

Глава 6. ПРИРОДА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗЕМЛИ

6.1. Возможные причины тектонической активности Земли

Общие тектонические гипотезы развития Земли всегда играли важную роль в формировании естественнонаучного мировоззрения геологов. Это и понятно, поскольку роль теории как системы руководящих идей и принципов в геологии, как и в любой другой науке естествознания, прежде всего, состоит в том, что она позволяет правильно понимать сущность наблюдаемых природных явлений. Кроме того, отвечает на вопросы “почему” и “как” и, следовательно, позволяет нам выявлять причинно-следственные связи, управляющие ходом развития геологических явлений и скрытых за ними процессов.

По-видимому, первой и для своего времени научно обоснованной тектонической гипотезой, носившей явно концептуальный характер и позволявшей искать причинно-следственные связи в геологических явлениях, была знаменитая контракционная гипотеза Эли де Бомона, предложенная еще в 30-х годах XIX в. К сожалению, эта стройная гипотеза не удовлетворила требованиям современной физики и не смогла объяснить многие закономерности геологического развития Земли, обнаруженные уже в XX в. Тем не менее кажущаяся “очевидность” и внутренняя красота контракционной гипотезы буквально завороживали геологов, и благодаря этому она господствовала в науках о Земле около 100 лет, дожив до 30-х годов XX в.

Современная тектоническая теория, на этот раз строго научно обоснованная и увязанная практически со всеми геологическими данными, – тектоника литосферных плит, как уже отмечалось в гл. 1, была сформулирована только в 60-х годах XX в. Природа же глобальных процессов, управляющих тектонической активностью Земли, стала проясняться еще позже – лишь в середине 70-х годов (Геодинамика, 1979). К настоящему времени эти процессы во многом уже рассмотрены теоретически, хотя и не всегда столь глубоко изучены, как этого бы хотелось. Полученное при этом неплохое соответствие теоретических выводов геологическим данным, а также отсутствие явных противоречий и широкая проверка теории на ее соответствие современной физике позволяют нам надеяться, что уже настало время, когда можно говорить о появлении в геологии современной и строго научной теории развития Земли.

Тем не менее не следует забывать, что после краха контракционной концепции ей на смену появилась масса других чисто описательных тектонических гипотез, имеющих лишь историческую ценность. Однако некоторые из них, несмотря на явные противоречия геологическим данным и законам физики, оказались на редкость живучими у части геологов и даже стали противопоставляться теории тектоники литосферных плит. Особенно это касается гипотез расширяющейся, пульсирующей и гидридной Земли.

Критике этих гипотез посвящено много работ (Сорохтин, 1985; Сорохтин, Ушаков, 1991), поэтому, не останавливаясь подробно на их разборе, отметим лишь основные недостатки, а часто и просто несуразности таких гипотез. Так, в любых вариантах гипотез такого рода обычно не описываются и тем более количественно не рассчитываются физически приемлемые механизмы, способные обеспечить изменения объема Земли в предполагаемых масштабах. Большинство же из предлагавшихся механизмов явно противоречат законам современной физики или экспериментальным данным о поведении вещества в условиях высоких давлений и температур (например, гипотеза гидридной Земли) и поэтому сегодня не могут восприниматься как серьезные гипотезы. В частности, во многих вариантах гипотезы расширяющейся Земли, использующих предположение об изменениях значения гравитационной постоянной или самовозрастания массы небесных тел (за счет якобы “рождения массы из вакуума”), не учитывается, что эти же факторы должны были бы действовать не только на Землю, но и на Солнце. Однако любые заметные изменения определяющих параметров Солнца неизбежно приводили бы к

катастрофическим для него и Земли последствиям вплоть до взрыва Солнца и возникновения на его месте черной дыры.

Иногда для объяснения тектонической активности Земли привлекают чисто экзогенные воздействия, например вращение Солнечной системы вокруг центра тяжести Галактики или неравномерность собственного вращения Земли. Если говорить о первом из этих механизмов, то необходимо учитывать, что Земля, как и другие космические тела, движутся в пространстве только по эквипотенциальной поверхности гравитационного поля. При этом деформационные воздействия такого поля на Землю могут возникать только в случае существования заметных градиентов силы тяжести возмущающего поля, вызывающего приливные силы.

