по $I_k(t)$. Зная же географические координаты точки измерения φ_k и λ_k , палеосклонение $D_k(t)$ и палеошироту $\bar{\varphi}_k(t)$, нетрудно рассчитать географические координаты палеополюса $\varphi(t)$ и $\lambda(t)$. Определенный таким образом палеополюс называют *виртуальным полюсом*.

Рассмотрим некоторый блок земной коры, стабильный в том смысле, что во все геологические времена с возрастами от t до современного он полностью сохранял свою форму, так что все расстояния между любыми его точками оставались неизменными. Тогда ясно, что все виртуальные полюсы возраста t , определенные по пунктам в пределах этого блока, должны совпадать; их хорошая кучность будет свидетельствовать о малости ошибок, вкравшихся в измерения и расчеты, и внушать уверенность в надежности определения палеополюса как среднего из этих виртуальных полюсов. Такой результат получается, в част-

ности, по породам позднего плейстоцена и голоцена со всех континентов: их виртуальные полюсы группируются у современного географического полюса и оказываются более кучными, чем виртуальные полюсы современного геомагнитного поля (не осредненного по времени, так что его подполярная часть не исключена). Аналогично, лишь с чуть большим разбросом, выглядят виртуальные полюсы всех континентов с возрастами до олигоцена или даже до эоцена, свидетельствуя тем самым, что за последние 40—50 млн. лет ни распределение континентов по широтам, ни положение географического полюса не претерпевали существенных изменений. Что касается более ранних времен, то палеомагнитные данные свидетельствуют уже о заметных движениях континентов и полюсов.

Одно из первых таких свидетельств было получено в 1954 г. английскими магнитологами Дж. Клетгом, М. Олмондом и П. Стаббсом в результате измерений намагниченности красных песчанников триаса Англии, показавших, что за послетриасовое время расстояние по широте между Англией и Северным полюсом уменьшилось градусов на 30 и Англия повернулась относительно соединяющей ее с полюс дуги большого круга на 34° по часовой стрелке. В 1956—1958 гг. сенсационные результаты принесли измерения намагниченности базальтовых излияний — *траппов* Декана в Индии, возраст которых варьирует от юрского до третичного; по этим данным, палеоширота Бомбея в юре равнялась 40° ю. ш., сейчас же он находится на 19° с. ш., так что расстояние между ним и Северным полюсом за последние 135 млн. лет уменьшилось на 7000 км (скорость сближения составляет около 5 см/год). В 1958 г. Э. Ирвинг и Р. Грин измерили намагниченность ряда образцов различного возраста из Юго-Восточной Австралии и установили, что палеоширота этого блока коры в венде была близка к $70-80^\circ$ ю. ш., за кембрий уменьшилась до 0° и в ордовике даже до 30° с. ш., после чего плавно менялась опять до 80° ю. ш. в карбоне и перми, а затем вновь стала уменьшаться до ее современного значения; эти данные позволяют толковать упоминавшиеся в главе 6 пермо-карбовое оледенение Гондваны как *материковое, естественное для околополярного района*.

Допуская возможность движений континентов друг относительно друга, К. Крир, Э. Ирвинг и С. Ранкорн предложили строить траектории движения полюса $\varphi(t)$ и $\lambda(t)$ относительно каждого континента по отдельности

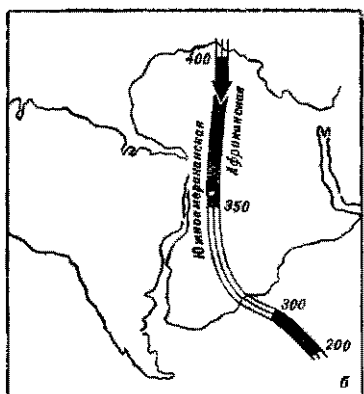
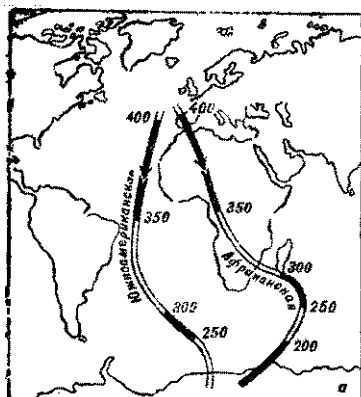


Рис. 44. Траектории движения Южного полюса относительно Африки и Южной Америки в верхнем палеозое при современном размещении указанных континентов (а) и при их совмещении по линиям материковых склонов (б)

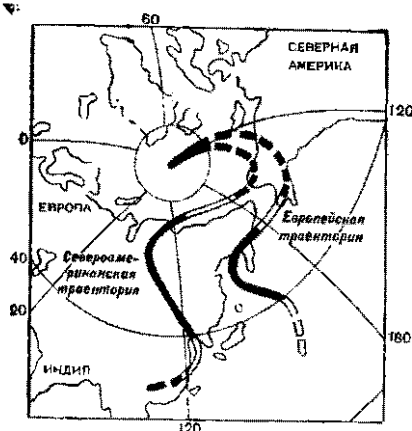


Рис. 45. Траектории движения Северного полюса относительно Европы и Северной Америки за последние 400 млн. лет

(по измерениям намагниченности пород только в пределах данного континента). Оказалось, что траектории движения полюса относительно разных континентов отнюдь не совпадают друг с другом, как это было бы при неизменном расположении континентов друг относительно друга. Следовательно, взаимное расположение континентов действительно изменялось со временем. Тогда возникает задача — восстановить взаимное расположение всех континентов (точнее, всех стабильных блоков континентальной коры) в различные периоды прошлого времени так, чтобы соответствующие всем им палеополюсы одинаковых возрастов всегда совпадали. В качестве примера на рис. 44 приводятся траектории движения Южного полюса относи-

тельно Африки и Южной Америки для периода времени от 400 до 200 млн. лет тому назад (от начала девона до середины триаса). Они отнюдь не совпадают — африканская траектория лежит заметно восточнее южноамериканской. Но их можно привести к совпадению, если признать, что Африка и Южная Америка в течение всего верхнего палеозоя были совмещены так, что линии их материковых склонов совпадали.

Аналогичным примером могут служить траектории движения Северного полюса относительно Европы и Северной Америки за последние 400 млн. лет, показанные на рис. 45. При современном расположении этих континентов девонотриасовый отрезок европейской траектории лежит восточнее североамериканской траектории приблизительно на 45° — как раз на ширину Северной Атлантики, по обе траектории совпадут, если допустить, что с девона до юры Европа и Северная Америка были совмещены по линиям их материковых склонов, а с юры по палеоген раздвигались, образуя Северную Атлантику.

В качестве третьего примера приведем результаты А. Н. Храмова и Л. Е. Шолно (1967), построивших виртуальные полюсы различных возрастов, во-первых, по породам европейской части СССР и Средней Азии (они оказались неплохо согласующимися с траекторией европейского полюса; рис. 45) и, во-вторых, по породам Сибири и Дальнего Востока — в мезокайнозой они не имели каких-либо систематических отклонений от европейских полюсов, а в палеозой оказались заметно южнее и западнее европейских (например, по Сибири полюсы верхнего кембрия и ордовика попали в районы нынешней Австралии, по Восточной Европе — в северную половину Тихого океана). Эти результаты можно считать указанием на существование в палеозой сибирского материка *Ангарида*, отделенного от Русской платформы.

Заметим, впрочем, что относительные движения континентов, обеспечивающие совпадение соответствующих им палеополюсов одинаковых возрастов, по одним лишь палеомагнитным данным восстанавливаются неоднозначно, так как вследствие допущения осесимметричности осредненных палеомагнитных полей палеодолготы тех или иных блоков земной коры по палеомагнитным данным определены быть не могут. Для однозначного восстановления движения континентов необходимо привлекать дополнительные материалы. Таковыми могут быть, напри-

мер, тектошческие данные о расположении древних срединно-океанских хребтов и зон Заварицкого—Беньюфа, направлениях и скоростях растяжения океанского дна; к этому вопросу мы еще вернемся ниже.

Таким образом, определение траекторий палеомагнитных полюсов относительно различных континентов и совмещение этих траекторий приводят к весьма радикальным результатам, являющимся новыми и независимыми от предыдущих количественными свидетельствами об образовании и распаде фанерозойских суперконтинентов Гондваны, Лавразии и Пангеи, упомянутых в главах 2 и 6. (Предположения об их существовании высказывались ранее рядом геологов на основании сходства соответствующих участков береговых линий и пересекаемых ими геологических структур современных осколков этих суперконтинентов, а также на основании разнообразных палеонтологических, палеоботанических и палеоклиматических данных.)

Возможные причины движения континентов (вместе с содержащими их литосферными плитами) уже указывались выше в главах 3 и 5; это конвективные течения в верхней мантии, вследствие трения через астеносферу увлекающие за собой литосферные плиты. Понятаемся теперь разъяснить также причины движений полюсов. При этом будем исходить из того, что направление оси вращения Земли в пространстве не изменяется, т. е. эта ось все время направлена в одну и ту же точку на звездном небе (так называемый Полюс мира), а Земля в целом поворачивается относительно этого направления так, что полюсы вращения блуждают по ее поверхности (на самом деле направление оси вращения Земли или, точнее, вектор момента количества движения вращающейся Земли может меняться из-за наличия момента сил притяжения других небесных тел — Луны, Солнца и других планет. Однако расчет показывает, что такие изменения складываются, во-первых, из сравнительно короткопериодных прецессионных и нутационных колебаний, исчезающих при усреднении выше осреднении по времени, свойственном палеомагнитным определениям, и, во-вторых, из очень медленных эффектов приливного трения порядка миллиардов лет, которыми мы пока что пренебрежем, но будем специально их анализировать в главе 10).

Для осуществления значительных поворотов Земли относительно направления оси ее вращения нужны, во-пер-

вых, силы, момент которых заставил бы ее поворачиваться. Во-вторых, нужно, чтобы Земля была не слишком жесткой, так что в ней даже при небольших напряжениях могли бы развиваться значительные деформации.

Согласно имеющимся оценкам главные силы, ответственные за блуждание полюсов, связаны с неправильностями распределения масс в Земле относительно экваториального вздутия, создаваемыми различиями между континентами и океанами и прежде всего тем, что континенты выше. При этом на каждый континент действует полюсобежная сила Этвеша — направленная всегда к экватору векторная сумма силы тяжести, приложенной к центру тяжести своего континента, и архимедовой силы плавучести, приложенной к центру тяжести нижней, погруженной в литосферу части континента. Эти силы малы (недостаточны для того, чтобы сдвигать континенты), но их суммарный момент значителен (способен поворачивать Землю относительно оси ее вращения). Момент сил Этвеша стремится повернуть Землю в такое равновесное положение, при котором наибольшая доля континентальных масс находится в зоне экваториального вздутия.

Проведенные М. Миланковичем (1934) и У. Майком (1958) расчеты показали, что в настоящее время равновесное положение полюса может находиться либо около Гавайских островов, либо около Архангельска. Палеомагнитные реконструкции многих авторов показывают, что за последние 500 млн. лет полюс перемещался из центральных районов Тихого океана в Арктику. То, что он еще не дошел до Архангельска, можно попытаться объяснить большой эффективной вязкостью земного вещества, тормозящей повороты Земли относительно оси ее вращения. Но в это рассуждение нужно еще внести поправку на то, что одновременно с движением полюса к его равновесному положению происходит и движение континентов вместе с несущими их литосферными плитами, а потому и смещение равновесного положения полюса.

Таким образом, если бы континенты не двигались, то полюс должен был бы сместиться в равновесную точку и оставаться в ней, но при движении континентов эта точка все время смещается и полюс «гонится» за ней с некоторым отставанием, создаваемым вязкостью земного вещества.

ДВИЖЕНИЕ КОНТИНЕНТОВ

Сходство противоположных берегов Атлантики. Гипотеза Вегенера. Тектоника литосферных плит. Границы плит. Движение плит на сфере: раздвижение океанского дна, трансформные разломы, подкаты вращения плит. Мезокайнозойская история Тихого океана. Фанерозойская глобальная палеогеографическая реконструкция. Мезокайнозойская история Средиземного моря. Верхнемиоценовые катастрофы. Движение континентов в будущем

Первым свидетельством движения континентов издавна считалось сходство очертаний западного берега Африки и восточного берега Южной Америки. Неслучайность этого сходства отмечал еще английский философ Ф. Бэкон в своем сочинении «Новый Органон» (1620), а Пласе (1658) высказывал предположение, что Старый и Новый Свет разделились в результате всемирного потопа (эта точка зрения просуществовала по меньшей мере до XIX столетия). В 1858 г. итальянский ученый Антонио Спидер-Пеллегрини обосновывал идею об образовании Атлантики в результате раскола единого праматерика и раздвижения его осколков сходством очертаний противоположных берегов Атлантики, а также ископаемых растений и месторождений угля в Европе и Америке.

Сходство противоположных берегов Атлантики продолжает поражать нас и теперь. В 1965 г. Э. Булмард, Дж. Эверетт и А. Смит при помощи вычислительной машины подобрали наилучший вариант совмещения естественных границ приатлантических континентов — их материковых склонов (на глубине в 500 морских саженей; рис. 46). Показанные на рисунке черным цветом зоны несовпадения материковых склонов очень узки по сравнению с размерами самих континентов; так, среднее квадратичное отклонение двух контуров между устьем Амазонки и мысом Доброй Надежды составляет всего 88 км. Несколько хуже, но все же приемлемо полученное совпадение границ Северной Атлантики; правда, оно потребовало небольшой деформации континентов — поворота Испании относительно Европы, частично закрывающего Бискайский залив, а также неучета Мексики и Центральной Америки. Отме-

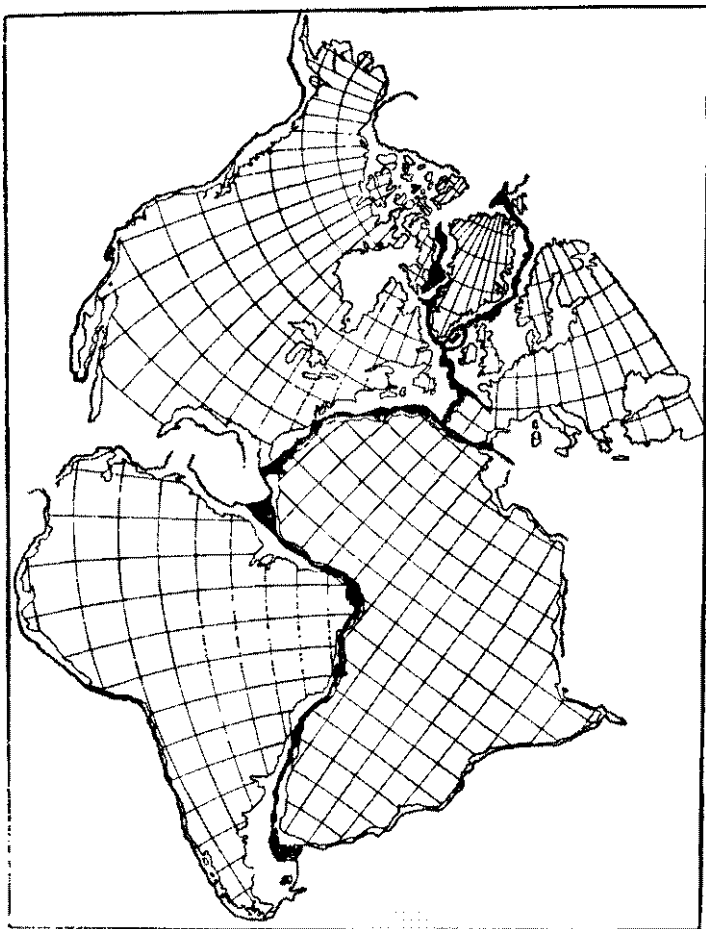


Рис. 46. Совмещение границ приатлантических континентов (по Э. Булларду, Дж. Эверетту и А. Сэнту (1965))

тим, что теперь мы видим на картах еще третью линию, удивительно похожую на контуры противоположных берегов Атлантики,— это ось Средне-Атлантического хребта.

В 1908 г. американский ученый Ф. Тэйлор выдвинул ряд аргументов в пользу движения континентов (по направлению к экватору, но с отклонениями и на запад, и на восток), объясняя им образование и складчатых гор, и островных дуг. В серии статей 1911—1928 гг. американского

геолога Бейкера движение континентов обосновывалось соответствием горных систем (каледонид) на противоположных берегах Атлантики и предлагалась реконструкция единого праматерика, обеспечивающая непрерывность этих горных систем.

Наибольшую популярность идея о движении континентов приобрела в результате работ выдающегося немецкого геофизика А. Вегенера, который справедливо считается главным автором этой идеи. Впервые он сформулировал ее в статье «Происхождение континентов» (1912), а затем в книге «Возникновение материков и океанов» (1915), многократно перепечатывавшейся и переведенной на многие языки (русский перевод вышел в 1925 г.). Исходя из уже упоминавшегося сходства контуров берегов, геологического строения и верхнепалеозойской флоры и фауны приатлантических континентов, особенно Африки и Южной Америки, а также из распространения на всех гондванских материках следов пермокарбонатового оледенения, А. Вегенер предложил реконструкцию Пангеи и процесса ее распада (эта классическая реконструкция приводится на рис. 47); наши современные представления о последующем движении континентов во многом с ней совпадают. Одна из первых целей, которые преследовал Вегенер при составлении этой реконструкции, — объяснение климата Земли во время пермокарбонатового оледенения Гондваны (к этому вопросу мы еще вернемся в следующей главе); это объяснение получило горячую поддержку одного из крупнейших климатологов того времени В. Кеппеля и нашло отражение в их совместной книге «Климаты геологического прошлого» (1921). Многочисленные геологические свидетельства в пользу гипотезы Вегенера, собранные в результате специальных исследований в Африке и Бразилии, были изложены в книге одного из наиболее активных последователей А. Вегенера, крупного южноафриканского геолога А. Дю-Тойта «Наши блуждающие континенты» (1937).

Заметим, однако, что предложенные Вегенером в качестве причины движений континентов полюсобежные силы Этвеша, которые мы упоминали в предыдущей главе, оказались для этого слишком слабыми (тогда как их момент, по-видимому, вполне достаточен, чтобы вызывать движение полюсов). Другая же причина, представляющаяся ныне наиболее правдоподобной (конвекционные течения в верхней мантии Земли), хотя и высказывалась в той или

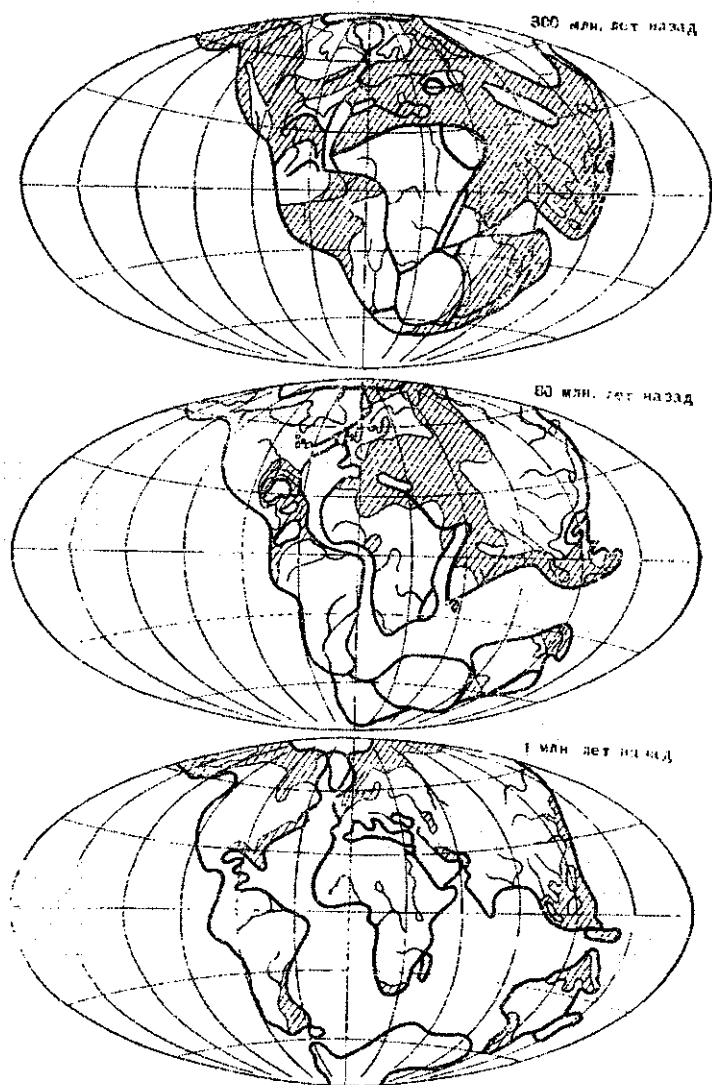


Рис. 47. Реконструкция Пангеи и процесса ее распада (по А. Вегенеру)
Заштрихованы области континентов, покрытые мелкими морями

ипой форме еще в начале XX столетия О. Амфферером, Р. Швиннером, Э. Краусом, А. Дю-Тойтом и в форме, весьма похожей на современную, А. Холмсом (1927—1929), долгое время считалась спекулятивной и всерьез не принималась. Кроме того, мелкие ошибки в некоторых деталях, обнаруженные придирчивыми критиками в высказываниях Вегенера и его последователей, заслонили от большинства геологов достоинства его идей и концепция движения континентов ряд лет считалась несостоятельной, пока не возродилась в 60-х годах текущего столетия под давлением новых независимых данных палеомагнетизма (пзложенных в предыдущей главе) и сведений о строении океанского дна.