Воздействие приливных сил на Землю рассматривалось в гл. 3 и 4, где было показано, что в современную эпоху их влияние со стороны Луны (наибольшего “возмутителя спокойствия”) ничтожно мало – не превышает 1%. Тем не менее градиент ускорения силы тяжести лунных приливов $1,7 \cdot 10^{-13} \text{ с}^{-2}$ существенно выше солнечного градиента $7,87 \cdot 10^{-14}$ и на много порядков превышает градиенты, создаваемые галактическим полем тяготения $1,5 \cdot 10^{-30} \text{ с}^{-2}$. Следовательно, градиент силы тяжести лунных приливов приблизительно в 10^{17} раз больше градиента, создаваемого галактическим гравитационным полем, поэтому ни о каких влияниях “галактического года” на тектонику Земли и говорить не приходится.

То же самое можно сказать и о влиянии неравномерности собственного вращения Земли на ее тектоническую активность. Общая энергия вращения современной Земли, как известно, приблизительно равна $2,1 \cdot 10^{36}$ эрг. Как было показано в разделе 5.3, начиная с позднего архея плавное замедление вращения Земли практически не влияло на тектоническую активность нашей планеты. Что же касается неравномерностей ее вращения, вызываемые как самими тектоническими движениями, так и колебаниями солнечно-земных связей, то мощность таких энергетических воздействий не превышает $1,6 \cdot 10^{17}$ эрг/с. Это почти на 3,5 порядка меньше суммарной мощности эндогенных источников энергии, питающих собой тектоническую активность Земли.

Аналогичному критическому разбору можно было бы подвергнуть и некоторые другие умозрительные гипотезы, например гипотезу океанизации (базификации) континентальной коры, явно нарушающую закон Архимеда, но, по-видимому, это уже можно и не делать, поскольку за последние годы такие гипотезы и сами успели переместиться из сферы науки на полку истории.

Таким образом, кроме лунных приливов, всеми остальными факторами экзогенного воздействия на тектоническую активность Земли можно пренебрегать. Лунные же приливы, как показано в гл. 3 и разделах 5.3 и 5.5, вносили заметный вклад в общий разогрев Земли только в катархее (т.е. еще на догеологическом этапе ее истории) и в раннем архее, послужив тем самым как бы спусковым механизмом, запустившим тектоническое развитие Земли. В остальное же время вклад лунных приливов в тектонику нашей планеты оставался достаточно скромным. Следовательно, тектоническая активность Земли начиная со времени 3,8 млрд лет назад, практически всегда питалась только эндогенной энергией.

Отмечая малое влияние внешних факторов на тектоническую активность нашей планеты, одновременно нельзя забывать о большом, а часто и определяющем воздействии на общегеологическое развитие Земли солнечного излучения, т.е. чисто экзогенного фактора. Это и понятно, поскольку суммарный поток солнечной энергии на земную поверхность (около $1,75 \cdot 10^{24}$ эрг/с) приблизительно в 4000 раз превосходит величину глубинного теплового потока самой Земли ($4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с). Верхние же геосферы Земли – ее атмосфера, гидросфера, земная кора и даже литосфера находятся в постоянном массообмене друг с другом. При этом не следует забывать, что эти внешние геосферы сформировались на Земле только благодаря действию эндогенных процессов дегазации и

дифференциации земных недр. Однако существование на Земле жидкой фазы воды, комфортных климатических условий, высокоорганизованной жизни, развитие процессов выветривания горных пород, седиментогенеза, образования эвапоритов, горючих и других экзогенных полезных ископаемых связаны исключительно с солнечным излучением.

Как уже отмечалось во введении, эволюция Земли и ее тектоническая активность должны управляться наиболее мощными эндогенными процессами, в максимальной степени снижающими ее потенциальную (внутреннюю) энергию. К таким процессам относятся только химико-плотностная дифференциация земного вещества, распад радиоактивных элементов и лунные приливы. При этом лунные приливы вносили свой заметный вклад только на самых начальных этапах развития Земли. На геологическом же этапе ее развития, т.е. начиная приблизительно с 4,0–3,8 млрд лет назад, таким процессом стала химико-плотностная (гравитационная) дифференциация земного вещества, приведшая к расслоению Земли на плотное окисно-железное ядро и остаточную силикатную мантию.