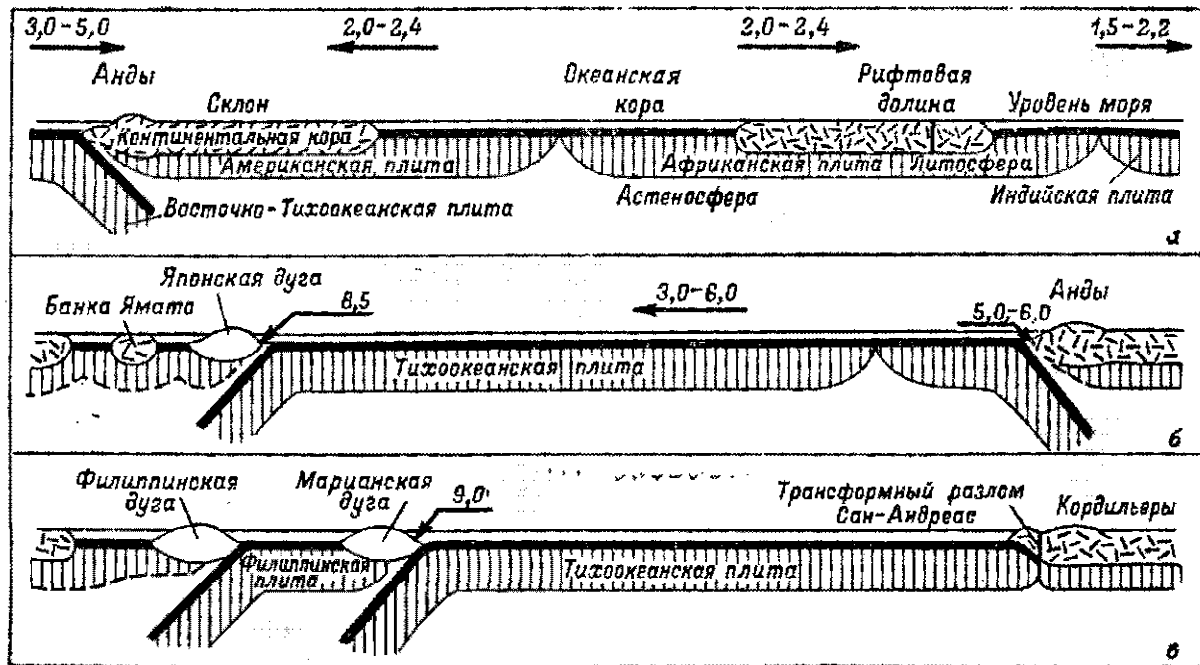
Одного только взгляда на карту очагов землетрясений (см. рис. 7) достаточно, чтобы заметить, что они образуют узкие и длинные зоны, разделяющие сейсмически активный верхний слой Земли на стабильные участки — литосферные плиты, внутри которых землетрясений не происходит (или происходит сравнительно мало). Эти зоны, разграничивающие плиты, образованы срединно-океанскими хребтами (там они особенно узки) и глубоководными океанскими желобами (зоны Заварицкого—Беньофа, заметно более широкие). К этим зонам приурочено и подавляющее большинство действующих вулканов (см. рис. 8). Таким образом, верхний слой Земли естественно распадается на плиты (см. рис. 9), причем насчитывается шесть — семь крупных плит, а в некоторых из них выделяется еще несколько мелких.

В главе 5 говорилось о том, что океанские литосферные плиты образуются на осях срединно-океанских хребтов (рассматриваемых как зоны восходящих ветвей конвекционных течений в мантии Земли), раздвигаются в обе стороны от этих осей под действием расходящихся горизонтальных ветвей подлитосферных конвекционных течений (такое раздвижение подтверждается данными о возрасте базальтового фундамента океанской коры, полученными как палеомагнитным методом, так и прямыми исследованиями образцов из кернов, полученных при глубоководном бурении океанского дна) и заглубляются под континентальные литосферные плиты в зонах Заварицкого—Беньофа, в результате чего в этих зонах происходит наращивание новой континентальной коры. Складывающаяся из этих представлений теория, названная *новой глобальной тектоникой*, или *тектоникой плит*, была сформулирована в статье

ях В. Моргана, затем К. Лепишопа и, наконец, Б. Айякса, Дж. Оливера и Л. Сайкса, опубликованных в 1968 г. Соответствующие этим представлениям схематические разрезы различных типов границ между литосферными плитами показаны на рис. 48 (по Дж. Дьюн и Дж. Берду, 1970); в ряде мест эти схемы подтверждены геофизическими (прежде всего сейсмическими) данными.

На рис. 48, а дан разрез через Южную Америку (от Перуано-Чилийского желоба), Атлантику и Африку (до Срединно-Индоокеанского хребта), показывающий, в частности, что Южная Америка и Африка памертво «вцалены» в соответствующие литосферные плиты (иначе говоря, атлантический край Южной Америки и края Африки — так называемые пассивные континентальные окраины). На рис. 48, б приведен разрез через Японское море и Тихий океан до Анд; подводная возвышенность Ямато в Японском море здесь трактуется как микроконтинент, показаны Японский, Перуано-Чилийский желоба и рифтовая зона Восточно-Тихоокеанского поднятия. На рис. 48, в дан другой разрез через Тихий океан — от Восточно-Китайского моря через Манильский и Марианский желоба до Калифорнии с ее глубинным разломом Сан-Андреас и затем Кордильерами. На рис. 48, г приведен более южный разрез через Филиппинскую плиту, где под нее заглубляется кора и Южно-Китайского моря, и Тихого океана. Рис. 48, д свидетельствует, что Австралия приближается к Новым Гебридам. На рис. 48, е дан меридиональный разрез через Черное море (окаймленное пассивными окраинами), Турцию и Средиземное море (с предположительной зоной Заварицкого—Беньофа, уходящей под Турцию). Наконец, на рис. 48, ж приведен меридиональный разрез через Гималайскую зону столкновения Индостана с Азиатским континентом, продолжающийся на юг, в Индийский океан.

Движение любой жесткой плиты на поверхности сферы в каждый фиксированный момент времени может быть представлено как ее вращение с определенной угловой скоростью относительно некоторого мгновенного полюса (т. е. относительно оси, проходящей через этот полюс и центр сферы). Проходящие через этот полюс меридианы и соответствующие ему параллели будем называть мгновенными. Если принять, что раздвижение океанского дна происходит по направлениям, перпендикулярным оси срединно-океанского хребта, то эта ось либо должна быть мгно-



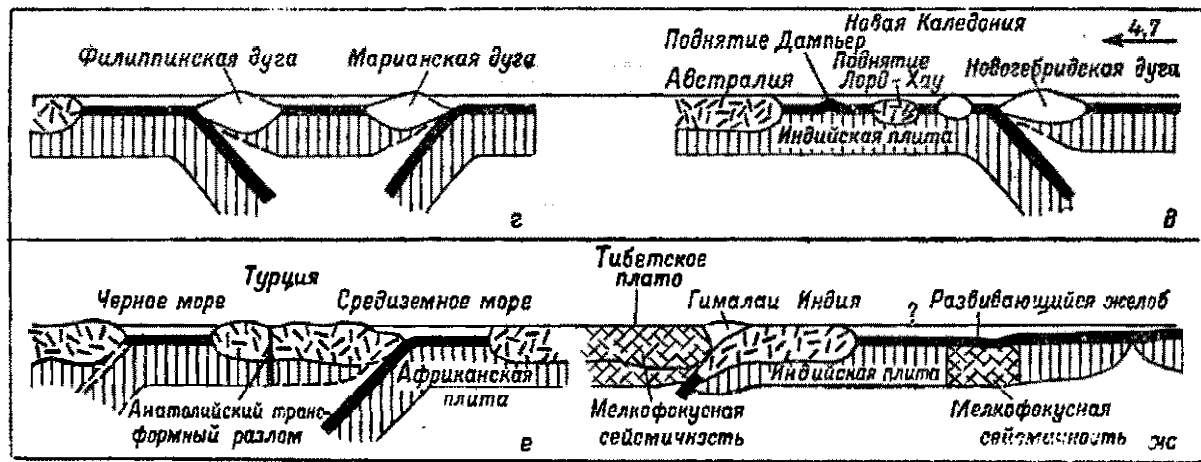


Рис. 48. Схематические разрезы различных типов границ между литосферными плитами (по Дж. Дью и Дж. Берду (1970)).

венным меридианом, либо, если она искривлена, должна состоять из отрезков мгновенных меридианов, последовательные концы которых соединены отрезками мгновенных параллелей. Фактически оси срединно-океанских хребтов, конечно, искривлены и, согласно второй из указанных возможностей, имеют вид ступенчатых кривых — они состоят из отрезков мгновенных меридианов, сдвинутых друг относительно друга по мгновенным долготам. Соединяющие их последовательные концы отрезки мгновенных параллелей суть разломы (называемые трансформными), на противоположных берегах которых движения, соответствующие раздвижению океанского дна, имеют противоположные направления (на продолжениях же этих разломов за пределы осей срединных хребтов разрывов в скорости движений уже не имеется). Л. Сайкс (1967) на многочисленных примерах установил, что трансформные разломы между концами отрезков рифтовых зон срединных хребтов весьма сейсмичны, причем механизм происходящих на них землетрясений действительно соответствует разрыву в направлении движений на их противоположных берегах.

В качестве примера на рис. 49 показана система трансформных разломов на искривлении срединно-океанского хребта в экваториальной Атлантике по работе Б. Хизена и М. Тарпа (1965); все эти разломы совпадают по направлению с мгновенными параллелями, соответствующими мгновенному полюсу раздвижения экваториальной Атлантики, находящемуся в точке с координатами 62° с. ш., 36° в. д.

Другими примерами являются разлом Де-Гира, проходящий между Норвегией, Шпицбергом и Гренландией и соединяющий сдвинутые друг относительно друга концы Срединно-Атлантического и Срединно-Арктического хребтов, а также соседний, находящийся ныне в состоянии покоя, разлом Вегенера между Гренландией и о. Элсмир, соединяющий концы разлома Де-Гира и палеорифтовой зоны Баффина моря.

Аналогичный характер имеют разломы, ограничивающие рифт Красного моря; один из них соединяет восточный конец красноморского рифта в Индийском океане со сдвинутым относительно него северным концом Срединно-Индийского хребта Карлсберг (северное продолжение этого разлома доходит до азиатского берега около Карачи, а южное идет вдоль сомалийского берега Африки), другой соединяет северный конец красноморского рифта через

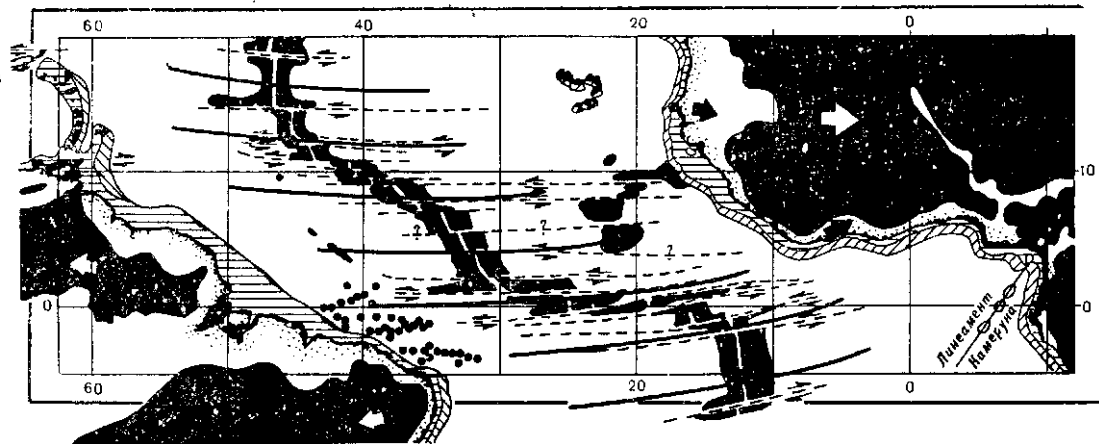


Рис. 49. Система трансформных разломов на искривлении срединно-океанского хребта в экваториальной Атлантике и их соответствия мгновенным параллелям с полюсом в точке 62° с. ш. и 36° з. д. (по Б. Хизену и М. Тарну (1965))

долину р. Иордан с горной дугой в юго-восточной Турции.

Четвертым примером служит хорошо пидный на супе и подробно изученный по землетрясениям разлом Сан-Андреас. Он соединяет концы Восточно-Тихоокеанского хребта и подводного хребта Хуан-де-Фука и отрезает от территории США Калифорнию и лежащее к северу от нее Тихоокеанское побережье. Аналогичный подводный разлом — у берегов Канады, он идет от северного конца хребта Хуан-де-Фука к Аляске.

В качестве пятого примера укажем систему грандиозных квазиширотных древних разломов в северной и экваториальной частях восточной половины Тихого океана; начиная с севера, это разломы Чицук, Мендосино, Пайонир, Меррей, Молокан, Кларнон, Клишертон, Галапагос, Маркизский. Все они болсе или менее удовлетворительно согласуются с мгновенными параллелями с полюсом в точке 79° с. ш., 111° в. д. (Менард, 1967), по-видимому, служившей ранее полюсом раздвижения дна Тихого океана.

Используя направления трансформных разломов в зонах срединно-океанских хребтов, К. Менишон подобрал по методу наименьших квадратов мгновенные полюсы вращения шести главных литосферных плит (Евразийской, Американской, Африканской, Тихоокеанской, Индийской и Антарктической) в северной и южной половинах Атлантики и Тихого океана, в Индийском океане и в Арктике. Полученные результаты, дающие количественную характеристику согласованного в глобальном плане движения шести главных литосферных плит земного шара, приведены в табл. 6.

Определение этих же полюсов вращения другим независимым методом — по линейным скоростям раздвижения океанского дна (измеренным по полосчатым магнитным аномалиям) — дало приблизительно такие же результаты и позволило дополнительно определить мгновенные угловые скорости раздвижения, указанные в последней графе табл. 6. Из данных, приведенных в таблице, видно, что полюсы раздвижения северных и южных частей Атлантики и Тихого океана находятся сравнительно недалеко друг от друга: для северных частей этих океанов оси мгновенного вращения раздвигающихся плит выходят на поверхность Земли чуть южнее Гренландии и между Австралией и Антарктидой, для южных частей океанов — чуть западнее Гренландии и в австралийском секторе Антарктиды. Для Индийского океана полюсы раздвижения находятся

Таблица 6

Полусы и угловые скорости раздвижения океанского дна (по К. Лешипону, 1938)

Океан	Северный полюс	Южный полюс	угловая скорость, 10^{-7} град/ год
Северная часть Тихого океана (Северная Америка — Тихий океан)	53° с.ш., 47° з.д.	53° ю.ш., 133° в.д.	6,0
Южная часть Тихого океана (Антарктида — Тихий океан)	70° с.ш., 62° з.д.	70° ю.ш., 118° в.д.	10,8
Северная часть Атлантики (Северная Америка — Евразия)	58° с.ш., 37° з.д.	58° ю.ш., 143° в.д.	3,7
Южная часть Атлантики (Южная Америка — Африка)	70° с.ш., 65° з.д.	70° ю.ш., 115° в.д.	3,7
Индийский океан (Африка — Индия)	26° с.ш., 21° в.д.	26° ю.ш., 159° з.д.	4,0
Арктический океан (Северная Америка — Евразия)	78° с.ш., 102° в.д.	78° ю.ш., 78° з.д.	2,8

в Ливии и около о-вов Тонга, для Арктики — около Таймыра и в Антарктиде. Угловой скорости раздвижения 10^{-7} град/год соответствует линейная скорость абсолютно-го движения каждой из раздвигающихся плит на экваторе раздвижения в 0,5 см/год. Эти скорости максимальны в южной части Тихого океана и минимальны в Арктике и Северной Атлантике. Приведенные в табл. 6 сведения о современных движениях литосферных плит являются, конечно, весьма упрощенной схемой уже потому, что в ней учтены лишь шесть главных плит, тогда как на самом деле в некоторых из них выделяются более мелкие плиты. В табл. 6 не отражено, например, относительное движение Северной и Южной Америки по разломам, имеющимся в районе Карибского моря; недостаточно удачно описывает она и движения в восточной половине Индийского океана. В целом же согласование относительных движений шести главных плит по этой схеме можно признать удовлетворительным; эти относительные движения включают движе-

жения в Срединно-Атлантическом, Тихоокеанском и Индийском хребтах и сжатия в зонах западно-тихоокеанских дуг, чилийского берега и Тетиса (от Азорских островов до Явы).

Используя современные полюсы и скорости вращения главных литосферных плит, можно обратить это движение назад и таким способом восстанавливать предыдущие расположения плит и «впаянных» в них континентов настолько далеко в прошлое, пока в какой-то момент прошлого времени не возникнет расхождения с расположением полос магнитных аномалий соответствующих возрастов на океанском дне. Для этого момента по построенной указанным путем палеогеографической карте, содержащей расположение континентов, океанов, срединно-океанских хребтов, полос магнитных аномалий более древних возрастов на океанском дне и зон Заварицкого—Бепьофа (находимых с использованием геологических данных об изверженных и плутонических породах соответствующих возрастов), можно пытаться находить полюсы и скорости вращения плит предшествовавшего периода и с их помощью продвигаться еще дальше в прошлое. Чрезвычайно полезной дополнительной информацией, позволяющей проверять непротиворечивость произведенных построений, при этом будут служить палеошироты стабильных континентальных блоков; их относительное значение будет возрастать по мере удаления в прошлое и уменьшения «запаса» известных ныне полос магнитных аномалий соответствующих возрастов на океанском дне. Для возрастов свыше 160 млн. лет полос магнитных аномалий уже не останется, и основной информацией станут палеошироты континентальных блоков (вместе с геологическими данными о распределении пород соответствующих возрастов, в особенности о древних зонах Заварицкого—Бепьофа, оставивших до наших дней офиолитовые зоны на континентах).

Самая недавняя из перестроек движения литосферных плит обнаруживается по линейной магнитной аномалии 5 возрастом в 10 млн. лет (поздний миоцен): в северной и экваториальной частях восточной половины Тихого океана линии этой аномалии (и более древних аномалий) перпендикулярны древним разломам (от Чинука до Маркизского), образующим угол около 30° с современными трансформными разломами, так что ранее эта часть Тихого океана вращалась около мгновенного полюса 79° с. ш., 111° в. д., а начиная со времени 10 млн. лет тому назад

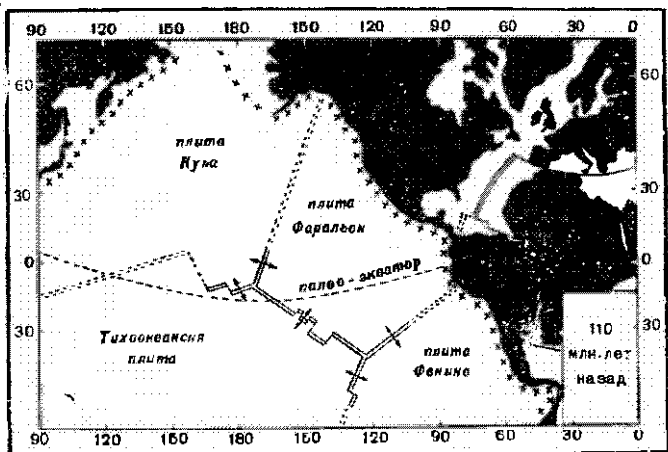


Рис. 50. Плиты и срединные хребты Тихого океана 110 млн. лет тому назад (по Р. Ларсону и С. Чэйзу (1972))

Крестики — зоны погружения

стала вращаться относительно современного мгновенного полюса 53° с. ш., 47° з. д. (что создало растяжение океанского дна на небольшом рифте широтного простирания в районе Галапагосских островов).

Более ранняя и довольно существенная перестройка обнаруживается по аномалии 18 возрастом 45 млн. лет (поздний эоцен); она была вызвана, по-видимому, столкновением Индийского субконтинента с Азией и в свою очередь вызвала раздвижение океанского дна на северо-западной и юго-восточной ветвях Средне-Индийского хребта и быстрое отделение Австралии от Антарктиды. Более ранняя перестройка движения литосферных плит обнаруживается по аномалии 31 возрастом около 70 млн. лет, т. е. около границы верхнего мела с нижним палеоценом (с этого времени прослеживается современное вращение южной половины Тихого океана).

Еще более ранняя перестройка, по имеющимся расчетам, приходится на нижний мел (около 110 млн. лет назад), когда началось быстрое раздвижение Центральной и Южной Атлантики. Особый интерес представляет попытка реконструкции срединных хребтов и движения плит того времени в Тихом океане, предпринятая Р. Ларсоном и С. Чэйзом (1972) и приведенная на рис. 50. На нем ука-

запы четыре плиты — Тихоокеанская, которая с тех пор продвинулась на север относительно Евразии и Северной Америки по меньшей мере на 7000 км; плита Кула, двигавшаяся относительно Тихоокеанской на северо-запад и с тех пор целиком поглощенная (вместе с северной окраиной Тихоокеанской плиты, т. е. не менее 7000 км по длине) под Евразией и в Прото-Алеутском желобе; плита Фараллов, двигавшаяся относительно Тихоокеанской на северо-восток и почти целиком (кроме плит Хуан-де-Фука и Кокос, опять-таки не менее 7000 км по длине) поглощенная под западной окраиной Северной Америки; плита Феникс, частично (приблизительно на 5000 км по длине) поглощенная под южной частью Южной Америки и Западной Антарктидой.

Рассчитанные скорости поглощения указанных плит, наибольшие в период 110—85 млн. лет тому назад, неплохо коррелируют с геологическими данными о вулканической и интрузивной активности на континентальном обрамлении Тихого океана.

Переходя к более ранним периодам времени, приведем глобальную фанерозойскую палеогеографическую реконструкцию Л. П. Зоненшайна и А. М. Городницкого, отличающуюся не только широким использованием геологических данных (прежде всего об офиолитовых зонах различных возрастов), но и учетом палеомагнитных полюсов, подкрепляемых палеоклиматическими данными. Реконструкции изображались в стереографической проекции с центрами на полюсах. Было построено восемь палеогеографических карт разных возрастов.