Этот процесс сопровождается возникновением в мантии крупномасштабных конвективных движений, охватывающих всю мантию (верхнюю и нижнюю) с образованием конвективных ячеек, размеры которых соизмеримы с размерами самой мантии. Этим объясняется как сам факт дрейфа континентов, так и существование крупных литосферных плит, поперечные размеры которых часто достигают многих тысяч километров. В результате перемещения литосферных плит возникает комплекс геологических процессов и явлений, с которыми мы обычно связываем понятие тектонической активности Земли (например, землетрясения, вулканическая деятельность, горообразование и др.). Наглядной мерой тектонической активности Земли может выступать средняя скорость относительных перемещений литосферных плит (современное значение этой скорости близко к 4,5–5 см/год). Однако если учесть, что энергия любых динамических (тектонических) процессов в недрах Земли в конце концов переходит в тепло, то наиболее естественной мерой тектонической активности Земли все-таки является идущий из мантии глубинный тепловой поток, суммарное значение которого сегодня достигает значений $3,39 \cdot 10^{20}$ эрг/с (см. рис. 5.15).

В гл. 5 было показано, что наиболее мощным эндогенным процессом, управляющим тектонической активностью Земли, является процесс химико-плотностной дифференциации Земли, приводящий к выделению в ее глубинных недрах земного ядра и генерирующий в мантии конвективные движения вещества. По-видимому, впервые важную роль процесса образования земного ядра в тектонической активности Земли подчеркнул С. Ранкорн (Runcorn, 1962, 1965). Позднее этот вопрос рассматривался в работах О.Г. Сорохтина (1972, 1974), А.С. Мониной (1977, 1999), А.С. Мониной, О.Г. Сорохтина (1981, 1982), О.Г. Сорохтина, С.А. Ушакова (1991, 1993) и др.

В настоящее время есть много доказательств того, что тектонические процессы в литосферной оболочке Земли непосредственно связаны с конвективными движениями вещества в глубинах мантии. Главными из них можно считать дрейф континентов; молодость дна океанов; наличие глобальной системы рифтовых зон, в которых на поверхность поднимается мантийное вещество и образуется молодая океаническая кора; существование глобальных поясов сжатия, под которыми океаническая кора погружается в мантию. Имеется ряд других фактов, подтверждающих этот вывод, часть из которых будет рассматриваться подробнее в последующих разделах этой монографии.

Рассматривая природу мантийной конвекции, следует учитывать ведущую роль в ее возникновении процесса химико-плотностной дифференциации земного вещества. Однако при этом не следует забывать и о вкладе тепловой составляющей конвекции. Этот вклад определяется как разогревом вещества благодаря диссипации энергии конвективных течений в вязком веществе мантии, так и дополнительным разогревом мантийного вещества благодаря распаду радиоактивных элементов и воздействию

приливных возмущений. Судя по энергетическим оценкам, приведенным в гл. 5, вклад радиогенного тепла в энергетику конвективного массооборота мантийного вещества в настоящее время не превышает 10%, а вклад приливных деформаций в разогрев этого вещества сейчас менее 1%. Главная же часть эндогенной энергии, питающей тектоническую активность Земли (почти 90%), черпается из процесса дифференциации земного вещества. Учитывая приведенные оценки, природу тектонической (или, точнее, тектономагматической) активности Земли следует связывать не просто с гравитационной, а с гравитационно-тепловой конвекцией. В дальнейшем, как синоним этого понятия, мы будем широко использовать термин “химико-плотностная конвекция”, понимая под ним, что плотностные неоднородности в мантии возникают не только за счет изменений химического состава вещества, но и благодаря ее температурным неоднородностям.