Самая древняя из них — кембрийская (540 млн. лет назад) — показана на рис. 51, а. На ней прежде всего изображена единая Гондвана, в которой Индия совмещается с Антарктидой, а промежуток между Африкой и Индией заполнен Мадагаскаром. Показаны также Европейский, Сибирский, Китайский и Североамериканский континенты, разделенные основными океанами континентального полушария — Палео-Атлантическим и Палео-Азиатским с рядом срединно-океанских хребтов и зон Заварицкого—Вепьёфа.

Следующая карта — ордовика (480 млн. лет тому назад) — показана на рис. 51, б. Она отличается от предыдущей, во-первых, сближением Сибирского и Китайского континентов; во-вторых, временным закрытием южной части Палео-Атлантического океана; в-третьих, формиро-

вашнем океана Палео-Тетиса, отделяющего северные континенты от восточных и Гондваны.

На карте (рис. 51, в) нижнего девона (390 млн. лет тому назад) южная часть Палео-Атлантического океана опять раскрыта, а северная, наоборот, начинает закрываться: Палео-Азиатский океан перекрыт островными дугами; южная Палео-Атлантика через раздробленный Среднеевропейский микроконтинент соединена с Палео-Тетисом.

На карте нижнего карбона (340 млн. лет тому назад; рис. 51, г) Североамериканский и Европейский континенты и азиатские континенты и микроконтиненты начинают сгущиваться (вероятно, в результате активизации раздвижения дна в Тихом океане), образуя Прото-Лавразию; одновременно раскрываются верхнепалеозойский Палео-Тетис и Палео-Атлантика между Северной Америкой и Африкой. Затем она опять сужается на карте верхнего карбона и нижней перми (290—270 млн. лет тому назад; рис. 51, д), так что Лавразия и Гондвана уже почти полностью объединяются в единую Пангею (в которую не входил лишь Китайский континент, располагавшийся между двумя ветвями Палео-Тетиса).

Л. П. Зоненшайн и А. М. Городницкий дают еще три мезозойские карты, описывающие, можно сказать, уже в традиционной форме распад Пангеи. На карте верхнего триаса (200 млн. лет тому назад; рис. 51, е) Северная Америка отделена от Африки и Южной Америки Карибско-Саргассовым морем; мезозойский Тетис отделяет Евразию от Гондваны. На карте верхней юры (140 млн. лет тому назад; рис. 51, ж) Пангея уже распалась — мезозойский Тетис полностью разделяет Лавразию и Гондвану — и начался распад Гондваны — отделение Индии от Антарктиды. Карта верхнего мела (80 млн. лет тому назад; рис. 51, з) отличается от предыдущей расширением Атлантики (особенно Северной) и Индийского океана и закрытием Западного Тетиса, превращающегося в Средиземное море. Ситуация в начале этого периода в Тихом океане была показана на рис. 50.

Реконструкция, приведенная на рис. 51, довольно подробно аргументирована геологическими данными. Она показывает, что в палеозое и в нижнем мезозое распределение континентов и океанов по поверхности Земли отличалось от современного до полной неузнаваемости. В дальнейшем рис. 51, вероятно, можно будет принять за основу палеогеографических построений и подвергнуть лишь некоторым

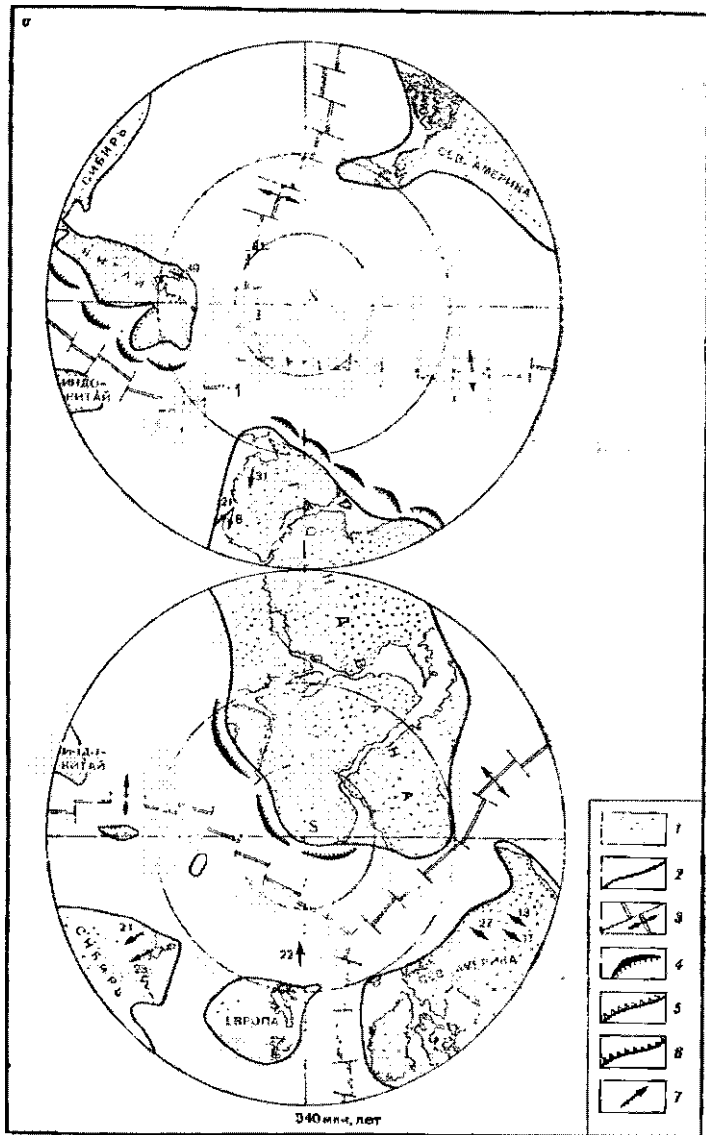


Рис. 51. Фанерозойские глобальные палеогеографические реконструкции (по Л. П. Зонешайну и А. М. Городницкому (1977))

а — ранний — средний кембрий (560—540 млн. лет);
 1 — континенты (в пределах современной суши); 2 — контур континентов;
 3 — зоны наращивания литосферы: срединно-океанские хребты; 4—6 — зоны поглощения литосферы: 4 — глубоководные желоба и островные дуги,

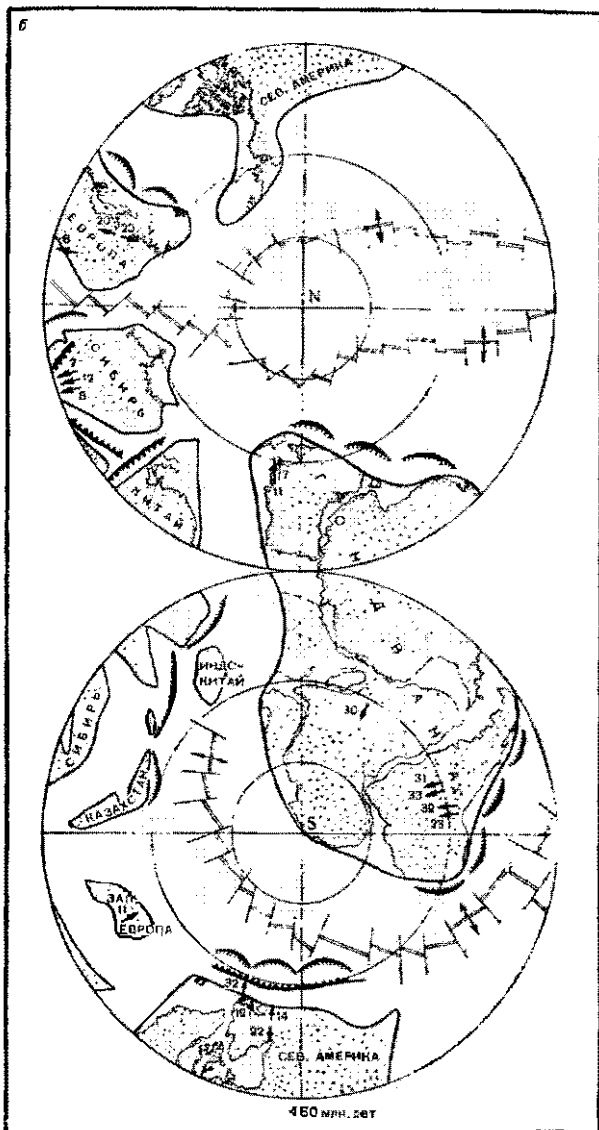


Рис. 51 (продолжение)

б — поздний ордовик (480—450 млн. лет);

5 — активные континентальные окраины, 6 — пояса столкновения континентальных блоков; 7 — палеомагнитные векторы (цифры — палеомагнитные широты)

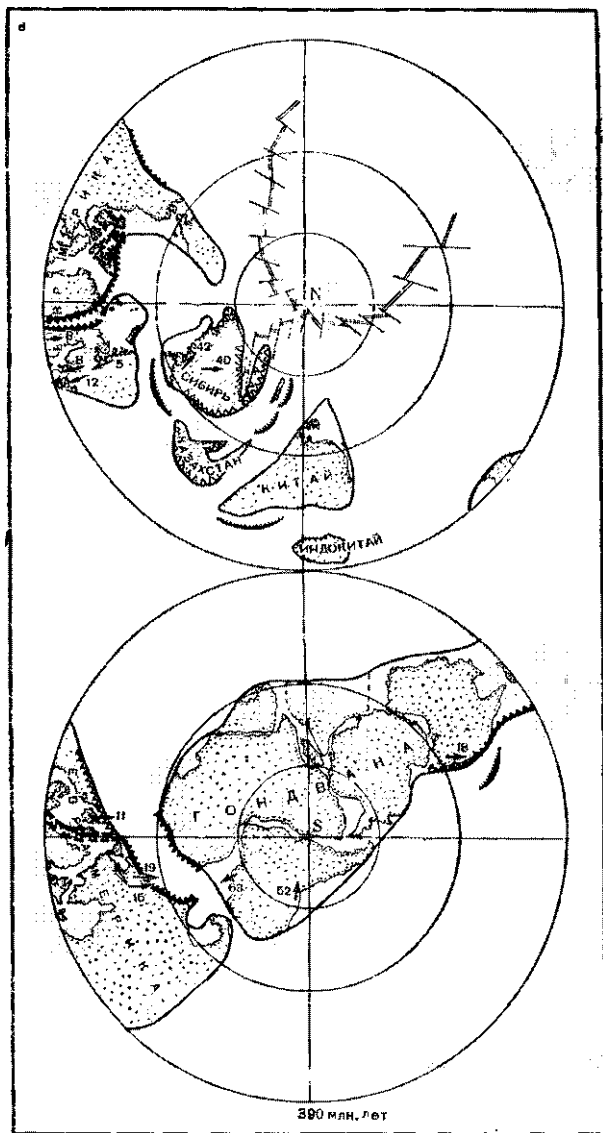


Рис. 51 (продолжение)

а — нижний — средний девон (390—370 млн. лет);

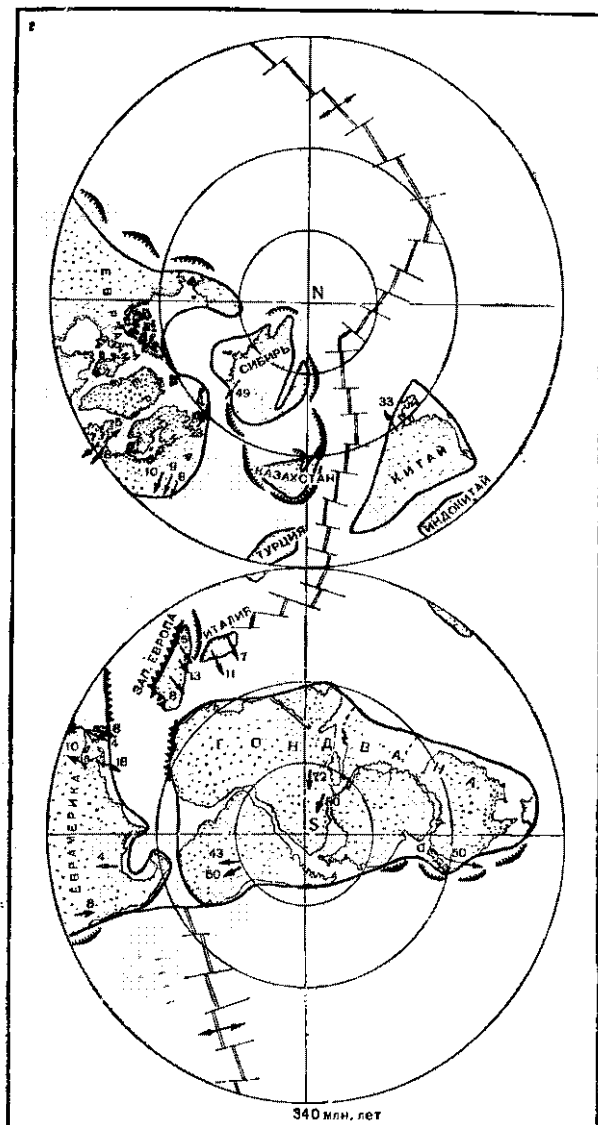


Рис. 51 (продолжение)

з — ранний — средний карбон (340—320 млн. лет);

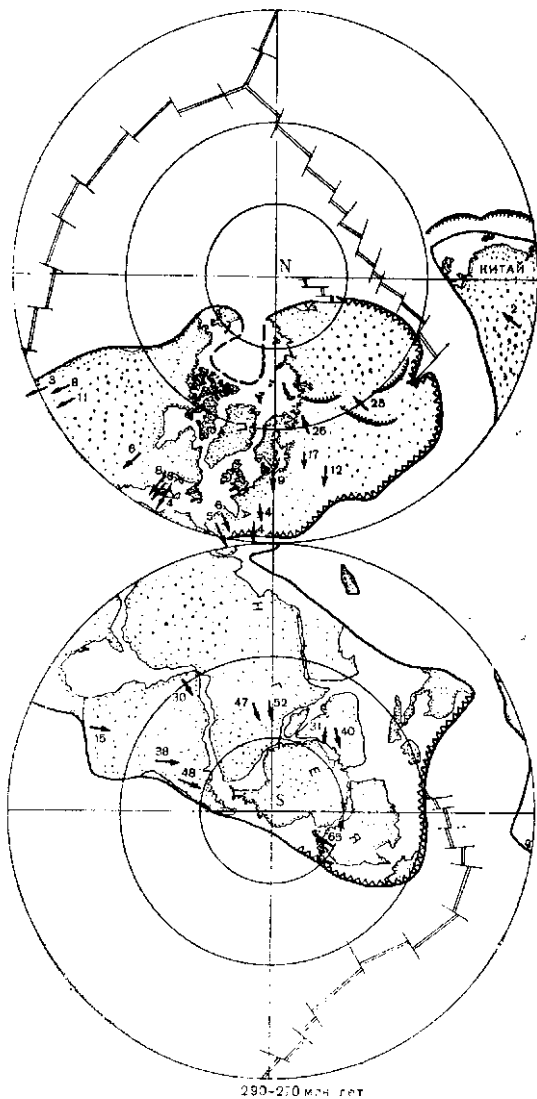


Рис. 51 (продолжение)

6 — поздний карбон — ранняя пермь (290—270 млн. лет);

ε — транс (220—200 млн. лет);

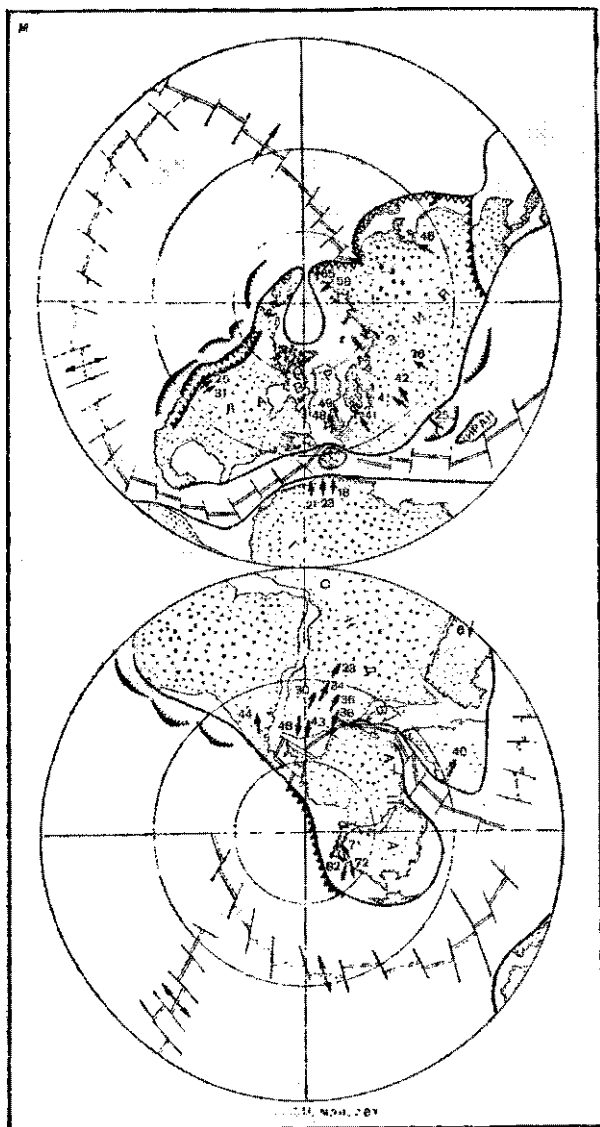


Рис. 51 (продолжение)

ж — средняя — поздняя юра (150—140 млн. лет);

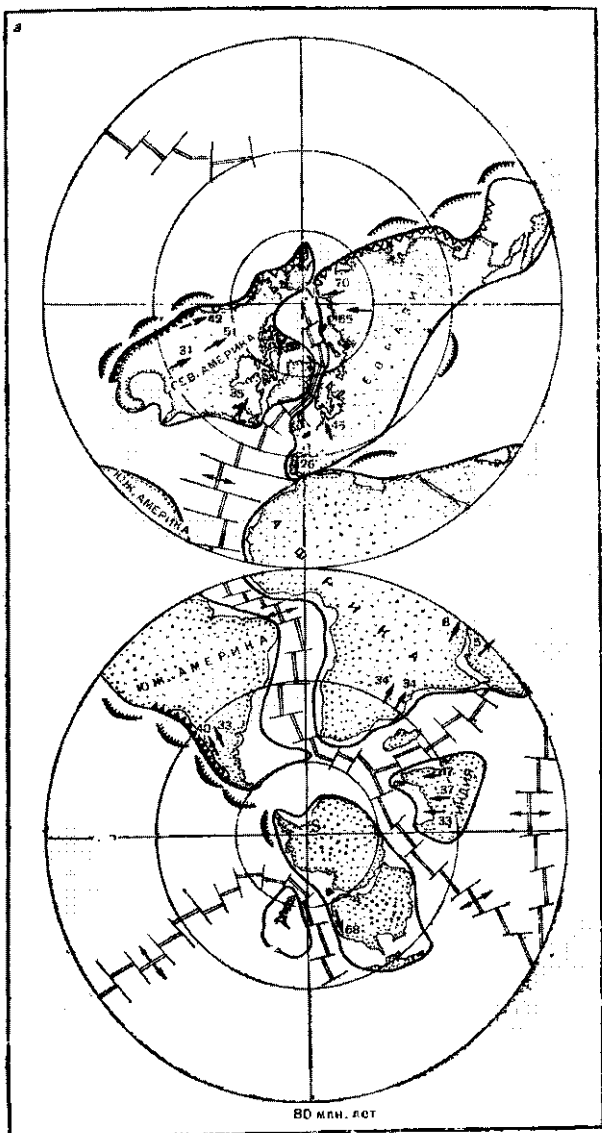


Рис. 51 (окончание)

а — поздний мел (100—80 млн. лет),

уточнениям. Дальнейшая детализация будет касаться региональных реконструкций и конкретных периодов времени. Примером может служить детализация мезокайнозойского раскрытия Северной Атлантики, разработанная У. Питменом и М. Тальвани (1972) по данным о полосах магнитных аномалий различных возрастов (показанным выше на рис. 40). Рассматривая эти полосы как изохроны, упомянутые авторы осуществляли палеогеографические реконструкции, совмещая (вращением плит около соответствующим образом подобранных полюсов) полосы одинакового возраста, расположенные симметрично на разных сторонах от Срединно-Атлантического хребта. Совмещение полос, расположенных севернее Азоро-Гибралтарского хребта, определяло отодвижение Европы от Северной Америки, южнее этого хребта — отодвижение Африки от Северной Америки. Тем самым были определены и движения Африки относительно Европы. В целом для мезокайнозоя они свелись к повороту Африки относительно Европы против часовой стрелки, закрывшему океан Тетис и приведшему к образованию Альпийской зоны сжатия с замкнутым Средиземным морем.

Более детальное описание мезокайнозойского движения Африки относительно Европы оказалось следующим. Отодвижение Африки от Северной Америки началось в Тоарском веке нижней юры, около 180 млн. лет тому назад, и до Киммериджского века верхней юры, около 148 млн. лет тому назад, Африка смещалась относительно Европы на юго-восток. Затем за время до Сантонского века верхнего мела, около 80 млн. лет тому назад, она повернулась на угол в 32° против часовой стрелки вокруг полюса, располагавшегося около Копенгагена (за то же время, а точнее, по-видимому, за период 135—110 млн. лет тому назад, Испания повернулась относительно Европы приблизительно на 35° против часовой стрелки путем рифтового раскрытия Бискайского залива до его сегодняшней ширины, как об этом свидетельствуют палеомагнитные измерения в Испании и древнейшие магнитные аномалии на дне Бискайского залива). В Сантонском веке началось отодвижение Европы от Северной Америки, причем она отодвигалась быстрее, чем Африка. Вследствие этого за время до Датского века нижнего палеогена, около 63 млн. лет тому назад, Африка двигалась относительно Европы на запад, продолжая поворачиваться против часовой стрелки (в это время в Северной Атлантике происходило раздвижение

Лабрадорского моря между Северной Америкой и Гренландией). Затем за время до Ипрского века эоцена, около 53 млн. лет тому назад, сжатие в области Тетиса почти прекратилось и Африка просто сдвигалась на запад. Начиная с Ипрского века отодвижение Европы от Северной Америки замедлилось и сравнялось с отодвижением Африки, вследствие чего в период до Тортонаского века миоцена, около 9 млн. лет тому назад, между Европой и Африкой происходило лишь сжатие, описываемое, как поворот Африки против часовой стрелки на 7° вокруг полюса, располагавшегося около Тапжера (в нижнем миоцене от Южной Франции был отодвинут и развернут блок Корсики и Сардинии). После этого вращение Африки прекратилось и она просто сдвигалась на север.