6.2. Возможные механизмы движения литосферных плит

Рассмотрим теперь движущие силы, возникающие в самой литосферной оболочке. Если не считать боковых давлений, действующих со стороны смежных литосферных плит, то обычно выделяют две основные причины, способные вызвать перемещения плит относительно друг друга и по отношению к мантии. Первая из них – это соскальзывание океанических плит со склонов астеносферных линз, расположенных под срединно-океаническими хребтами (рис. 6.1). Вторая причина связана с погружением холодных и поэтому более тяжелых океанических плит в горячую мантию по зонам субдукции. При этом опускающийся в мантию край литосферы как бы тянет за собой и основную часть еще остающуюся “на плаву”, т.е. на земной поверхности плиты (см. рис. 6.3).

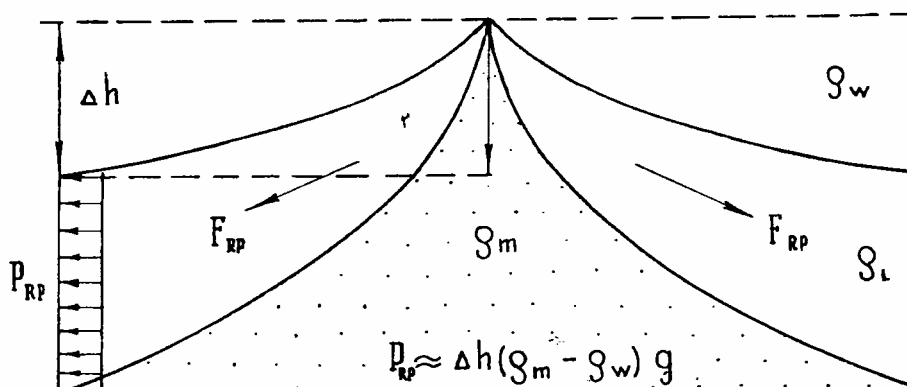


Рис. 6.1. Механизм соскальзывания океанических литосферных плит с областей подъема горячей мантии под срединно-океаническими хребтами

Соскальзывающая с астеносферного поднятия литосферная плита приводит к сжатию ее периферийных участков. Давление сжатия, создаваемое океанической плитой за счет ее соскальзывания с астеносферной линзы под срединно-океаническим хребтом при отсутствии трения на подошве плиты, можно оценить по условию гидростатического равновесия, учитывая, что на торец такой плиты давит “тяжесть” вышележащих ее участков. В этом случае давление сжатия, действующее на основание плиты, характеризующейся возрастом около 100 млн лет, достигает приблизительно 800 кг/см^2 , т.е. приближается к пределу долговременной прочности пород на скол – порядка 1 т/см^2 . По-видимому, именно такими избыточными давлениями следует объяснять несколько повышенную сейсмичность пассивных окраин океанов и континентов Атлантического типа. Особенно это явление должно проявляться в Северной Атлантике, поскольку в этом регионе под напором расположенного здесь восходящего мантийного потока океанические литосферные плиты оказались приподнятыми относительно их среднего

уровня на 2–2,5 км, а в районе Исландии океаническое дно поднимается даже выше уровня океана. Это создает дополнительное давление еще приблизительно на 200–400 кг/см², и таким образом суммарное давление на флангах срединно-океанического хребта в Северной Атлантике уже может превышать долговременную прочность пород литосферы. По-видимому, такой природой обладали известные Лиссабонские землетрясения 1531 и 1755 гг. в Португалии, а также некоторые землетрясения на восточном побережье США и в Северной Европе.

Силы затягивания океанических литосферных плит в мантию могут быть существенно бóльшими. Но для их расчета необходимо учитывать существование в мантии фазовых переходов в минеральных ассоциациях ее вещества (рис. 6.2). Сами перестройки таких ассоциаций в мантии возникают под влиянием высоких давлений и температур. Это происходит с увеличением давления благодаря перестройкам кристаллических структур минералов во все более плотные их модификации. Такие перестройки кристаллических структур минеральных ассоциаций мантии могут происходить с выделением или поглощением тепла. В первом случае переход является экзотермическим и положение его границы в плоскости давление – температура характеризуется положительным градиентом (фазовые переходы I, II, IV и V). Во втором случае переход является эндотермическим и характеризуется отрицательным градиентом давления (фазовые переходы III и VI).

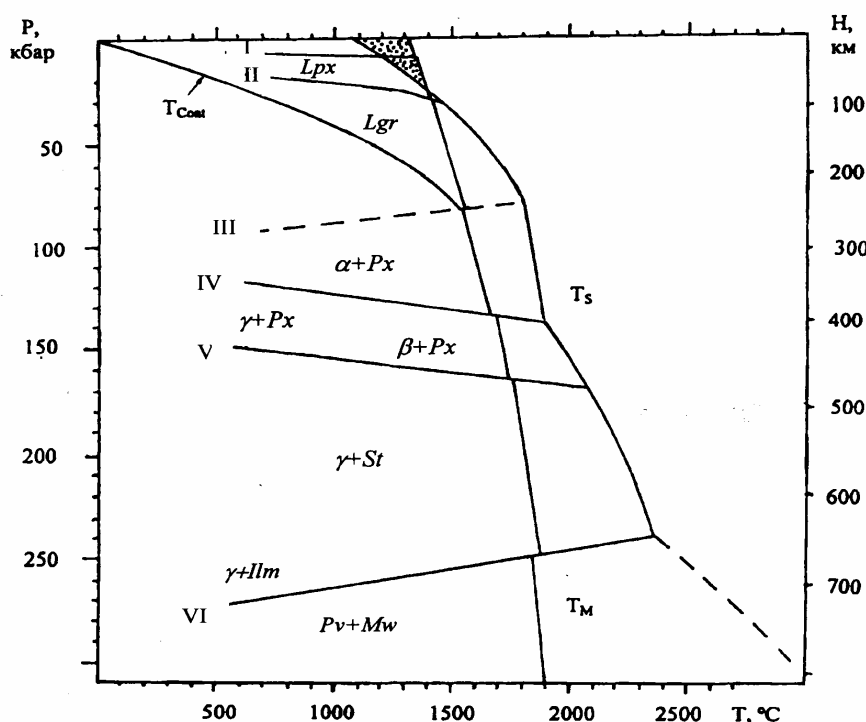


Рис. 6.2. Распределение температуры в мантии и фазовые переходы в мантийном веществе: T_s – температура солидуса мантийного вещества (с использованием данных Green, Ringwood, 1967 и Takahashi, 1986); T_m – адиабатическая температура конвектирующей мантии (Сорохтин, 2001); T_{cont} – континентальная геотерма под архейскими кратонами (Сорохтин и др., 1996); крапом показана область существования ювенильных расплавов в мантии. Экзотермические фазовые переходы: I – переход от плагиоклазовых к пироксеновым зерцолитам (Lpx); II – переход от пироксеновых к гранатовым зерцолитам (Lgr); IV – переход оливинов (α) к структурам шпинели (γ и β); V – переход кремнезема в структуру стишовита (St) и пироксенов в структуру ильменита (Ilm). Эндотермические переходы: III – предполагаемый переход от жесткого поликристаллического вещества к его пластичному состоянию (см. гл. 2); VI – переход пироксенов в структуру перовскита (Pv) и магнезиовюстита (Mw). Фазовые переходы I и II построены по данным Грина и Рингвуда (1967), обобщенные переходы IV, V и VI – по данным Кускова и Фабричной (1990)