Приняв перечисленную последовательность движений Африки относительно Европы за основу, Дж. Дьюи, У. Питмен, В. Риан и Ж. Бошин (1973) реконструировали мезокайнозойскую историю океана Тетис, и, следовательно, Средиземноморья. Эта история, во-первых, осложнена наличием в области Тетиса многочисленных микроконтинентов — Иранского, Турецкого, Синайского, Родонского, Апулийского, Ибрийского, Сахельского, Бетика (будущая Южная Испания), Иберийского, Калабрии, Большой и Малой Кабилии, Рифа, Оранской Мезеты, Марокканской Мезеты, блока Хах, Лансарота-Фуэртевентуры (будущие Канарские острова), Балеарского, Корсикапо-Сардинского, Карнийского, Татрского, Тиргу-Муресского и Моэзийского. Во-вторых, несмотря на общее сжатие, кроме гармонизировавшихся с ним зон Заварицкого—Беньюфа в области Тетиса, по-видимому, возникали и «противоречившие» сжатию рифтовые зоны, раздвигавшие микроконтиненты и в конце концов образовавшие современное Средиземное море. Реконструкции положения континентов и микроконтинентов (акватория океанов заштрихованы), рифтовых зон и трансформных разломов (жирные линии) и зон Заварицкого—Беньюфа (линии с зубчиками) показаны на девяти картах (рис. 52 а—и; возраст в миллионах лет указан в левом нижнем углу карт). Все показанные на них границы различного вида между плитами и микроплитами авторы реконструкции обосновывали геологическими данными соответствующих возрастов.

На первой — тоарской — карте (рис. 52, а) показано, что возникший около 180 млн. лет тому назад рифтовый разлом между Африкой и Северной Америкой проникал

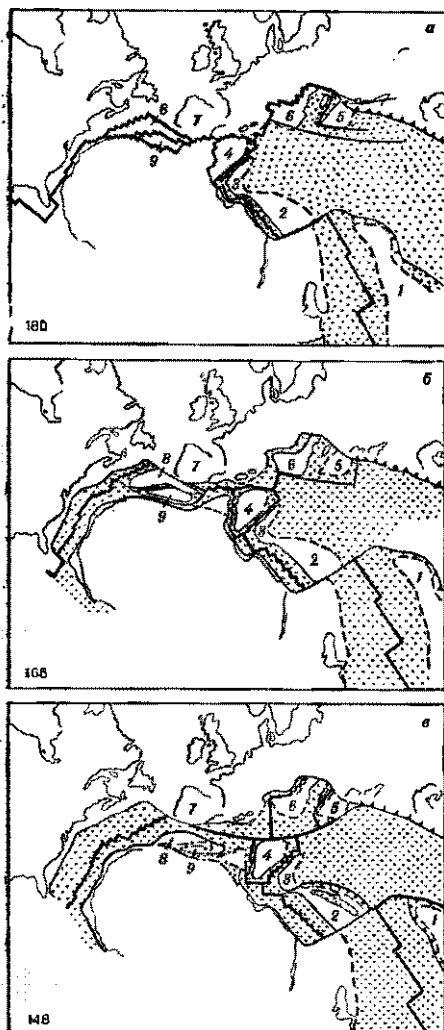


Рис. 52. Палеотектоническая реконструкция мезокайнозойской истории океана Тетис и Средиземноморья (по Дж. Дьюн, У. Питмену, В. Ршану и К. Боннину (1973))

а — нижний юра (Товар); **б** — средний юра (Бат); **в** — верхняя юра (Киммердж).

Микроконтиненты: 1 — Иранский; 2 — Турецкий; 3 — Родосский; 4 — Апулийский; 5 — Моэвийский; 6 — Карийский; 7 — Иберийский; 8 — Марокканский; 9 — Оранский

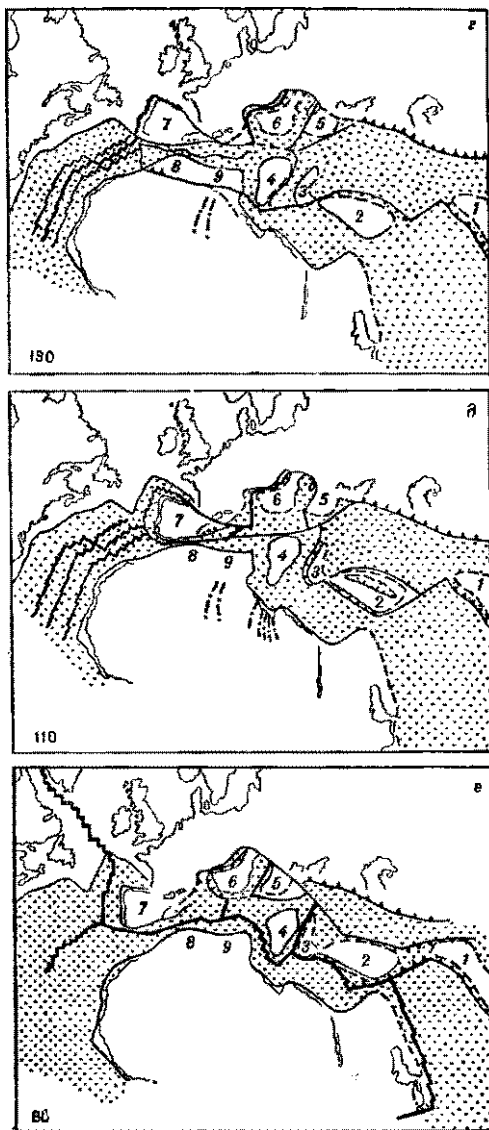


Рис. 52 (продолжение)

а — нижний мел (Готерив); б — нижний мел (Ант); в — верх (Сантон);

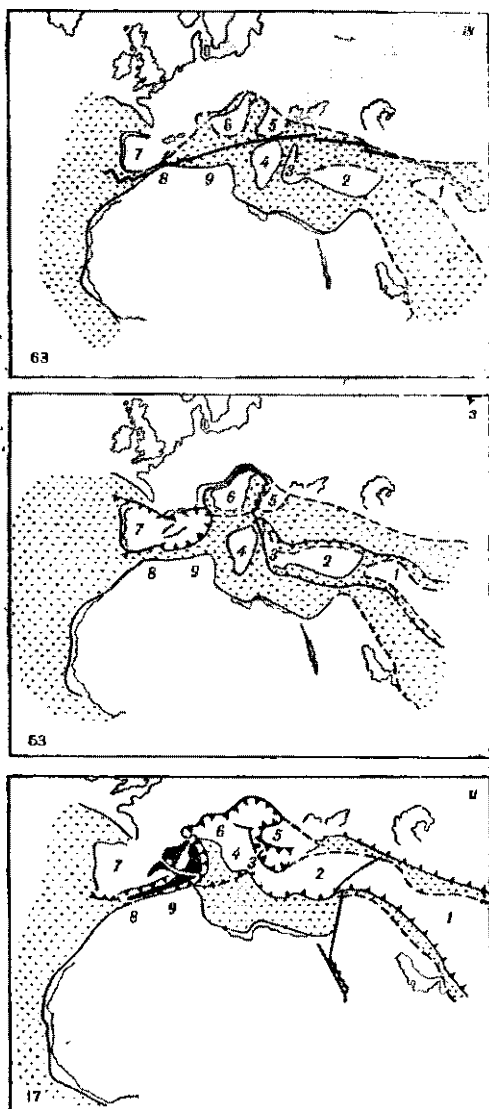


Рис. 52 (окончание)

ж — палеоцен (Дания); э — эоцен (Ипр); и — миоцен (Бурдигал);
в левом нижнем углу — возраст (в млн, лет)

в район к югу от Иберийского полуострова и, разветвляясь, обходил с севера и юга Апулийский микроконтинент. На юге он отрезал от Африки Родопо-Турецкий массив и Иран (северной границей которого была направленная на юг зона Заварицкого—Беньофа), на севере же он отрезал от Европы Карнийский и Моэзийский микроконтиненты (его восточным продолжением по северному берегу Тетиса была направленная на север зона Заварицкого—Беньофа — будущий Большой Кавказ). На третьей — киммериджской — карте (рис. 52, в) появились новые зоны Заварицкого—Беньофа по северному берегу Турецкого и южному берегу Иранского микроконтинента, на пятой — аптской — карте (рис. 52, д) — по западному берегу Родопского микроконтинента; Тетис к этому времени уже уступал по ширине вновь образованному вокруг Апулии Средиземному морю. На шестой — сantonской — карте (рис. 52, е) добавилась новая зона Заварицкого—Беньофа по западному берегу Карнийского микроконтинента; на ней впоследствии выросли Альпы. Единственными современными остатками мезозойского Тетиса являются, по-видимому, южные части Черного и Каспийского морей. Кора Черного моря сейчас состоит из 8-километрового осадочного слоя, 6-километрового слоя со скоростями распространения продольных сейсмических волн 4—5 км/с (базальт?) и 8-километрового слоя со скоростями волн 6—7 км/с (серпентинит?); в коре южной части Каспийского моря эти слои имеют толщину 4, 6 и 18 км. Эти структуры похожи на трехслойную океанскую кору с толстыми первым и вторым слоями.

Не менее драматические события происходили в Средиземноморье, по-видимому, и в более близкое к нам время, еще не ослепщенное приводившимися выше палеотектоническими картами. В 60-х годах текущего столетия методом сейсмического профилирования в породах дна Средиземного моря под слоем рыхлых осадков толщиной несколько сот метров почти всюду был обнаружен мощный (около 2 км) слой, хорошо отражающий звуковые волны, т. е. сложенный, особенно твердыми породами; его называли «рефлектор М». В 1970 г. в 13-м рейсе бурильного судна «Гломар Челленджер» в Средиземном море в ряде точек удалось пробурить скважины, достигшие «рефлектора М». В итоге было сделано сенсационное открытие: оказалось, что этот слой сложен эвапоритами — осадочными породами, образующимися вследствие испарения воды на соленоводных мелководьях, в наиболее глубоководных участках Средиземного моря.

земного моря — каменными солями, а в окаймляющих их менее глубоких участках — все менее и менее растворимыми гипсом, ангидритом и доломитом. Геологический возраст нижней и верхней границ «рефлектора М» был оценен в 6 и 5,5 млн. лет. Наличие слоя эвапоритов объяснило происхождение структур типа соляных куполов, обнаруженных ранее с помощью сейсмопрофилирования в толщах дна глубоких участков, например Балеарского бассейна Средиземного моря (соляные купола особенно интересуют геологов, так как с ними нередко связаны месторождения нефти).

Наиболее естественной гипотезой о происхождении слоя эвапоритов представляется полное высыхание Средиземного моря вследствие закрытия Гибралтарского пролива (при современной скорости испарения за вычетом осадков и речного стока — около $3000 \text{ км}^3/\text{год}$ — на это потребовалось бы всего около 1000 лет). При этом Средиземное море превращалось в огромную котловину 2—3-километровой глубины с мелкими пересыхающими солеными озерами на дне. В этих условиях образовывались найденные в колонках бурения конкреции ангидрита, выпадающие из растворов лишь при температурах выше 35°C , мелководные доломитовые строматолиты, гравий из зерен океанского базальта, затвердевших илов и гипса с необычными карликовыми раковинами моллюсков, заполненные солью трещины в засыхавшей грязи. Над и под эвапоритами, а также в прослойках между ними были обнаружены обычные глубоководные океанские осадки. В 2-километровом верхнемиоценовом солегипсовом слое *сольфигфере* в Сицилии, рассматриваемом в качестве участка средиземноморского эвапоритового слоя, испытавшего подъем вследствие послемииоценовых тектонических процессов, таких прослоек насчитывается 11. Столько раз, возможно, открывался и закрывался Гибралтарский пролив, каждый раз быстро, скажем, всего за 2000 лет заполняя Средиземное море (чтобы успеть полностью компенсировать испарение, расход через этот пролив должен был по меньшей мере в 15 раз превышать расход крупнейшего водопада Виктория на р. Замбези в Африке, равный $200 \text{ км}^3/\text{год}$). Однократное испарение объема Средиземного моря дало бы слой каменной соли всего в 20 м или, если отнести эту соль только к глубоководной трети площади моря, 60 м. Если принять, что занолнение Средиземного моря длится 2000 лет, то оно приведет к накоплению около 180 м ка-

меньшей соли; 11 повторений такого события обеспечат накопление наблюдаемой 2-километровой толщи эвапоритового слоя.

В периоды высыхания Средиземного моря на крутых склонах его глубокой котловины стекавшие с континентов реки должны были прорезать глубокие каньоны. Один из таких каньонов глубиной несколько сот метров был уже давно обнаружен под современной дельтой р. Роны и прослежен на 240 км за дельту по материковому склону; он заполнен осадками возрастом до нижнего плиоцена. Другой аналогичный каньон длиной свыше 1200 км нашел под руслом Нила советский геолог И. С. Чумаков (1967). Он предположил, что образование этих каньонов произошло в результате верхнемиоценового понижения уровня Средиземного моря на 1—1,5 км (понтская регрессия). Такое же мнение относительно каньонов в Ливии высказали и геологи компании «Оазис Ойл». Однако подобное объяснение казалось слишком фантастическим. А спустя несколько лет каньоны верхнемиоценового возраста стали паходить по всему окружению Средиземного моря.

В колонках «Гломара Челленджера» под эвапоритами и в осадочных слоях возрастом до 7—8 млн. лет под сицилианской сольфиферой найдены прослойки с раковинками пресноводных диатомовых водорослей и донных животных остракод. Это заставляет заподозрить связи Средиземного моря тех времен с располагавшимся севернее замкнутым (т. е. лишенным связи с океанами) и потому распресненным остатком Тетиса — Сарматским морем (французы называют его «Лак Мер»), простиравшимся от Вены до Урала и Аральского моря. Частичное или полное закрытие Гибралтарского пролива с начала Мессинского века миоцена приводило к заметному распреснению Средиземного моря. Когда же после главной фазы образования Карпат в конце Мессиния связи с Сарматским морем прервались, в периоды закрытия Гибралтарского пролива Средиземное море более не заполнялось пресной водой, а просто высыхало. Колонки «Гломара Челленджера» и слой над сицилианской сольфиферой показывают, что окончательное открытие Гибралтарского пролива, принимаемое в этом районе за границу между миоценом и плиоценом, происходило постепенно, без катастроф. Над доломитом имеется 15-сантиметровый слой серой морской глины и переслоенных осадков, смесенных с супью, выше 10-метровый слой рапшплиоценовых морских илов с ос-

татками микроскопических глубоководных холодолюбивых животных. Появление глубоководных животных означает, что открывшийся Гибралтарский пролив какое-то время был очень глубоким и холодные глубинные воды Атлантики проникали в Средиземное море. Затем пролив обмельчал и придонные воды Средиземного моря прогрелись до современной температуры 13° С.

Испарение Средиземного моря и переход его вод через атмосферные осадки в Мировой океан повышал уровень последнего на 12 м. Изъятие из Мирового океана соли, захороненной в эвапоритовом слое Средиземноморья, понизило соленость Мирового океана приблизительно на 10%. Осушение Средиземного моря вызвало подъем его дна по меньшей мере на несколько сот метров. Осушение Средиземного моря приводило, по-видимому, также и к более сухому и теплему климату в Европе (в верхнем миоцене ипсские леса замещались степями). Наоборот, после окончательного заполнения Средиземного моря (начало плиоцена) климат в Европе опять стал влажным и прохладным и начал постепенно ухудшаться, вплоть до развития ледниковых периодов плейстоцена.

Представление о полном и многократном высыхании обширного морского бассейна, на первый взгляд, кажется фантастическим. Однако авторы этой идеи швейцарский геолог К. Хсю и итальянская специалистка по фораминиферам М. Чита отвергли другие возможные гипотезы о происхождении средиземноморского эвапоритового слоя и закончили свою статью в отчете по 13-му рейсу «Гломара Челленджера» следующим высказыванием Шерлока Холмса: «Если Вы исключили невозможное, то оставшееся, каким бы невероятным оно ни было, должно быть истиной».

С помощью некоторых методов, использовавшихся при реконструкциях положения континентов в прошлом,— по данным табл. 6 о полюсах и скоростях современного вращения главных литосферных плит, по сведениям о современных рифтовых зонах и соответствующих скоростях раздвижения океанского дна, по материалам о зонах Заварицкого—Беньюфа и соответствующих скоростях поглощения океанского дна—можно пытаться прогнозировать движение плит и положение континентов на некоторый период будущего времени. На рис. 53 показан такой прогноз на 50 млн. лет вперед, составленный Р. Дитцем и Дж. Холдсом. По этому прогнозу, Атлантический и Индийский океа-

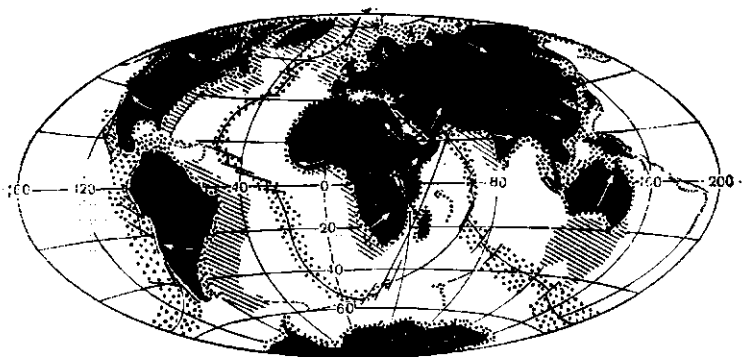


Рис. 53. Прогноз положения континентов на 50 млн. лет вперед (по Р. Дитцу и Дж. Ходдену)

Штриховкой показано современное положение континентов; редкими точками — новая океанская кора; частыми точками — шельфовые области

ны разрастутся за счет Тихого; Африка сместится на север, почти полностью закроет Средиземное море, ликвидирует Гибралтарский пролив и повернет Испанию, закрывая при этом Вискайский залив; Восточная Африка отсечется Кенийским рифтом и сместится на северо-восток; Красное море расширится, отделит Синайский полуостров от Африки естественным проливом и отодвинет Аравию на северо-восток, закрывая Персидский залив; Индия сместится на восток и будет продолжать надвигаться на Азию; Австралия сместится на экватор и придет в соприкосновение с Евразийской плитой; Центрально-Американский перешеек разорвется, а в Карибском море вследствие его сжатия образуется новая суша; Калифорния и весь тихоокеанский участок США к западу от разлома Сан-Андреас отделится от Северной Америки и начнут смещаться на северо-запад.

Этот прогноз, вероятно, потребует уточнений. В нем, например, еще не учитываются такие возможные новообразования, как намечающиеся зоны растяжения континентальной коры — Байкальский рифт и грабены Рейна и Осло, а также новые зоны поглощения океанской коры, одна из которых, по некоторым предположениям, начинает развиваться в Индийском океане.

ИСТОРИЯ КЛИМАТА

Определение климата. Климатообразующие факторы. Изменчивость солнечной постоянной. Изменения климата вследствие геохимической эволюции атмосферы и гидросферы, приливной эволюции системы Земля—Луна, движения континентов и полюсов. Методы палеоклиматических реконструкций. Ледниковые периоды нижнего протерозоя, верхнего рифея, венда, карбона—перми. Мезокайнозойские палеотемпературы. Неогеновое оледенение Антарктиды. Ледниковые периоды плейстоцена. Астрономическая теория Миланковича. Последледниковые колебания климата

Климат — это множество состояний, которые проходит система океан—суша—атмосфера за периоды времени в несколько десятилетий. При этом важно знать, как часто встречается в этом множестве каждое из возможных состояний, — тогда можно находить среднее значение по всему множеству для любой количественной характеристики этих состояний.

Мгновенное состояние системы океан—суша—атмосфера называют *погодой*. Она характеризуется некоторым набором *глобальных полей*, т. е. распределений по земному шару ряда характеристик морской воды, атмосферного воздуха, поверхности Земли и верхнего слоя почвы. Для воды и воздуха нужно брать температуру, давление, концентрацию термодинамически активных примесей (для морской воды — соль, для воздуха — парообразная влага, жидкая вода и лед в облаках и туманах, углекислый газ, пыль различной природы) и векторные скорости движения. На поверхности Земли нужно знать *потоки* тепла и ГАП (прежде всего — испарение и осадки), наличие снежного и ледового покрова (и их толщину), для суши, кроме того, — характер растительности, влажность почвы, сток влаги.

Периоды времени в несколько десятилетий, указанные в определении климата, выбраны так, чтобы определяемые по этим периодам средние значения (характеристики климата) были наиболее устойчивыми, т. е. меньше всего менялись бы при переходе от одного такого периода к другому. Действительно, фактические данные (например,

о температуре воздуха) показывают, что при меньших периодах осреднения (скажем, за год или за несколько лет) средние значения оказываются более изменчивыми (это — так называемая *межгодовая*, а также и более короткопериодная *изменчивость погоды*). Более интенсивной оказывается и значительно более длиннопериодная *изменчивость климата*, скажем, с периодами в тысячи лет. Для доказательства этих утверждений на рис. 54 приведен спектр колебаний температуры воздуха в области периодов от года до 10 тыс. лет, построенный Дж. Куцбахом и Р. Брисоном (1974) по ряду прямых и косвенных данных для Североатлантического сектора земного шара. Этот график даст средний квадрат амплитуды колебаний температуры как функцию от периода колебаний. Заптрихованная область на графике содержит оценки, заслуживающие доверия. График показывает, что изменчивость температуры имеет широкий минимум в области периодов от 20 до 1000 лет. Мы вправе выбирать периоды климатического осреднения в правой части этого интервала; для использования более длинных периодов осреднения у нас просто не хватило бы фактических данных инструментальных измерений.