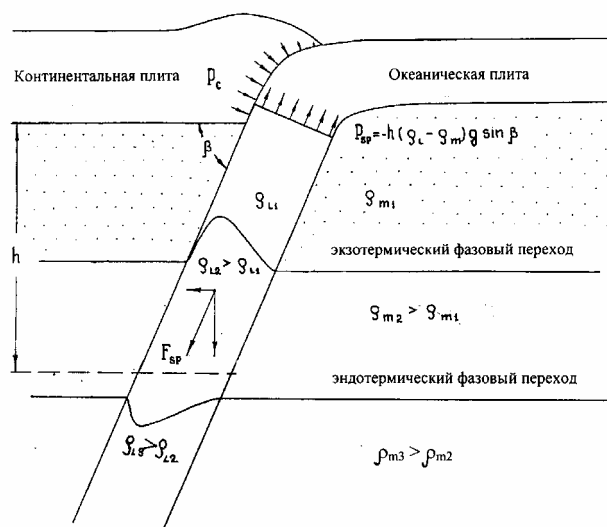


Рис. 6.3. Затягивание океанической литосферы в мантию по зонам субдукции

Если океаническая литосфера по зоне субдукции погрузилась в мантию на некоторую глубину h (рис. 6.3), то за счет большей плотности ее холодных пород по сравнению с плотностью горячего вещества мантии возникает отрицательная Архимедова сила. При отсутствии трения эта затягивающая сила создает в приповерхностном сечении литосферы напряжение растяжения. Например, если погружающаяся плита опустилась до глубины 400 км, то напряжение растяжения в океанической литосфере перед глубоководным желобом в зависимости от значения угла погружения может достигать 2–3 кбар (т/см^2). При этом надо учитывать, что погружение холодной океанической литосферы на уровень экзотермического фазового перехода в горячей мантии приводит к увеличению ее плотности над этой границей и тем самым к усилению эффекта затягивания плиты в мантию. Так, при достижении IV фазовой границы на глубине 400 км, отвечающей переходу оливина под влиянием высоких давлений из ромбической сингонии (α -фазы) в шпинелевую модификацию (β -фазу), плотность этого минерала увеличивается приблизительно на 8%. Температура опускающейся плиты на глубине рассматриваемого фазового перехода (около 400 км) еще приблизительно на 500 °С ниже температуры окружающей ее горячей мантии. Поэтому рассматриваемый полиморфный переход в ее веществе и соответствующее ему “утяжеление” плиты произойдет на несколько меньшей глубине – около 380 км (см. рис. 6.2). Следовательно, на этих глубинах возникнет дополнительное давление около 0,2 кбар, еще более усиливающее затягивание литосферной плиты в мантию. Аналогичная картина будет наблюдаться и при пересечении опускающейся плитой фазовой границы V на глубине около 470 км – давление увеличится еще приблизительно на столько же. В противоположность этому при пересечении плитой эндотермической границы на глубине 670 км ее давление снизится примерно на 0,2 кбар. Однако на этом уровне общее избыточное давление погружающейся плиты приблизительно равно 5–6 кбар. Поэтому эндотермическая граница фазового перехода на глубине 670 км хоть и ослабляет затягивающую силу тяжести океанической литосферной плиты, но вовсе не препятствует ее погружению в глубины нижней мантии.

Аналогично этому экзотермические фазовые переходы в мантийном веществе будут только способствовать подъему более горячих восходящих потоков в мантии. Так, выполненные оценки показывают, что температура восходящего потока приблизительно на 30 °С выше средней температуры окружающей мантии. В этом случае, например,

граница перехода оливина из α -фазы в β -фазу (IV граница на рис. 6.2) опустится в этом потоке приблизительно на 3 км, а в самом потоке возникнет дополнительная подъемная сила с избыточным давлением около 0,05 кбар. Граница же эндотермического фазового перехода на глубине 670 км (граница VI на рис. 6.2), наоборот, поднимется приблизительно на такую же высоту и приведет к некоторому торможению восходящего потока. Учитывая, что вязкость вещества в горячем восходящем потоке существенно ниже, чем в опускающейся и более холодной литосфере, то можно ожидать под этой границей некоторого растекания мантийного вещества с его накоплением под ней. Однако, поскольку восходящие потоки в мантии формируются все-таки на поверхности земного ядра, т.е. на глубинах около 3000 км, их подъемная сила порядка 0,5–1,0 кбар намного превышает “запирающее” воздействие эндотермической границы на глубине 670 км. Поэтому глобальная конвекция остается единой для верхней и нижней мантии, хотя “запирающее” воздействие такой границы может несколько осложнять конвекцию и приводить к пульсирующему режиму ее функционирования.

Приведенные оценки сил затягивания океанических плит в мантию позволили Д. Форсайту и С. Уеде (Forsyth, Uyeda, 1975) высказать предположение, что наблюдаемые скорости движения литосферных плит зависят от длины опоясывающих их зон субдукции. Действительно, “быстрыми” плитами оказались чисто океанические плиты с относительно малой толщиной (от 60 до 80 км) и сравнительно протяженными зонами субдукции. Но по этой же классификации в разряд “медленных” плит попадают почти все континентальные плиты, характеризующиеся большой мощностью (до 250 км), и скрепленные с ними океанические плиты. При этом выяснилась интересная закономерность: чем больше площадь континентальной плиты, тем скорость ее дрейфа оказывалась меньшей. По-видимому, это говорит о том, что мощные континентальные плиты, подобно сидящим на мели айсбергам, своими корнями погружаются в мезосферу мантии, а горизонтальные составляющие мантийных течений под такими плитами либо малы, либо их влияние на большой площади крупных континентов взаимно уравновешиваются.