Климат формируется под действием ряда факторов, которые можно разбить на три группы.

1. Внешние, или *астрономические факторы* — светимость Солнца, положение и движение планеты в Солнечной системе, наклон ее оси вращения к плоскости орбиты и скорость вращения, определяющие воздействия на планету со стороны других тел Солнечной системы, — ее *инсоляцию* (облучение солнечной радиацией) и гравитационные воздействия внешних тел, создающие приливы и колебания характеристик орбитального движения и собственного вращения планеты (а потому и колебания в распределении инсоляции по внешней границе атмосферы).

2. *Геофизические и географические факторы* — ряд особенностей планеты, из которых для климата Земли наиболее важными являются свойства нижней границы атмосферы — подстилающей поверхности — и прежде всего те свойства, которые определяют ее динамическое и тепловое взаимодействие с атмосферой и обмен с ней термодинамически активными примесями. Из этих свойств, по-видимому, на первом месте должно быть название географическое распределение континентов и океанов.

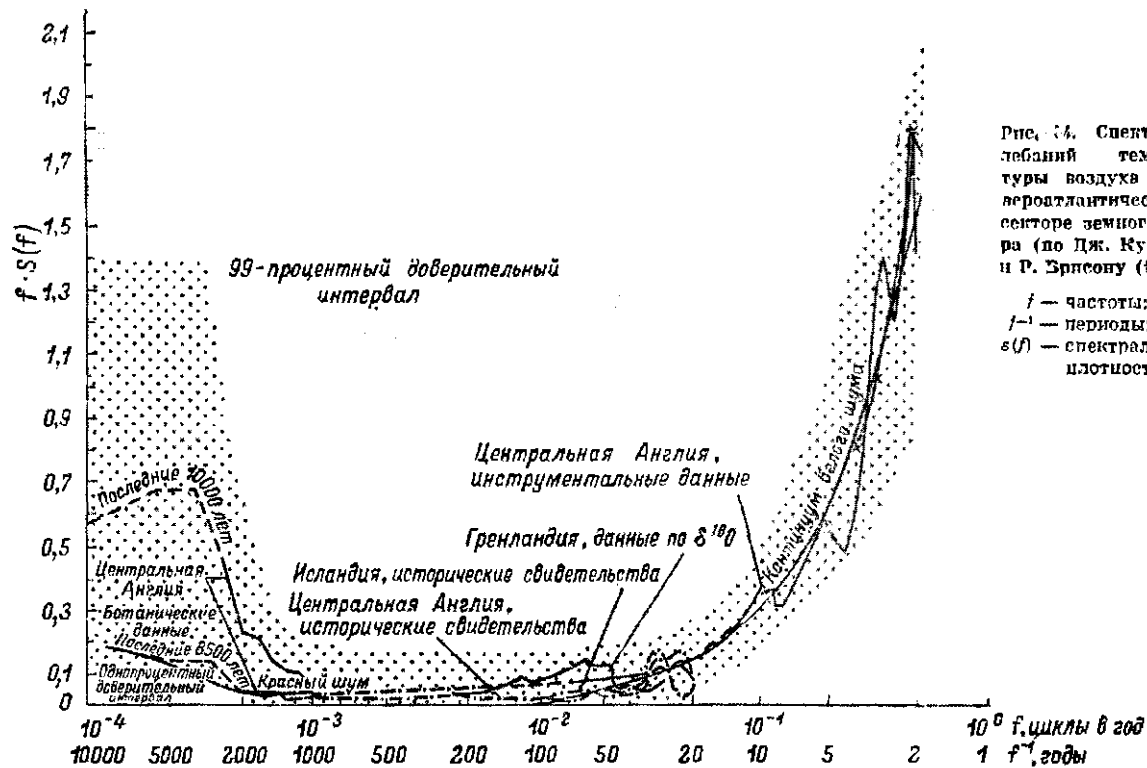


Рис. 14. Спектр колебаний температуры воздуха в Североатлантическом секторе земного шара (по Дж. Кунбаху и Р. Эрпсону (1974))

3. *Атмосферные факторы* — масса и состав атмосферы (включая и основные ее составные части, и специфические ТАП).

Мы еще не знаем, определяется ли климат всеми этими факторами *однозначно*, или же при одних и тех же фиксированных значениях всех климатообразующих факторов могут получаться разные климаты. Второе из этих предположений возникнет в связи с тем, что за последние 0,6—1 млн лет каких-либо резких изменений климатообразующих факторов как будто не происходило, однако имели место резкие колебания климата — чередование ледниковых и межледниковых периодов продолжительностью в десятки тысяч лет. Их мы подробно проанализируем ниже, здесь же рассмотрим изменения климатообразующих факторов, происходившие в течение истории Земли, и порождавшуюся ими эволюцию климата.

Кажется легче всего приписывать изменения климата и даже погоды изменениям солнечной радиации. Действительно, разница в температурах воздуха у поверхности Земли между днем и ночью, экваторами и полюсами, летом и зимой создается разницей в количестве приходящей солнечной радиации: чем больше это количество, тем выше температура; так нельзя ли допустить по аналогии, что в периоды с теплым климатом приходящая на Землю солнечная радиация была повышенной, а во время ледниковых периодов она снижалась (эту гипотезу предложил ирландский астроном Е. Эпик). Однако такое простое рассуждение может оказаться неверным, если небольшие повышения солнечной радиации будут приводить на Земле к увеличению испарения, росту облачности, усилению зимних снегопадов, замедлению снеготаяния из-за повышенной облачности и, как следствие, к росту ледников и понижению температуры (Г. Симпсон). Впрочем, большинство специалистов по эволюции звезд в противоположность Е. Эпику считает, что Солнце и другие звезды такого же типа («желтые карлики» спектрального класса G-2) имеют весьма стабильное излучение, мало меняющееся в течение времени порядка 10 млрд. лет (время их пребывания на так называемой *главной последовательности* звезд на диаграмме светимость—цвет). Отметим, что не наблюдается и короткопериодных колебаний суммарной светимости Солнца — идущий от него поток энергии, на среднем расстоянии Земли от Солнца составляющий 1,952 кал на 1 см² в минуту, по-видимому, не испытывает сколько-нибудь

заметных изменений во времени (и потому эта величина именуется *солнечной постоянной*).

По изложенным причинам в дальнейшем будут рассматриваться лишь факторы, не связанные с какими-либо изменениями в светимости Солнца. Представляется, что из таковых наиболее медленные изменения климата могли создаваться геохимической эволюцией гидросферы и атмосферы, а также приливной эволюцией системы Земля—Луна.

В главе 4 отмечалось, что температура на Земле, по-видимому, всегда оставалась в среднем в пределах существования жидкой воды. В течение истории Земли масса гидросферы росла со временем (см. кривую 2 на рис. 15), но для климата важнее не масса, а относительная площадь Мирового океана — чем она больше, тем более мягким («морским») будет климат на Земле в целом, т. е. тем меньше будет размах широтных изменений температуры воздуха и ее суточных, синодических и годовых колебаний (яркой иллюстрацией разницы между морским и континентальным климатом может служить приводимая на рис. 55 карта амплитуд годовых колебаний температуры воздуха — эти амплитуды столь малы на океанах и столь велики на континентах, за исключением тропических лесов, что по изолиниям этих амплитуд в умеренных и высоких широтах можно восстановить положение континентов без указания на карте их береговой линии).

Согласно данным главы 4, в катархее и архее площадь Мирового океана возрастала, а в нижнем протерозое менялась мало; затем она могла колебаться, так как параллельно с ростом массы гидросферы нарастала и континентальная кора; в фанерозое в среднем происходила регрессия моря, см. рис. 27 (так что океаны росли лишь в глубину). Таким образом, континентальность климата в течение первых 2 млрд. лет существования Земли уменьшалась, в нижнем протерозое менялась мало, в среднем и верхнем протерозое, возможно, колебалась, а в фанерозое нарастала (хотя и не монотонно, а с максимумами в геократические эпохи D₁, P—T и N).

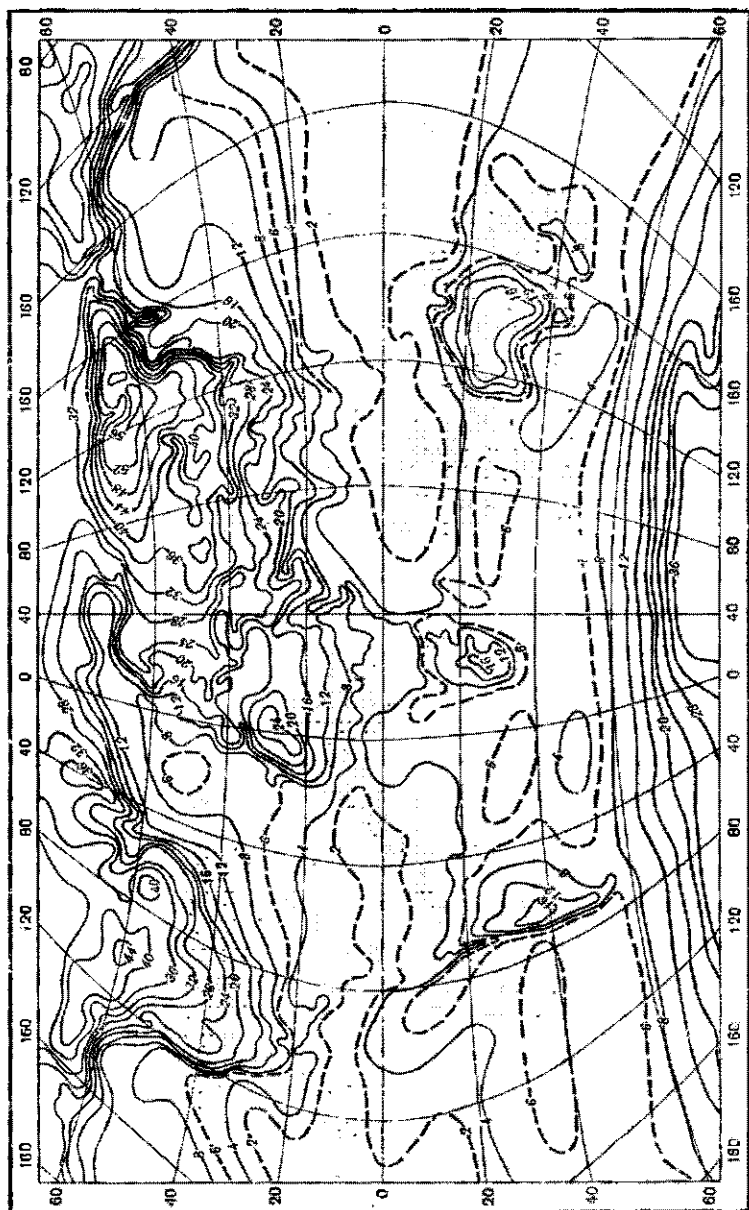
Из характеристик атмосферы для формирования климата важна, во-первых, суммарная масса атмосферы M , определяющая как ее механическую и тепловую инерцию, так и ее возможности как теплоносителя, способного переносить тепло от нагретых областей к охлажденным и тем самым частично выравнивать горизонтальные разности

температур. Согласно теории подобия для циркуляции планетных атмосфер, созданной советским ученым Г. С. Голицыным (1973), при не очень малой массе атмосферы (скажем, не менее одной тысячной современной) средние скорости ветра в ее нижних слоях и типичные горизонтальные разности температур (в том числе средняя разность температур между экватором и полюсами) зависят от M по закону $1/\sqrt{M}$. По этой причине на ранних стадиях формирования атмосферы, когда ее масса, допустим, была в 100 раз меньше современной, скорости ветра в ней и разности температур между экватором и полюсами вдесятеро превышали современные.

С точки зрения эволюции климата история земной атмосферы представляется как история масс четырех ее составных частей: во-первых, азота (или основных азотсодержащих газов, таких, как аммиак NH_3 , окислением которых образовался азот) и кислорода O_2 , во-вторых, основных ТАП, прежде всего тех, которые создают парниковый эффект, т. е. главным образом водяного пара и углекислого газа. Выделение из мантии азотсодержащих газов происходило, по-видимому, в темпе, задаваемом основной эволюционной кривой $x(t)$ (см. главу 3). История образования кислорода в атмосфере была изложена в главе 4.

Как указывалось в главе 1, сейчас в атмосфере содержится около 0,23% водяного пара и 0,03% CO_2 . Значительное увеличение их масс привело бы к усилению парникового эффекта и, следовательно, к повышению температуры воздуха в нижних слоях атмосферы. Масса углекислого газа в атмосфере регулируется его растворением в морской воде, где начиная с нижнего протерозоя действует «буфер» карбонат-бикарбонатного равновесия (см. выше с. 17 и 62) и происходит изъятие CO_2 путем образования карбонатных осадков и других углеродсодержащих пород. Суммарное изъятие CO_2 в одних только карбонатных осадках А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский оценивают огромной цифрой — в 70 раз больше всей современной массы атмосферы. Очевидно, такого же порядка было и выделение CO_2 (или углеродсодержащих газов, окислением которых образовался углекислый газ) при вулканических извержениях, а содержание CO_2 в атмосфере было малой разностью этих двух больших величин и потому, вероятно, могло испытывать значительные колебания.

Масса водяного пара имеет положительную обратную связь с парниковым эффектом, так как насыщающая кон-



центрация водяного пара растет с повышением температуры: чем больше в атмосфере водяного пара, тем сильнее парниковый эффект, выше температура и поэтому больше допустимое, т. е. насыщающее, содержание водяного пара. Сколько-нибудь надежных расчетов изменений в течение истории Земли масс водяного пара и углекислого газа в атмосфере пока нет, так что возможность соответствующих изменений климата (прежде всего температуры воздуха) еще не исключена. Однако палеонтологические данные, убедительно демонстрирующие непрерывность развития жизни, свидетельствуют о том, что никаких климатических катастроф на Земле не происходило.

Перейдем теперь к возможным климатическим последствиям приливной эволюции системы Земля—Луна. Эту систему можно рассматривать как сложный волчок, состоящий из двух тел, вращающихся вокруг своих осей и вокруг общего центра тяжести (все эти вращения имеют одинаковое направление: если смотреть со стороны Полярной звезды, то против часовой стрелки). Чтобы упростить описание этой системы, пренебрежем воздействием на нее со стороны других небесных тел. Тогда суммарный момент количества движения всех указанных вращений не будет изменяться со временем. С высокой точностью можно считать, что векторная сумма моментов количества движения собственного вращения Земли и орбитального движения Луны постоянна.

Если бы в теле Земли не было никакого трения, то приливные горбы, образующиеся на поверхности Земли из-за притяжения Луны, были бы направлены точно по линии, соединяющей центры этих тел. Но из-за трения они увлекаются вращением Земли, много более быстрым, чем угловое движение Луны по орбите, так что их ось образует с линией центров Земля—Луна некоторый угол запаздывания δ (и в каждой точке Земли максимальный прилив наступает позже момента наибольшей высоты Луны на небе). Ближний к Луне приливный горб притягивается ею сильнее, чем дальний, и это создает на Земле момент сил, стремящийся повернуть планету противоположно ее собственному вращению. Вращение Земли должно замедляться, так что ее собственный момент количества

Рис. 55. Изолинии амплитуд годовых колебаний температуры воздуха на земном шаре

движения будет уменьшаться. Соответственно момент количества движения Луны увеличится. Но из третьего закона Кеплера вытекает, что момент количества движения планеты на орбите пропорционален квадратному корню из среднего радиуса орбиты (или кубическому корню из периода обращения планеты). Следовательно, Луна должна отходить от Земли (и ее угловое движение на орбите замедлится).

Расчеты показали, что из-за приливного трения вращение Земли замедляется так, что продолжительность суток увеличивается на 0,0017 с за столетие. Из-за этого крошечного прироста за тысячелетия набегает уже весьма заметная разница. Так, средняя за последние 2000 лет продолжительность суток была на 0,017 с меньше современных, следовательно, набежала разница в $0,017 \cdot 365 \cdot 2000 \text{ с} \approx 3,5$ часа. Значит, если мы рассчитаем время какого-либо солнечного затмения, происходившего 2000 лет тому назад, пользуясь сегодняшней продолжительностью суток, то ошибемся против истинного времени затмения на 3,5 часа. За это время Земля поворачивается на $52,^\circ 5$ по долготе — столь большой будет наша ошибка в определении места наблюдения данного затмения. Этот расчет показывает, что одного только свидетельства древнего историка о наблюдении солнечного затмения в таком-то году в том или ином пункте, скажем в Древней Греции или в Вавилоне, может быть достаточно для довольно точной оценки приливного замедления вращения Земли. Получающиеся таким способом оценки оказываются очень близкими к приведенной выше цифре 0,0017 с за столетие.

Дж. Уэллс (1963) напел еще один способ эмпирической оценки приливного замедления вращения Земли — по обнаруженным им на разрезах некоторых ископаемых кораллов микроскопическим годичным и суточным кольцам роста, позволяющим подсчитывать число дней в году в соответствующую геологическую эпоху. Согласно астрономическим теориям устойчивости планетных движений длину года можно считать практически неизменной. Поэтому, например, полученная по кораллам среднего девона, возраст которых около 380 млн. лет, цифра 400 дней в году означает, что продолжительность суток в ту эпоху составляла 21,7 часа. Эти оценки очень неплохо согласуются с приведенными выше.

Некоторые результаты расчета приливной эволюции системы Земля—Луна продемонстрированы на рис. 56.

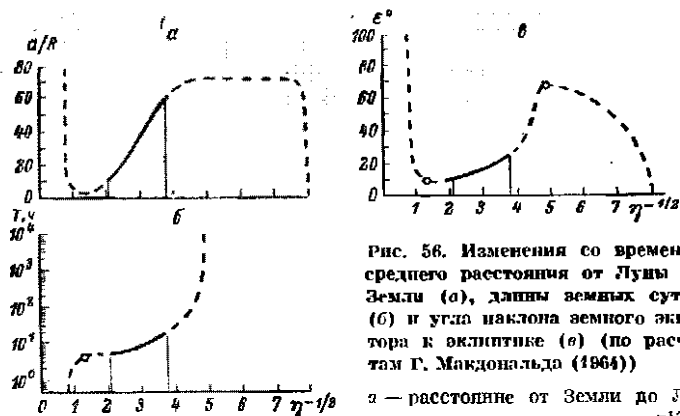


Рис. 56. Изменения со временем среднего расстояния от Луны до Земли (а), длины земных суток (б) и угла наклона земного экватора к эклиптике (в) (по расчетам Г. Макдональда (1964))

a — расстояние от Земли до Луны; R — радиус Земли; $\eta^{-1/2}$ — безразмерный аналог времени

Кривая a здесь показывает среднее расстояние Луны от Земли (в долях радиуса Земли R), кривая b — длину земных суток T в часах, кривая c — угол наклона ϵ земного экватора к плоскости земной орбиты в Солнечной системе (эклиптике); по горизонтальной оси откладывается монотонно возрастающая со временем величина $1/\sqrt{\eta}$, где η — угол (измеряемый в радианах) между перпендикуляром к лунной орбите и не меняющимся со временем направлением вектора суммарного момента количества движения системы Земля—Луна. Сплошными линиями проведены отрезки всех трех кривых, соответствующие предполагаемой реальной истории Луны (от условной начальной точки $\eta \approx 15^\circ$, где $a/R \approx 10$, $T \approx 5$ ч, $\epsilon \approx 10^\circ$, до современной точки $\eta = 3^\circ 57'$, в которой $a/R \approx 60$, $T = 24$ ч и $\epsilon = 23^\circ 56'$), прерывистыми линиями — прогноз на будущее. По этому прогнозу продолжительность суток, a/R и ϵ будут нарастать, причем расстояние Луны от Земли и наклон экватора к эклиптике достигнут максимумов ($a/R = 72,7$ и $\epsilon = 66,7^\circ$), когда продолжительность суток сравняется с длиной лунного месяца. После этого действие приливов изменит знак — они начнут ускорять вращение Земли, уменьшать ϵ и приближать Луну к Земле, пока она не подойдет настолько близко, что приливы разорвут ее на куски, и последние образуют около Земли некоторое подобие колец Сатурна (по расчетам Г. Макдональда, это произойдет через 6 млрд. лет, причем в период наибольшего удаления

Луны от Земли нужно учитывать поправки на солнечные приливы).

Климатические последствия приливного замедления вращения Земли очевидны: раньше, когда Земля вращалась быстрее, суточные колебания температуры и других элементов погоды были слабее, общая циркуляция атмосферы была более зональной (т. е. направления воздушных течений ближе к кругам широты), горизонтальные размеры ее возмущений (циклонов и антициклонов) меньше и сами возмущения слабее. В далеком будущем, через миллиарды лет, когда вращение Земли сильно замедлится и длина суток будет много больше современной, на Земле разовьются очень сильные (хотя и медленные) суточные колебания погоды, особенно температуры, ветра и облачности, а также очень сильные перегулярные колебания погоды в огромных и мощных циклонах и антициклонах, которые в среднем значительно сгладят разницу между экватором и полюсами.

Исключительно большое значение для климата имеет наклон к экватору планеты к плоскости ее орбиты в Солнечной системе. На Земле в прошлом наклон к был меньше современного, так что сезонные изменения погоды оказывались слабее, а разница между экватором и полюсами больше (на полюсы попадало меньше солнечного тепла), широтная зональность выражена резче, общая циркуляция атмосферы была более зональной и интенсивной. Эти условия были благоприятными для развития оледенений в полярных районах, особенно при наличии в них континентов, и этим, по-видимому, можно пытаться объяснять обнаруживаемые геологами следы многократности докембрийских оледенений. Согласно рис. 56 в будущем к возрастет, так что сезонные колебания увеличатся, а широтная зональность климата, разница между экватором и полюсами и интенсивность зональной циркуляции атмосферы будут ослабевать.

На рис. 56 не случайно вместо времени использована переменная $1/\sqrt{\eta}$. Для перехода от нее к абсолютному времени нужно знать, как растет в связи с увеличением объема Мирового океана и разогревом недр Земли упоминавшийся выше угол запаздывания приливов δ : чем более ускоренно возрастает δ , тем длительнее приливная эволюция системы Земля—Луна.

Х. Герстепкорн (1955) рассмотрел случай с минимальным временем эволюции, приняв, что угол запаздывания δ

уменьшается обратно пропорционально продолжительности суток. Расчет показал, что при таком предположении в нижнем протерозое Луна находилась на маленьком расстоянии от Земли, $a/R \approx 2,89$ (т. е. около так называемого предела Роша, где приливные силы разрывают ее на куски), ее орбита тогда была сильно наклонена к земному экватору ($\eta \approx 45^\circ$) и Земля вращалась вокруг своей оси внятеро быстрее сегодняшнего; до захвата Землей Луна двигалась по сильно вытянутой и наклонной орбите, а время захвата (т. е. изменения a/R от начального большого значения до минимума около 2,89 и затем возрастания, скажем, до 8,5) заняло всего только 1000 лет.

У. Мэнк отмечает, что в период теснейшего сближения Луны с Землей на нашей планете должны были бы развиваться приливы километровых высот. Высота прилива приблизительно обратно пропорциональна кубу расстояния до Луны, и когда это расстояние было, например, вдесятеро меньше сегодняшнего, приливы были в 1000 раз выше современных, имеющих в открытом океане высоты порядка 1 м. Чудовищные километровые приливные волны, обрушиваясь на сушу каждые 2,4 часа, рассеивали бы огромное количество энергии. Переходя в тепло, эта энергия затрачивалась бы на испарение воды в океанах, т. е. на их превращение в мощную атмосферу из водяного пара. Сильнейший парниковый эффект в такой атмосфере поднял бы температуру в ней на сотни градусов. Это уничтожило бы жизнь на Земле. Поскольку, наоборот, мы имеем палеонтологические свидетельства непрерывности развития жизни, необходимо признать, что подобного «события Герстенкорна» не было, т. е. что Луна образовалась на не слишком малом расстоянии от Земли (и, по-видимому, приблизительно одновременно с ней).

После геохимической эволюции гидросферы и атмосферы и приливной эволюции Земли следующим по темпам изменений фактором эволюции климата представляется движение континентов к полюсам. Оно происходит со скоростями порядка сантиметров в год, так что изменения глобальных масштабов, т. е. смещения на тысячи километров, образуются за сотни миллионов лет. Без знания распределения континентов и их палеоширот в ту или иную геологическую эпоху невозможно правильно интерпретировать показания палеоклиматических индикаторов о палеоклиматах конкретных регионов.

Так, например, в современных околополярных районах обнаружены остатки организмов, бывших, по-видимому, теплолюбивыми: в Арктике — коралловых рифов ордовика, силура и девона; на Шпицбергене — каменного угля и меловых игуанадонов; в Южной Патагонии — позднеюрских и меловых динозавров; в Антарктиде — каменного угля (а недавно, как отмечалось в главе 7, там найдена и нижнетриасовая рептилия листрозаурус). Следует ли, однако, снестить делать из этих находок выводы о том, что в указанные эпохи в околополярных районах был теплый климат, так что разница между экватором и полюсами была небольшой или даже вовсе отсутствовала, т. е. широтной зональности не было (а следовательно, не было и смены сезонов года)? Достаточно взглянуть на реконструкцию движения континентов (см. рис. 51), чтобы убедиться, что никаких оснований для таких выводов, может быть, и нет. Карты рис. 51 показывают, что с кембрия по девон современный европейский сектор арктической суши находился в экваториальной зоне (что может объяснить существование коралловых рифов); в карбоне этот регион еще был в тропиках (возможное угленакпление), а в триасе, юре и мелу Южная Патагония и Восточная Антарктида находились в умеренных широтах; Южный полюс был хотя и далеко от Западной Антарктиды, но все же не на суше, а над океаном; в карбоне же вся Антарктида размещалась в умеренных широтах.

Согласно рис. 51 Южный полюс в течение всего фанерозоя находился либо на материках Гондваны, либо около них. В кембрии — нижнем ордовике он был в Западной Африке, в девоне и нижнем карбоне — в аргентино-южноафриканской части Гондваны. Это может служить объяснением следов континентальных оледенений указанных возрастов (главным образом силуро-девонских *тиллитов*, см. ниже), описанных Робером в верхах системы Купделушгу в бассейне Конго, Дю-Тойтом — в свите Столовой горы в Южной Африке и Мааком — в Южной Бразилии; похоже, что *попадание полюса на сушу неизбежно привело к развитию околополярного континентального оледенения* (и, возможно, как следствие, к некоторому суммарному похолоданию глобального климата). В перми Южный полюс переместился из Южной Америки на западное побережье Антарктиды, в триасе, юре и мелу заметно отошел от него в Тихий океан, а в эоцене, когда уже образовались Атлантика и Индийский океан, — в атлантический сектор

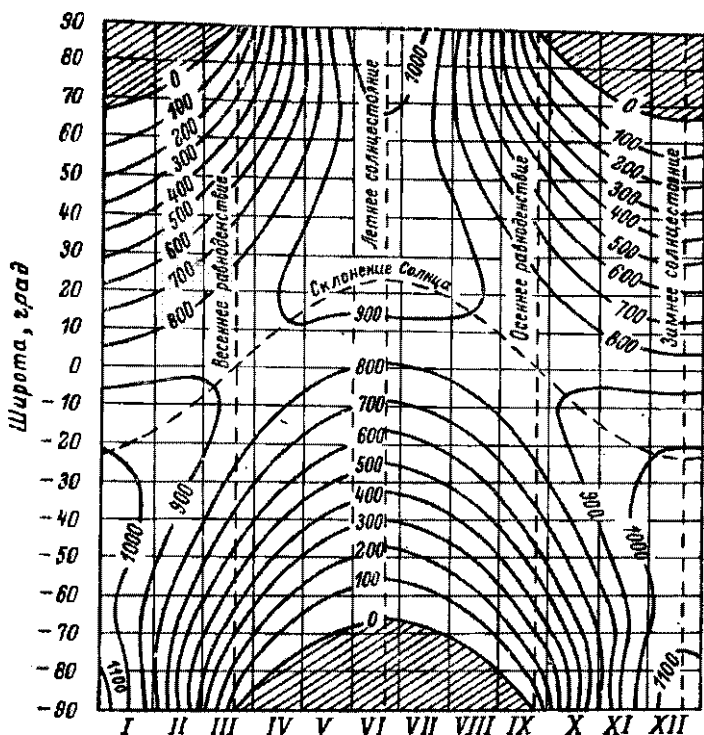


Рис. 57. Суточные суммы солнечного тепла ($\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сут}$), приходящего на верхнюю границу земной атмосферы (при значении солнечной постоянной $1,946 \text{ кал}/\text{см}^2 \cdot \text{мин}$)

Антарктиды. Северный полюс в течение всего палеозоя находился в центральных районах Тихого океана, в триасе пересекал восточную оконечность Сибири, в мелу — Аляску, а в кайнозое уже паходился в Арктике.

Вследствие того что суточные суммы приходящего па верхнюю границу земной атмосферы солнечного тепла не зависят от долготы (рис. 57), климат, несмотря на различия, создаваемые континентами и океанами, обладает ярко выраженной широтной зональностью. Раньше, когда массы океана и атмосферы были меньше, Земля вращалась быстрее и наклон экватора к эклиптике был меньше современного, каждый из этих факторов делал широтную зональность климата еще более резкой, чем теперь. Эта зональ-

ность выглядит следующим образом. В экваториальной зоне сильный нагрев земной поверхности создает интенсивную конвекцию с образованием мощных кучевых облаков и ливневыми осадками, так что эта зона оказывается влажной (*гумидной*). Восходящие движения компенсируются здесь притоком воздуха к экватору в нижних слоях атмосферы (*пассатные ветры*) и их оттоком в более высоких слоях. В субтропиках оттекающий воздух отклоняется вращением Земли на восток, и ячейки пассатной циркуляции вынужденно замыкаются нисходящими движениями, так что субтропические зоны оказываются засушливыми (*аридными*). Дальше к полюсам тепло переносится *подвижными циклонами*, образующимися в западно-восточных течениях умеренных широт и сопровождающимися обильными осадками, так что эти зоны опять оказываются гумидными. Указанными свойствами широтной зональности климата воспользовался Н. М. Страхов при своих фанерозойских палеоклиматических реконструкциях, выявивших движение полюсов (по сделанным еще на фиксированной основе без учета движения континентов).

При отсутствии широтной зональности климата не было бы и сезонных колебаний погоды. Поэтому свидетельства о наличии в ту или иную геологическую эпоху сезонных колебаний погоды суть доказательства широтной зональности климата этой эпохи. Такими свидетельствами являются прежде всего породы с годовыми слоями, так называемые *варвиты*, которые обнаружены практически во всех геологических периодах фанерозоя. Примерами могут служить североамериканские ленточные сланцы с возрастом от девона до мюццена и знаменитые верхнепермские ленточные эвапориты — апгидриты и каменные соли Солнечного и пемского цехштейна. Кроме варвитов, следует упомянуть еще и организмы с годовыми слоями роста. Выше упоминались годовые слои роста у древних кораллов; они прослеживаются по крайней мере до табулятов, существовавших от ордовика до перми. Годовые слои, обнаруженные в кальцитовых хвостах раковин мезозойских головоногих моллюсков белемнитов, показали, что даже в самые теплые века юры широтная зональность климата была достаточно заметной.

Качественными индикаторами климатических зон могут служить многие горные породы. Так, в аридных зонах образуются эвапориты — доломиты, апгидриты, гипсы, калийная и каменная соли, осаждающиеся из растворов

в условиях сильного испарения, а также *карбонатные красноцветы* (продукты выветривания, обедненные кремнеземом и окрашенные окислами железа) и лёссы. В гумидных зонах образуются *каменные угли* и продукты глубокого химического выветривания пород суши — *бескарбонатные красноцветы*, белые глины *каолины*, алюминиевые руды *бокситы*, некоторые железные и марганцевые руды.

Теплому климату свойственны *званориты*, *красноцветы*, морские известняки (прежде всего *биогермы*, т. е. остатки кораллов и других известью выделяющих рифообразующих организмов, по-видимому, и ранее бывших в основном теплолюбивыми), а также ряд организмов, представляющихся теплолюбивыми, — крупные рептилии, крупные насекомые, крупные породообразующие *фораминиферы*, брюхоногие моллюски *ципрес*, из растений — пальмы и др. Наиболее важными свидетелями холодного климата являются *гиллиты*, т. е. песчистые и песортированные конгломераты — смеси валунов с глинами или мергелями, рассматриваемые как остатки древних ледниковых морен и отличающиеся от песортированных конгломератов неледникового (например, оползцевого) происхождения наличием отполированного и исцтрихованного скального ложка и такими геоморфологическими признаками, как плоскодонные долины с крутыми стенками, цирки и «бараньи лбы».

Кроме перечисленных качественных индикаторов палеоклиматов, теперь применяется также и количественный метод — оценка палеотемператур вод в древних бассейнах по отношению изотопов кислорода $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в карбонатах раковин существовавших в тех водах животных (по геохимику Р. Боуэну). Как установил Г. Юри, равновесие между содержанием изотопов кислорода в карбонатах и в воде зависит от температуры воды: карбонаты слегка обогащены тяжелым изотопом кислорода ^{18}O по сравнению с водой, и это обогащение растет с понижением температуры. Если в воде отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ равно 1/500, то в карбонатах оно оказывается равным 1,022/500 при температуре 25°C и 1,026/500 — при 0°C . Обычно измеряется величина $\delta = \frac{R - R_0}{R_0} \cdot 1000$, где R — отношение $\text{C}^{16}\text{O}^{18}\text{O}/\text{C}^{16}\text{O}_2$ в исследуемом образце, а R_0 — в некотором эталонном карбонате; по δ с помощью простой эмпирической формулы вычисляется температура воды.

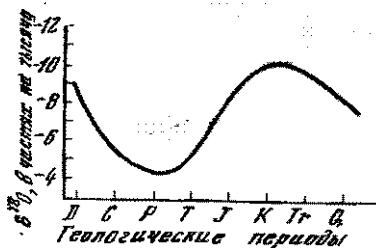


Рис. 58. Отношение $\delta^{18}\text{O}$ пзотонов кислорода в североамериканских пресноводных известняках фанерозойского возраста (по М. Кейту и Дж. Веберу (1964))

В качестве примера на рис. 58 приводятся значения δ , полученные М. Кейтом и Дж. Вебером (1964) для образцов североамериканских пресноводных известняков (из района Великих озер, на восточной части границы между США и Канадой) с возрастaми от девона до четвертичного периода. График показывает, что в девоне значения δ были низкими (а температуры воды — высокими), затем они росли до максимума в перми (минимум температуры) и падали до минимума в мелу (максимум температуры), после чего опять росли до максимума в четвертичном периоде. Согласно рис. 51 в девоне восточная часть Северной Америки паходилась в умеренных широтах южного полушария, затем она перемещалась на север, в перми пересекала экватор, в мелу достигла крайнего северного положения, а после этого сместилась чуть южнее. Исходя из этих палеоширот, можно было бы ожидать прямо противоположного хода кривой на рис. 58. Это усиливает вытекающие из рис. 58 выводы о наиболее теплом климате Земли в девоне и особенно в мелу и о наиболее холодном климате в плейстоцене и особенно в перми.

Самыми выдающимися из климатических событий в истории Земли были, конечно, *ледниковые периоды*, характеризовавшиеся появлением континентальных ледниковых щитов (в настоящее время такие щиты покрывают Антарктиду и Гренландию), от которых остаются обширные площади тиллитов. Как уже отмечалось, геологами обнаружены многочисленные тиллиты как фанерозойского, так и докембрийского возраста. Самыми древними из них являются, по-видимому, *нижнепротерозойские*, наиболее яркими представителями которых служат тиллиты в свите Гоуганда пятой части серии Кобальт Гуронской подсерии на юго-востоке Канадского щита. Тиллиты Гоуганда имеют возраст свыше 2 млрд. лет, — по-видимому, между 2,0—2,1 и 2,2—2,3 млрд. лет. Свита Гоуганда имеет мощность 650—

1300 м и содержит тиллиты, переслоенные с окаменевшими глинами. Конгломераты в тиллитах лишены какой-либо сортировки, содержат валуны специфических форм — утюгообразные и «дронстоны», сопровождаются лепточными глипстными сланцами с изолированными валунами и в ряде случаев лежат на исштрихованном ложе, так что их ледниковое происхождение практически не вызывает сомнений. Ниже серии Кобальт в Гуронской подсерии есть еще слои конгломератов, имеющих облик тиллитов, — это свита Брюс серии Кэбирк-Лейк и еще ниже — свита Рамсей-Лейк серии Хуг-Лейк. Вся эта многослойная структура свидетельствует, возможно, о перемежаемости ледниковых периодов того времени.

Тиллитоподобные конгломераты такого же возраста обнаружены в бассейне оз. Верхнего на Канадском щите, в Индии, в Южной Африке, в Западной Австралии, в Сарколийской серии Карелии и в Южной Америке. Таким образом, нижнепротерозойское оледенение имело глобальный характер.

В среднем протерозое, нижнем и среднем рифее на всех континентах встречаются многочисленные слои несортированных конгломератов, иногда похожих на тиллиты, но сколько-нибудь ясной картины, как для нижнего протерозоя, здесь не складывается. Зато в верхнем рифее и в вепе в разных частях мира найдены многочисленные тиллиты (рис. 59), хорошо коррелирующие друг с другом и группирующиеся в основном по двум возрастам, — нижние около 750—800 млн. лет (верхнерифейское оледенение) и верхние около 650—680 млн. лет (вепдское оледенение).

К следующей ледниковой эпохе (карбона и перми) климат пришел, по-видимому, в результате постепенного похолодания, заметного по кривой рис. 58 (в течение которого южный полюс перемещался из Западной Африки через Бразилию и Аргентину в Антарктиду, оставляя на своем пути упоминавшуюся выше цепочку силуро-девонских тиллитов).

На всех континентах Гондваны имеются обширные площади тиллитов с возрастными от верхнего карбона до нижней перми (около 300—250 млн. лет тому назад, так что в некоторых районах ледниковые периоды имели длительность до 50 млн. лет). К ним относятся знаменитые тиллиты Двайка в Южной Африке, Итараре в Южной Америке, Талчир в Индии, Куттунг и Камиларои в Австралии,

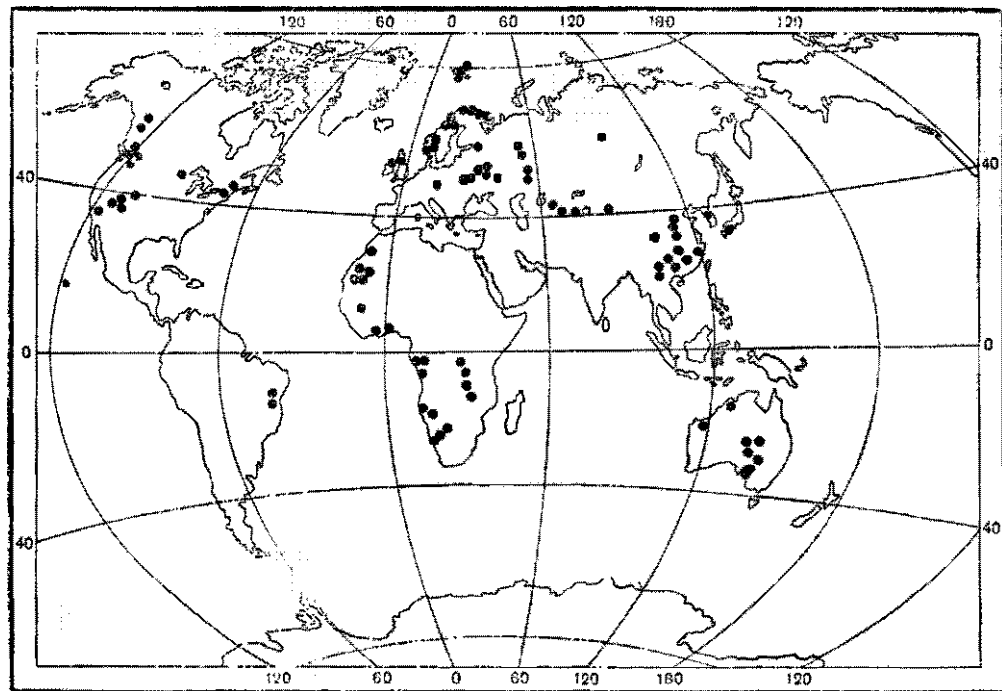


Рис. 50. Карта распространения верхнекрейдовских и кенозойских туфитов (по Л. Н. Салопу (1973)).

тиллиты Трансаантарктических гор Восточной Антарктиды, Мадагаскара.

Особенное удивление вызывали тиллиты Индии и Северо-Западной Австралии — районов, сейчас находящихся в тропиках; их пытались объяснить как остатки высокогорных оледенений, но, по-видимому, в карбоне и перми высоких гор в этих районах все же не было. Все тиллиты Гондваны естественно рассматривать как следы околполярного ледникового щита. Согласно геоморфологическим данным о тиллитах один из центров растекания льда на этом щите находился в Восточной Антарктиде и лед стекал оттуда и на Южную Австралию, и на Юго-Восточную Африку, а с Юго-Западной Африки — на Южную Америку. Потоки льда, перемещавшиеся извне на Австралию, Африку и Южную Америку, являются одним из важных свидетельств существования в прошлом единой Гондваны и, следовательно, движения континентов. Обширные потоки льда перемещались также по Африке и Индии на север. Для упомянутых тиллитов характерна многослойная структура. Однако полная расшифровка перемежаемости пермокарбонных оледенений Гондваны — дело будущего.

Потепление климата (возможно, вследствие перемещения Южного полюса с суши в Тихий океан, см. рис. 51), прервавшее в перми оледенение Гондваны, продолжалось, хотя и с некоторыми колебаниями, в течение всего мезозоя. Количественные свидетельства этого дали определения палеотемператур по изотопам кислорода, выполненные Г. Лауэнштамом и С. Эпштейном (1954—1959), Д. П. Пайдиным с сотрудниками (1954—1964) и другими авторами. Минимумы температуры были порядка $14-18^{\circ}\text{C}$, максимумы достигали $26-32^{\circ}\text{C}$, т. е. колебания были значительными. Попытки оценить широтные температурные градиенты в умеренных широтах показали, что в теплые века мела, когда изотермы смещались к северу на $10-25^{\circ}$, градиенты уменьшались (хотя и оставались значительными), однако разбросы в этих данных были очень большими.

После минимума в конце мела температуры, по-видимому, повысились и в палеоцене достигли максимума, а затем уже началось длительное и постепенное понижение температур, завершившееся в плейстоцене развитием ледниковых периодов. В качестве иллюстрации на рис. 60 приведена кривая кайнозойских палеотемператур верхнего слоя воды в северо-западной части Тихого океана, построенная А. П. Лисицыным по материалам послойного анали-

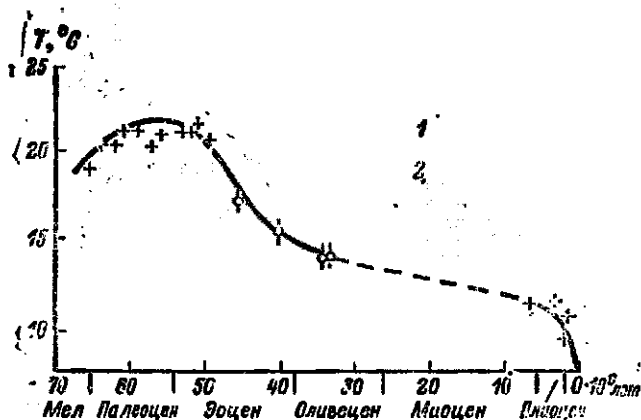


Рис. 60. Кайнозойские палеотемпературы верхнего слоя воды в северо-западной части Тихого океана (по А. П. Лисицкому)

1 — скважина 44,10° с. ш.; 2 — скважина 47,32° с. ш.

за изотопов кислорода в двух колонках пород, полученных в результате бурения в период 6-го рейса «Гломара Челленджера».

Первым крупным районом, на котором сказалось кайнозойское похолодание климата, явилась, естественно, Антарктида. Ныне ледниковый покров на ней, согласно сводке В. И. Бардина и И. А. Суевой (1967), имеет площадь около 14 млн. км² и объем 24 млн. км³ (что составляет около 90% объема всех ледников мира; объем Гренландского ледникового щита равен 2,6 млн. км³; на арктические и горные ледники остается менее 1%); растопление всего антарктического льда повысило бы уровень Мирового океана на 55 м. Около 83% антарктического льда сосредоточено в ледниковом куполе Восточной Антарктиды толщиной до 3,6 км, дно которого лежит в основном выше уровня моря (рис. 61), а поверхность в среднем выше 2 км над уровнем моря. Отделенный от него Трансантарктическими горами ледниковый щит Западной Антарктиды лежит в основном на дне океана и на ряде островов и включает огромные плавающие шельфовые ледники в морях Росса и Уэдделла (площадями соответственно 0,54 и 0,48 млн. км²). Атмосферные осадки над Антарктидой, в среднем всего около 150 мм в год, по некоторым оценкам сейчас немного превышают потери льда (главным образом путем отрыва айсбергов).

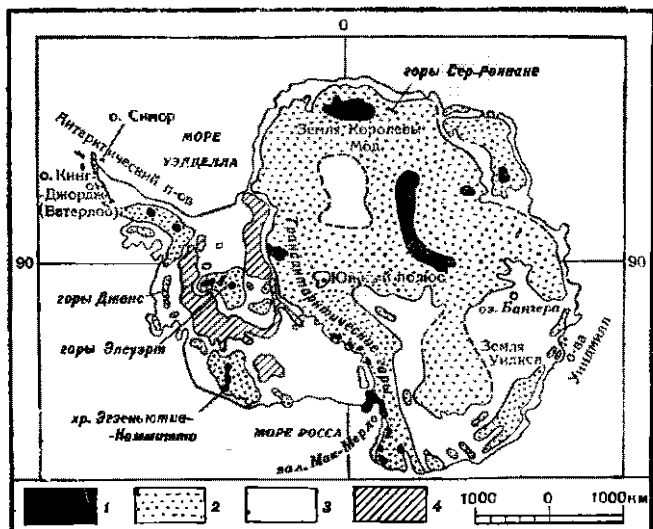


Рис. 61. Подледный рельеф Антарктиды

Высоты (м): 1 — более 2000; 2 — 0—2000; 3 — 0—1000; 4 — менее 1000

Геологические разрезы на островах Кинг-Джорджа и Симора и в Южной Австралии (отделившейся от Антарктиды лишь в конце эоцена), а также материалы колонок донных осадков Южного океана свидетельствуют, что ледниковый щит Антарктиды образовался лишь в миоцене — около 20 млн. лет тому назад — и с тех пор существует до нашего времени (это подтверждают и данные о падении уровня Мирового океана на много десятков метров, павшемся в среднем миоцене и продолжавшемся в течение верхнего миоцена и плиоцена); до этого, т. е. в течение всего палеогена, в Антарктиде господствовал умеренный прохладный климат, по-видимому, с высокогорными ледниками. Отметим, что приблизительно одновременно с образованием ледникового щита Антарктиды или вскоре после него в верхнем миоцене начали возникать высокогорные оледенения на Аляске. По-видимому, около 3 млн. лет тому назад сформировался и с тех пор существует Гренландский ледниковый щит. Ныне он покрывает 1726 тыс. км² из 2176 тыс. км² площади Гренландии (еще 108 тыс. км² там приходится на другие ледники)

и включает Северный купол с высотами до 3300 м и Южный с высотами до 2730 м; уровень дна 600—1000 м по краям щита и 0—100 м и ниже в его центре. Осадки на щите составляют 300—400 мм в год, расход льда на таянии и образование айсбергов несколько больше прихода, так что сейчас щит медленно сокращается.

В плейстоцене похолодание климата привело, наконец, к формированию на северных половинах Европы и Северной Америки огромных ледниковых щитов, оказавшихся, однако, здесь неустойчивыми и многократно стаивавшими (по-видимому, полностью) и образовавшимися вновь. Для восстановления их истории можно использовать целый ряд разнообразных методов. Это прежде всего выявление древних ледниковых морен и связанных с ними геоморфологических объектов («бараны льбы» и т. п.), а также водно-ледниковых отложений (галечников), образующихся перед концами ледников; измерение высот древних снеговых линий в горах; изучение типов почв, уровней замкнутых озер, уровня Мирового океана (снижающегося по мере перехода воды в континентальные ледниковые щиты и повышающегося при таянии последних, что отмечается береговыми террасами соответствующих возрастов); измерение толщин последовательных годичных слоев деревьев и слоистых осадочных пород — варвитов. Весьма ценны палеонтологические данные о древней фауне и флоре, в том числе о пыльце и спорах растений в слоях осадочных пород и раковинках планктона в слоях колонок морских осадков. Как указывалось выше, отношение изотопов кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах раковин ряда организмов определяется палеотемпературами среды их обитания, а также ее собственным изотопным составом (обогащающимся легким изотопом при таянии ледников); значения $\delta^{18}\text{O}$ в слоях колонок льда ледников определяются главным образом температурой выпадающего на ледник снега.

На рис. 62 показаны колебания значений $\delta^{18}\text{O}$ в раковинках планктона в слоях колонки глубоководных осадков из Тихого океана за последний миллион лет по Н. Шекл-тону и Н. Ондайку (1973), отражающие глобальный объем льда на Земле. Этот график показывает, что по крайней мере за последние 600 000 лет континентальные оледенения образовывались и становились с периодом в среднем около 100 000 лет. Из рис. 62 видно также, что в течение 90% времени в плейстоцене климат был холоднее современного. Интересно отметить чрезвычайную резкость потеплений

(т. е. быстроту таяния континентальных ледниковых щитов), обозначенных на рис. 62 римскими цифрами.

Последовательность оледенений плейстоцена была впервые изучена на примере Аляс А. Пенком и Э. Брюкнером (1901—1909). Разработанная ими схема, позже детализированная Б. Эберлем (1930), включает пять эпох оледенения — Дупайскую, состоявшую из трех стадий (самую раннюю из них теперь называют Биберской), двухстадийные Гюнцскую и Мицельскую и затем, после особенно продолжительного межледникового, — двухстадийную Рисскую и трехстадийную Вюрмскую (Гюнц, Мицель, Рисс — реки, а Вюрм — озеро в бассейне Дупая). Эта схема, снабженная абсолютными возрастaми (в нижней половине плейстоцена имеющими лишь ориентировочный характер), показана в первой графе табл. 7. По данным Пенка и Брюкнера, ледниковые цирки Аляс в эпохи оледенения заполнялись фирном не больше, чем теперь, т. е. количество осадков тогда не превосходило современного, но температуры были ниже, вследствие чего снеговая линия паходилась много ниже современной (на 1200 м), таяние ледников было замедленным и их языки спускались в долины много ниже, чем теперь, на севере, западе и юге Аляс, выходя за пределы гор на равнины и образуя там огромные ледники подножий.

Климат, по определению, есть понятие глобальное, и те или иные проявления каждой ледниковой эпохи, естественно, обнаруживаются во всех районах мира, но, конечно, они отнюдь не везде и не всегда сводились к росту ледников. Иногда их следы еще не найдены или, например,

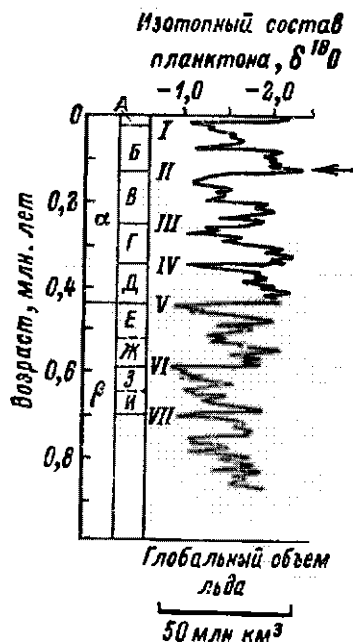


Рис. 62. Значения $\delta^{18}O$ в колонке глубоководных осадков на Тихого океана (по Н. Шекатону и Н. Опдайгу (1978))

стерты более поздними оледенениями, поэтому создано множество региональных хронологий плейстоцена, различающихся местными наименованиями и рядом деталей. В табл. 7 кроме альпийской хронологии приведены также североамериканская, русская и североамериканская.

Максимальное оледенение в плейстоцене (Рисс—Заале—Днепровское—Иллинойс) превосходило современное оледенение втрое и покрывало 30% площади суши, или 45 млн. км², из них 13,9 составляла Антарктида, 13,14 — Лаврентьевский ледниковый щит в Канаде, 5,76 — Европейский ледниковый щит, от 4,3 до 2,7 — Урало-Сибирский ледниковый покров, 2,6 — оледенение Кордильер, 2,16 — Гренландия, 2,25 — горы Евразии, 0,7 — горы южного полушария (это составляло 25% площади Евразии, 60% Северной Америки и 110% Антарктиды; в северном полушарии площадь оледенения превышала современную в 13 раз). Ледовый покров океана превышал современный в 1,5 раза и занимал 4% площади океана, или 25 млн. км².

Всего льдом было покрыто 14% поверхности Земли, вдвое больше, чем теперь. Ледниковые щиты достигали в Европе 48°30', а в Северной Америке 37° широты. Карта максимального распространения льдов в северном полушарии приведена на рис. 63. На рис. 64 показаны южные границы четырех эпох оледенений — Окской, Днепровской (максимальной, во время которой одна из южных лопастей ледникового щита опускалась далеко вниз по Днепру, а другая почти полностью заполняла междуречье между Доном и Волгой), Московской и Валдайской — на европейской территории СССР.

Максимальный объем льдов суши в плейстоцене составлял 56,1 млн. км², в том числе 23,9 — в Антарктиде (как сегодня), 23,9 — в Северной Америке, 7,6 — в Европе и 0,7 — в Урало-Сибирской области (60% этих льдов было сосредоточено в северном и 40% — в южном полушарии, тогда как теперь эти цифры равны 8 и 92%).

Во время межледниковий, по-видимому, стаивало около половины этих льдов и ледниковые щиты оставались только в Антарктиде и Гренландии. Это приводило к повышению уровня Мирового океана на 85—120 м и образованию соответствующих террас на берегах морей и океанов (рис. 65); такие террасы были изучены еще в конце XIX в. в Средиземноморье (Калабрийские, затем предтоянские Сицилийские, гюнп-миндельские Милацские, миндель-рисские Тирренские, рисс-вюрмские Монастирские и самые

Возраст, тыс. лет	Альпы	Северная Европа	Европейская часть СССР	Северная Америка
10	Голоцен	Голоцен	Голоцен	Голоцен
		Субарктический		Отступление
	Вюрм III	Сальгусселья	Осташковское	Вальдерс
		Алперн		Ту-Крик
		Лангеданн		Манкейто
		Беплянг		Кери
	Вюрм II	Гомерания	Молого-Шхсининское	Тайлуан
		Франкфурт		Фармдейл
		Брадлетбург	Калининское	Фабетт
		Паундорф		Порт
75 125 250	Вюрм I	Шенн		Тайлбот
		Риксдорф		Уайтуотер
		Начальный		
		Зем	Мицунское	Сантамон
	Рисс II	Заале II (Варта)	Московское	Буффало-Харт
		Оа	Одвинское	Элингтон
	Рисс I	Заале I (Дрента)	Днепровское	Джексонвилл
				Лаймен
		Гольштейн	Лихвинское	Ярмут
500 1000 1800 3500	Миндель II	Эльстер II	Окское	Окское
			Беловежское	Беловежское
	Миндель I	Эльстер I	Березинское	Березинское
		Кроузер	Аншерон	Афтон
	Гюнц	Менон		Небраска
		Валь	Акчагыл	
	Дунай	Эбурон		
		Тегелен		
	Бибер	Претегелен		
	Астия	Рейлер	Киммерий	Огалапа

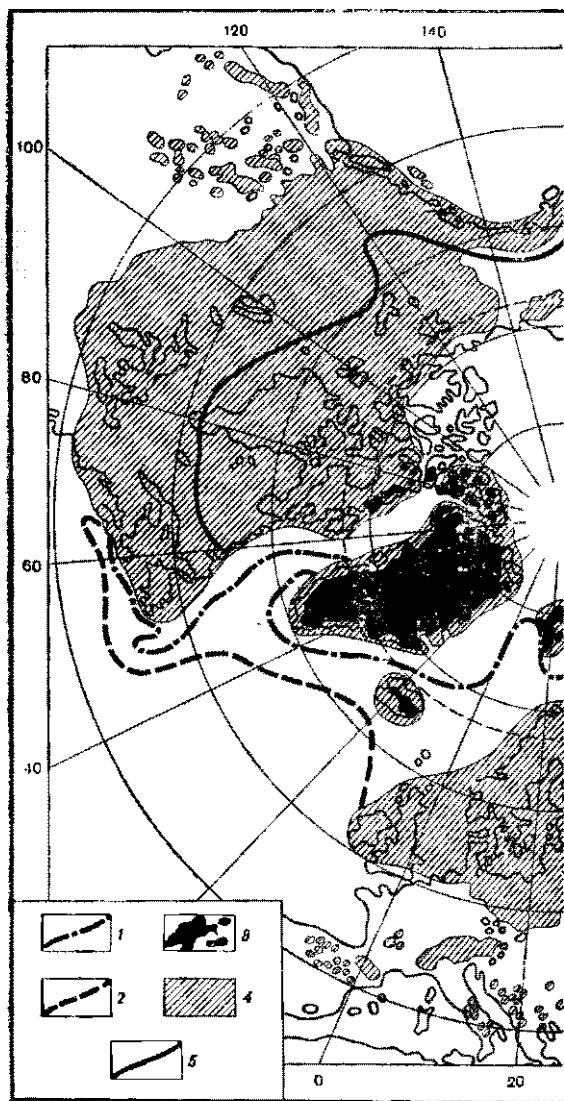
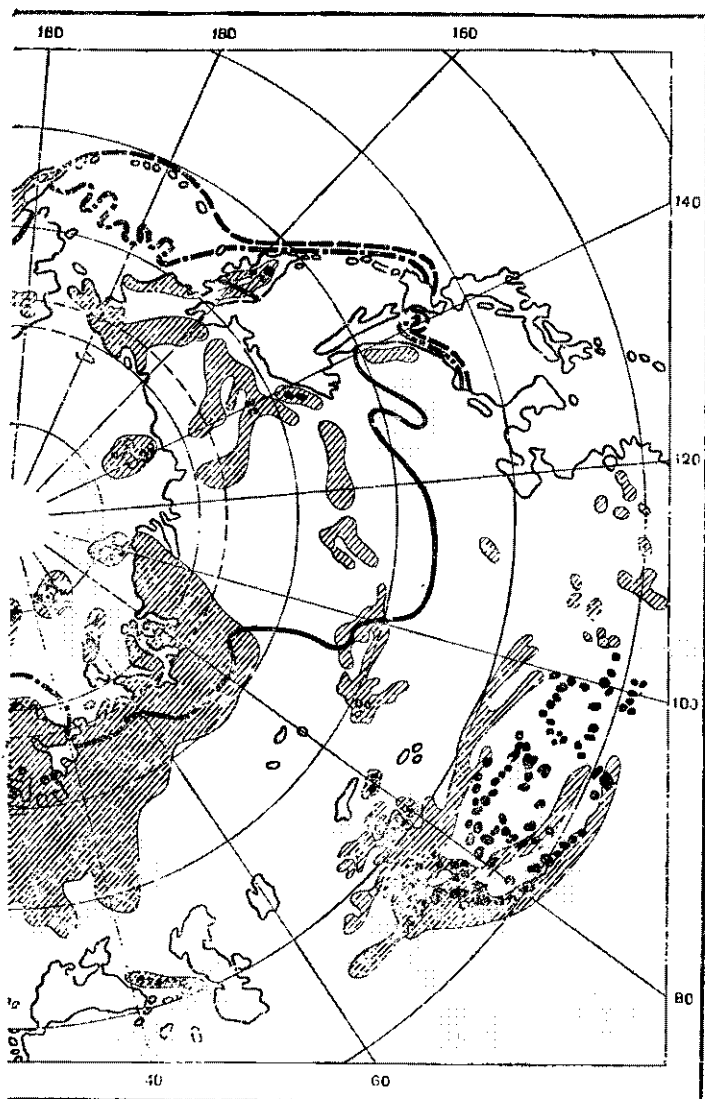


Рис. 63. Максимальное распространение льдов в плейстоцене в северном полушарии (по К. К. Маркову с соавторами (1968))

1 — современная граница морских льдов; 2 — их древняя граница; 3 — современные льды суши; 4 — древнее наземное максимальное оледенение; 5 — современная граница вечной мерзлоты



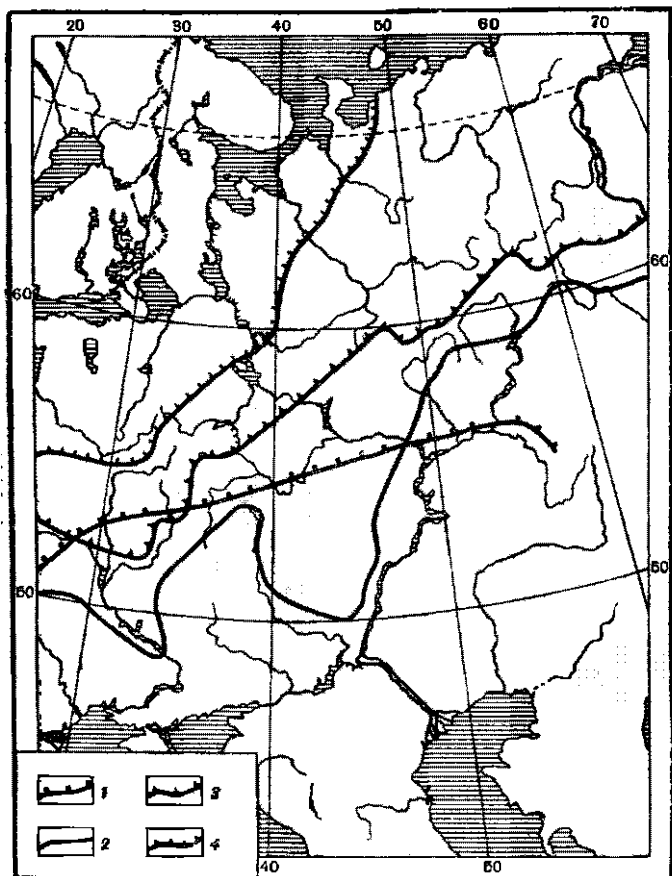


Рис. 64. Границы плейстоценовых ледниковых щитов на европейской территории СССР

Ледниковые щиты: 1 — Окский; 2 — Днепровский; 3 — Московский; 4 — Валдайский

пизкие Фландрские, или Ниццские), а затем и во многих других районах мира.

Наоборот, во время ледниковых эпох уровень Мирового океана попижался, большая часть континентального шельфа обнажалась и образовывались сухопутные «мосты», например между Европой и Британскими островами, Чукоткой и Аляской (по последнему «мосту» около 30 тыс.

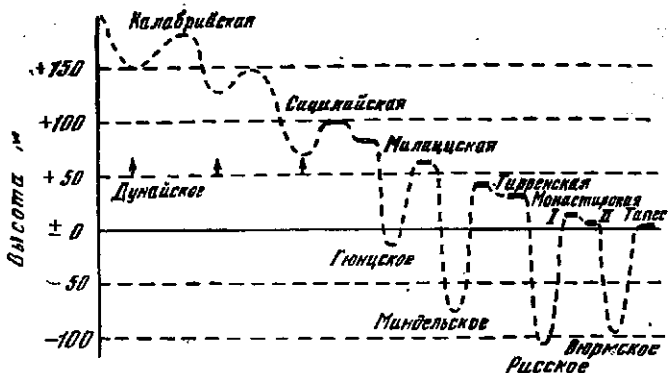


Рис. 65. Плейстоценовые колебания уровня моря по данным о высоте средиземноморских террас (по Ф. Цейнеру (1959))

лет тому назад в Америку из Азии проликли люди). Из-за понижения уровня океана во время ледниковых эпох шельфовые ледники Антарктиды должны были ложиться на дно шельфа, превращаться в континентальные ледниковые щиты и нарастать по толщине; во время межледниковий они должны были разрушаться и превращаться опять в плавающие ледники. Следы четырех таких событий на западном берегу моря Росса, по-видимому, совпадают по времени с ледниковыми эпохами северного полушария.

Выдающийся югославский ученый М. Миланкович предложил объяснять колебания климата в плейстоцене колебаниями наклона к экватору Земли к плоскости ее орбиты, а также элементов земной орбиты (а именно: произведения $e \sin \lambda$, где e — эксцентриситет орбиты, а λ — долгота перигелия, т. е. самой близкой к Солнцу точки орбиты, отсчитываемая от точки весеннего равноденствия), создаваемыми действием на Землю сил притяжения остальных планет. Колебания величин e и $e \sin \lambda$ не меняют получаемой Землей в целом годичной суммы солнечного тепла, но могут приводить к изменениям распределения этого тепла по широтам и сезонам года, а потому могут сказываться на климате. Так, увеличение $e \sin \lambda$ вызывает пропорциональное увеличение разности в длинах теплого и холодного полугодий (весна + лето) — (осень + зима), а увеличение e приводит к пропорциональному $\sin e \cdot \sin \phi$ увеличению разности между суммами солнечного тепла за теплое и холодное полугодия на каждой широте ϕ (т. е. к увеличению

континентальности климата). Можно ожидать, например, что более холодные лета и теплые зимы будут способствовать росту ледников и за длительное время (много тысячелетий) могут привести к развитию ледниковой эпохи.

Вместо астрономических полугодий, длины которых меняются в зависимости от значений $e \sin \pi$, Милапкович рассматривал так называемые калорические полугодия, определяемые для каждой широты ϕ отдельно как полугодия одинаковой продолжительности, в течение которых ежедневная суточная сумма солнечного тепла на широте ϕ в любой день летнего полугодия больше суточной суммы солнечного тепла на этой широте в любой из дней зимнего полугодия. Колебания суммы солнечного тепла за летнее калорическое полугодие получаются как сумма (а за зимнее полугодие как разность) колебаний e и $e \sin \pi$, взятых с некоторыми множителями, зависящими от широты. Для наглядной демонстрации результатов Милапкович рассчитывал колебания эквивалентной широты $\phi_1(t)$ — той, на которую в настоящее время за летнее калорическое полугодие приходит столько же солнечного тепла, сколько в момент t прошлого времени приходило на широту 65° северного полушария. Рост эквивалентной широты означает похолодание, убывание — потепление.

Расчеты, произведенные Милапковичем, были затем повторены рядом авторов. Детальные расчеты произвели советские астрономы Ш. Г. Шараф и Н. А. Будникова (1967—1969) на период в 30 млн. лет в прошлое и 1 млн. лет в будущее. Оказалось, что эксцентриситет e колебался в пределах 0,0007—0,0658 (его современное значение 0,017) преимущественно с периодами около 100 тыс. лет, наклон i колебался в пределах $22^\circ,068$ — $24^\circ,568$ с периодами около 41 тыс. лет. Значения $e \sin \pi$ колебались с периодами около 23 и 19 тыс. лет. Эти периоды неплохо соответствуют нашим представлениям о продолжительности колебаний климата в плейстоцене. Эквивалентные широты колебались в пределах 58 — 79° (т. е. довольно значительно). Графики эквивалентных широт, построенные Шараф и Будниковой, показаны на рис. 66. Максимумы эквивалентных широт ($\phi_1 \geq 69^\circ$) можно попытаться сопоставить с ледниковыми периодами. Тогда возраст дупайских ледниковых эпох составит 970, 855 и 685 тыс. лет, гюнца — 590—565 тыс. лет, минделя — 476 и 435 тыс. лет, рисса — 230 и 187 тыс. лет, вюрма — 115, 72 и 25 тыс. лет, что вполне удовлетворительно согласуется с имеющимися фактическими данными

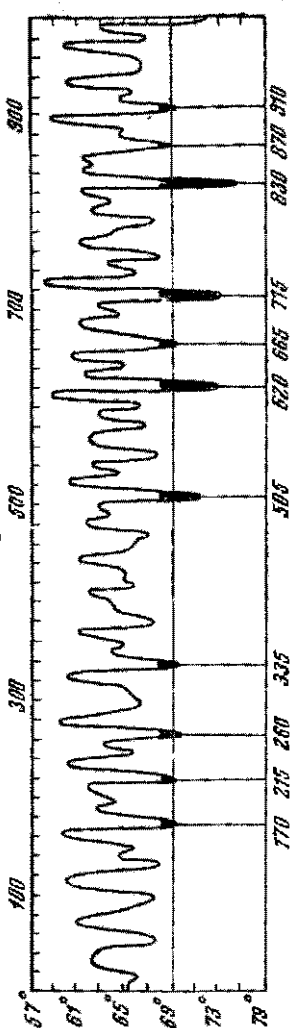
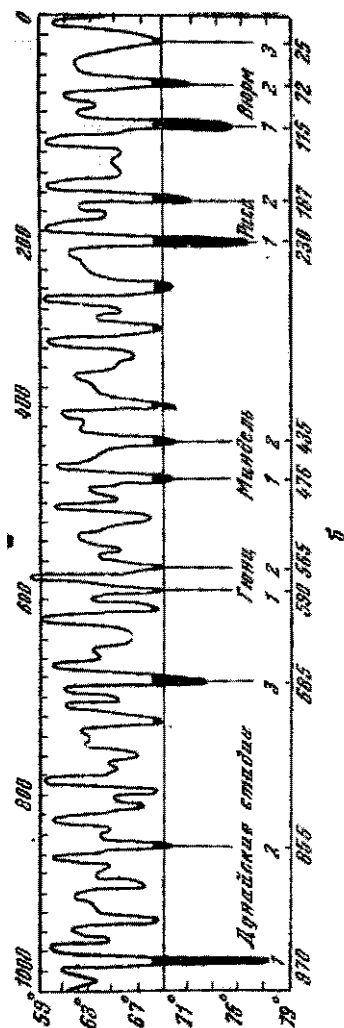


Рис. 66. Графика эквивалентных шпирот (по П. Г. Шараф и Ц. А. Будниковой).
0 — последняя миллион лет; 6 — будущая миллион лет

о последовательности и длительности ледниковых периодов плейстоцена. Периоды в 100, 41, 23 и 19 тыс. лет обнаружены в колебаниях некоторых климатических индикаторов (в колошках морских осадков), что явилось прямым доказательством справедливости теории М. Миланковича.

Кривую б рис. 66 можно интерпретировать как предсказание на будущее ледниковой эпохи с оледенениями типа гюнца через 170, 245, 260 и 335 тыс. лет, затем сильного оледенения через 505 тыс. лет, эпохи с сильными оледенениями типа рисса через 620, 665 и 715 тыс. лет и, наконец, эпохи с одним сильным и двумя слабыми оледенениями через 830, 870 и 910 тыс. лет. Следует подчеркнуть, что в настоящее время Земля находится, по-видимому, в состоянии типичного межледникового, и можно ожидать, что через десяток тысячелетий начнется следующий ледниковый период.

В теории М. Миланковича колебания климата в плейстоцене рассматриваются как вынужденные, создаваемые малыми колебаниями распределения приходящего солнечного тепла по поверхности Земли. Однако эти причины существовали всегда. Почему же резкие колебания климата, в минимумах которых развиваются континентальные оледенения, начались только в плейстоцене? Ответом может служить предположение, что реакция системы атмосфера—океан—суша на малые вынуждающие колебания была слабой, пока эта система находилась в состоянии с теплым климатом (скажем, со средними годовыми температурами в Центральной Европе выше 12°C), но стала сильной, когда эта система в результате постепенного кайнозойского похолодания перешла в состояние с прохладным климатом (со средними годовыми температурами ниже 10°C). Это предположение выдвигал в 1954 г. П. Вольфшtedт.

Тонкая структура колебаний климата во время последнего ледникового периода ярко иллюстрируется приведенным на рис. 67 профилем изотопного отношения кислорода ^{18}O в уникальной 1390-метровой колонке льда, выбуренной в 1966 г. в северо-западной части Гренландского ледникового щита у Кемп Сенчури к востоку от Туле и достигшей скального ложа. Ориентировочная датировка слоев колонки охватывает около 125 тыс. лет, т. е. Эмское—Микуллинское—Сапгампское межледниковье и Вюрмский—Висленский—Валдайский—Висконсинский ледниковый период. Рис. 67 показывает, что межледниковье состояло из

рех стадий (по американской терминологии — Барбадос I, I, III), прерывавшихся кратковременными похолоданиями. В раннем Висконсине, начавшемся около 15 тыс. лет тому назад, происходили резкие колебания климата с тремя потеплениями (в Европе называвшимися Амерсфорт, Брёруп и Оддераде); этот период закончился глубоким оледенением (тиллит Браттвилль). В среднем Висконсине было небольшое потепление Порт Талбот (в Европе — Аптон Уоррен), второе глубокое оледенение (тиллит Магадор) и небольшое потепление Плум Пойнт (в Европе — Хенгело и Денекам). Весь поздний Висконсин был очень холодным, особенно в период 22—14 тыс. лет с максимумом холода около 18 тыс. лет тому назад. Отметим, что на указанный фон налагаются еще более высокочастотные колебания с периодами порядка 1000 лет и иногда со значительными амплитудами, которые вполне могут быть реальными.

На рис. 68 показана увеличенная верхняя часть кривой

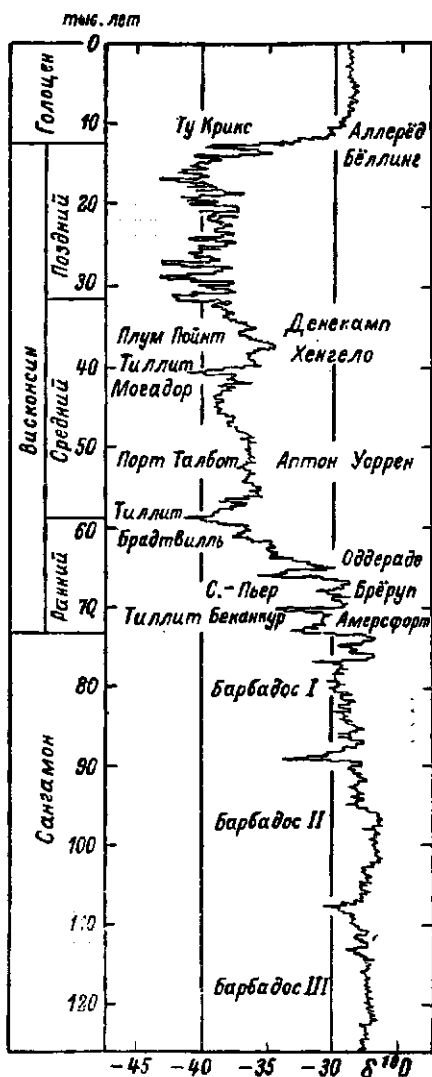


Рис. 67. Профиль изотопного отношения кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в колонке льда Кемп Сентури (по В. Дансгарду и соавторам)

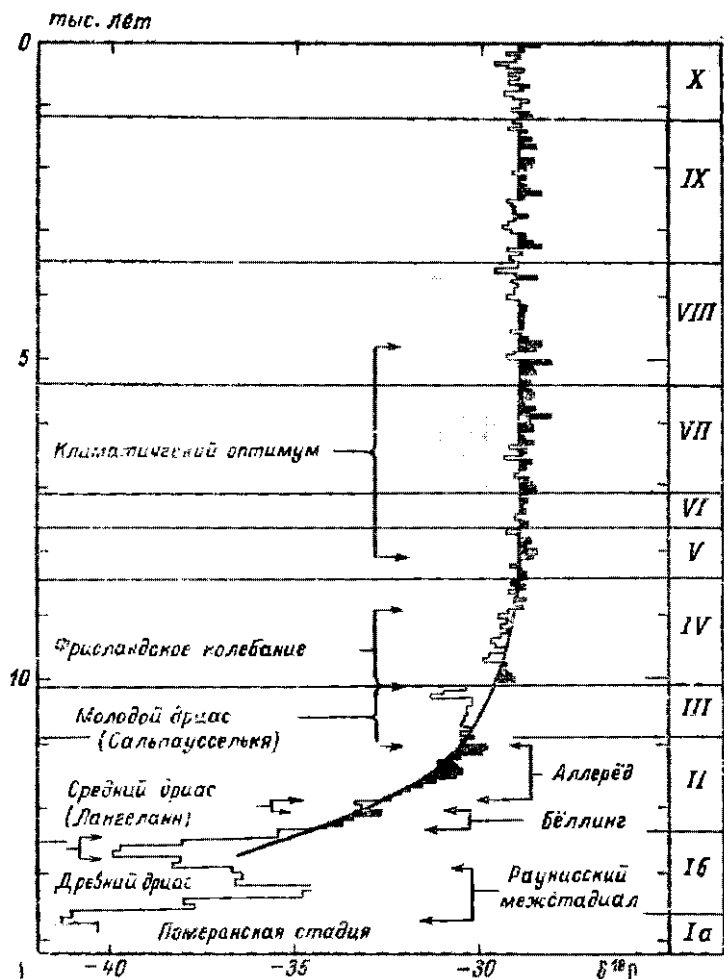


Рис. 66 Профиль изотопного отношения кислорода $\delta^{18}O$ в колонке льда Кемп-Сенчури за последние 14 тыс. лет

рис. 67, охватывающая последние 14 тыс. лет и характеризующая ход потепления климата в результате таяния Вюрмских ледниковых щитов Европы и Северной Америки (совершенно аналогичные кривые получены для колонок льда из 2164-метровой скважины 1968 г. на станции Бэрд и 507-метровой скважины 1970 г. на станции Восток в Антарктиде). Данные рис. 68 отлично согласуются со сведе-

ниями о морях неравномерно отступавших ледниковых щитов, повышении уровня Мирового океана, высоте снеговой линии в горах и длинах горных ледников, с палеоботаническими данными (в частности, о слоях в торфяниках) и многими другими разнообразными материалами. Они свидетельствуют о том, что очень холодный заключительный период Вюрмского оледенения ознаменовался резкими колебаниями ледниковых щитов — их наступанием во время Померанской стадии (16—14 тыс. лет тому назад) и отступанием в Раунисском межстадиале (13,7—13,2 тыс. лет назад); затем произошло похолодание Древний Дриас (13,2—12,4 тыс. лет назад), потепление Бёллинг (12,4—12,1 тыс. лет назад), похолодание Средний Дриас (12,1—11,9 тыс. лет назад), резкое потепление Аллерёд (11,9—11,1 тыс. лет назад) и последнее наступание уже заметно сократившегося Скандинавского ледникового щита во время крайне резкого похолодания Молодой Дриас (развившегося за столетие и продолжавшегося в течение 11,1—10,3 тыс. лет тому назад), оставившее после себя морены Сальпаусселькя в Финляндии. После этого началось стремительное таяние ледникового щита, завершившееся всего за 1000 лет, и потепление климата, продолжавшееся до максимума около 6 тыс. лет тому назад.

Под тяжестью Вюрмского ледникового щита Скандинавия довольно глубоко осела в верхнюю мантию Земли. Быстро освободившись от этой тяжести (что привело к появлению в этом районе отрицательных гравитационных аномалий), она стала подниматься. У прежнего центра оледенения в вершине Ботнического залива этот подъем за последние 9 тыс. лет составил 250 м, продолжается он и теперь со скоростью около 1 см/год (современные отрицательные гравитационные аномалии достигают здесь 50 мгал) и, по-видимому, составит в будущем еще около 200 м; аналогичные данные имеются и для района Гудзонова залива в Канаде. Сочетание подъема суши и подъема уровня Мирового океана создало специфические условия существования Балтийского моря, которое то теряло связь с Атлантическим океаном и опреснялось, то (трижды) восстанавливало эту связь и осолонялось. До Аллерёда здесь было пресное Балтийское ледниковое озеро; в эпоху Аллерёда в него проникли морские воды, образовав первое Иольдиевое море (названное по моллюску *иольдия*); в эпоху Сальпаусселькя оно снова превратилось в озеро; после этого (9,5 тыс. лет тому назад) образовалось второе Иоль-

дневое море; через тысячу лет из-за поднятия суши Датские проливы закрылись, и образовалось Анциловое озеро (названное по моллюску *анцилус*); около 7 тыс. лет тому назад из-за подъема уровня океана это озеро опять соединилось с Атлантикой, образовав Литориновое море (по моллюску *литорина*); к настоящему времени это море сократилось в размерах и несколько опреснилось.

По палеоботаническим данным С. Фирбас (1949) установил следующую последовательность последлениковых климатов в Западной Европе, показанную на рис. 68 римскими цифрами: *I—III* — холодный климат раннего, среднего и позднего *субарктического времени*; *IV* — более теплый и сухой *предбореальный период*; *V* — еще более сухой *бореальный период*; *VI, VII* — более влажный и наиболее теплый климат раннего и позднего *атлантического периода* (с наибольшими температурами во время *климатического оптимума*, когда было теплее, чем теперь, но, по-видимому, все же несколько холоднее, чем во времена предыдущих межледниковий; судя по палеофлоре Шпицбергепа, во время климатического оптимума в Арктике, вероятно, не было многолетних льдов); *VIII* — более сухой *суббореальный период* с начинающимся похолоданием климата; *IX, X* — более холодный и влажный климат раннего и позднего *субатлантического периода*, продолжавшегося приблизительно до IV в. н. э. После этого началось потепление, достигшее максимума в «эпоху викингов» (*VIII—XI* вв.), когда малая ледовитость морей к востоку, югу и западу от Гренландии позволяла викингам совершать по этим морям дальние путешествия.

Около 870 г. викинги заселили Исландию. В 875 г. исландский викинг Гунбьерн обнаружил Гренландию, а в 982 г. Эрик Рыжий обследовал ее южные побережья и присвоил ей нынешнее наименование, означающее «Зеленая страна»; исландские колонии в Гренландии просуществовали до XV в. В 880 г. конунг Оттар обогнул северную точку Европы — мыс Нордкап и достиг Белого моря. Около 900 г. викинги достигли Нью-Фаундленда, а затем и близлежащих берегов Северной Америки, где были основаны поселения Винланд, Маркланд и Хеллуланд. В 1050—1060 гг. король Норвегии Харальд Хардруд ходил морем на север и встретил толкий паковый лед, толщиной до 2,5—3 м, лишь очень далеко на севере и северо-востоке от последних встреченных им островов.

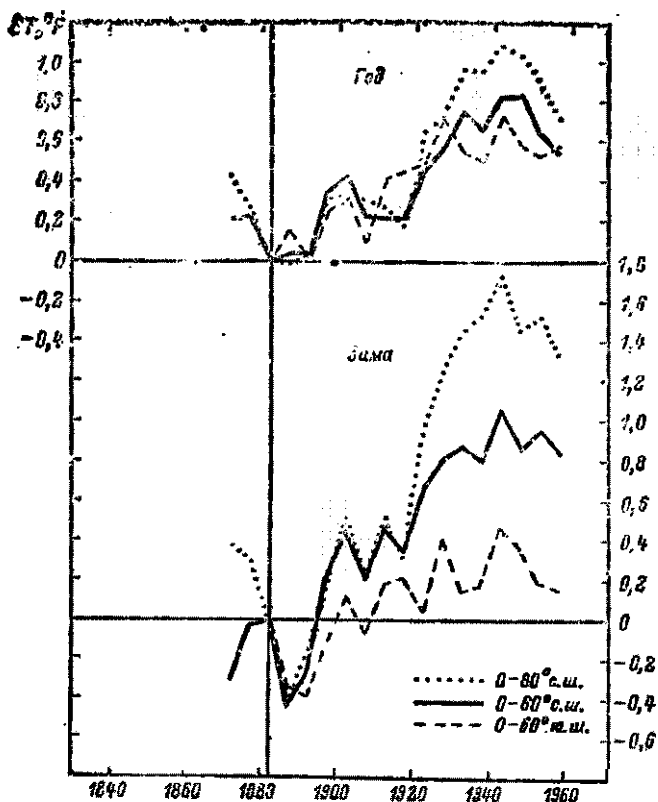


рис. 69. Отклонения средних годовых значений температуры воздуха (в градусах Фаренгейта) в некоторых широтных зонах от их значений 1880—1884 гг. (по Дж. Митчеллу (1961))

Затем похолодало, и в период приблизительно с 1430 по 1850 г. царил холодный климат с максимумами холода в XV и XVII вв.; это время называют «малым ледниковым периодом» (иногда же этот термин относят только к XVII—XIX вв.). Дж. Бьеркнес (1965) установил, что в это время температура поверхности воды в Атлантике в Саргассовом море была выше, а в районе Исландии ниже, чем сегодня; вследствие этого теплоотдача океана атмосфере в пассатной зоне была слабее, что приводило к ослаблению атмосферной циркуляции в умеренных широтах. Из-за этого температуры воды в Саргассовом море еще более повышались,

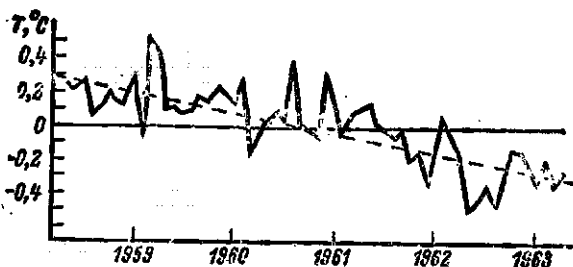


Рис. 70. Средние месячные значения температуры воздуха средней по массе атмосферы в северном полушарии с мая 1958 г. по апрель 1963 (по В. Старру и А. Оорту (1973))

а в районе Исландии понижались; этот процесс мог бы привести к развитию нового ледникового периода, если бы не противоположное действие усиливающегося переноса тепла к северу течениями в северной половине Атлантического океана. Положительная обратная связь между ослаблением теплоотдачи океана атмосфере и ослаблением атмосферной циркуляции в этом районе является примером механизмов, способных создавать колебания климата с периодами порядка нескольких сот лет.

После завершения «малого ледникового периода» климат потеплел. Особенно заметным это потепление было в первой половине XX столетия, т. е. буквально у нас на глазах; см. на рис. 69 построенные Дж. Митчеллом (1961) графики изменений температуры воздуха в 1870–1960 гг. показывающие, что в северном полушарии (и особенно в его полярном районе) потепление было более интенсивным, чем в южном, причем особенно сильно потеплели зимы. На построенной Дж. Митчеллом глобальной карте этого потепления видна существенная разница в поведении океанов и континентов: потепление охватило в основном океаны, особенно Арктику, тогда как на континентах, наоборот, чуть похолодало. Ледовитость Баренцева моря за первую половину XX в. уменьшилась на 20%, границы распространения айсбергов в Южном океане сместились на 1700 км к Антарктиде; уровень Мирового океана за это время, по-видимому, поднялся приблизительно на 6 см. Окончание этого потепления иллюстрируется приведенным на рис. 70 графиком В. Старра и А. Оорта (1973), показывающим, что средняя по всей массе атмосферы температура воздуха в северном полушарии за пятилетие 1958–1962 гг. упала приблизительно на $0,5^{\circ}\text{C}$.