По сути это все та же тепловая конвекция, движущим началом в которой является не разогрев снизу более холодного вещества, а, наоборот, охлаждение сверху более горячего вещества. Таким образом, мы видим, что гравитационная неустойчивость океанических литосферных плит сама может породить их движение и создать конвекцию в мантии. В этой связи следует вспомнить наблюдения за движениями охлажденных лавовых корок по поверхности расплавленного лавового озера вулкана Килауэ на Гавайях, проведенные более 110 лет назад преподобным О. Фишером, о которых упоминалось в разделе 1.1. Там он наблюдал, как эти охлажденные и более тяжелые корки (по сравнению с плотностью горячей магмы), подобно микролитосферным плитам, соскальзывают с поверхности огненно-жидкой лавы, образуя, с одной стороны, структуры похожие на срединно-океанические хребты, а с другой – подобие зон субдукции, в которых холодные корки вновь погружаются в раскаленную магму и полностью переплавляются в ней. Тогда, исходя из этих наблюдений, О. Фишер сделал далеко идущие обобщения о природе тектонической активности Земли. Приблизительно через 80 лет на том же вулкане эти хорошо забытые наблюдения повторил и В. Даффельд (1972), сравнив движения лавовых корок с уже открытыми к тому времени перемещениями литосферных плит.

В реальных условиях, однако, как давление сжатия океанической литосферы в месте ее контакта с пассивной окраиной континента, так и напряжение растяжения литосферы перед зоной поддвига плит могут существенно отличаться от простых оценок. Связано это с взаимодействием движущихся плит с другими плитами и с мантийным веществом. Поскольку в этой модели движения плит они перемещаются по отношению к неподвижной мантии, то обязательно должны возникать силы вязкого трения с мантийным веществом и противодействующие их перемещениям касательные

напряжения торможения. Свой тормозящий вклад вносит также трение плит в зонах субдукции и активных частях трансформных разломов. В результате движение плит оказывается значительно заторможенным, а соответствующие силы затягивания плит в мантию – существенно ослабленными. Поскольку величина сил вязкого торможения возрастает с увеличением скорости перемещения плит, их движение происходит приблизительно с постоянными скоростями – порядка нескольких сантиметров в год. В стационарном случае сумма движущих сил полностью уравнивается суммой тормозящих сил.

Рассмотрим теперь природу мантийной конвекции в более широком аспекте и попытаемся ответить на вопрос: достаточно ли для ее возбуждения описанных механизмов “самодвижения” океанических литосферных плит? Надо учесть при этом, что рассмотренный механизм перемещения литосферных плит мог действовать только начиная с 2,6 млрд лет назад, поскольку в архее, как и на Венере сейчас, скорее всего зон субдукции вообще не существовало, а их функцию выполняли зоны скупивания и надвигания базальтовых пластин на края континентальных щитов (см. раздел 6.8).

В настоящее время ежегодно по зонам субдукции в мантию погружается приблизительно $7,6 \cdot 10^{17}$ г/год, или около $230 \text{ км}^3/\text{год}$ охлажденных пород океанических литосферных плит. Анализ теплотерь Земли (см. раздел 5.4) свидетельствует, что основные потери эндогенного тепла происходят и всегда происходили через океаническую кору в процессе формирования океанических плит. Ниже, в разделе 6.5, будет показано, что тектоническое развитие Земли по законам тектоники литосферных плит началось только в раннем протерозое после выделения земного ядра около 2,6 млрд лет назад (в архее, как уже отмечалось, механизм “самодвижения” литосферных плит вообще не могло). Всего за это время таким путем было потеряно около $5,32 \cdot 10^{37}$ эрг тепловой энергии (см. раздел 5.5). В настоящее же время через океаническое дно теряется около $3,09 \cdot 10^{20}$ эрг/с (см. раздел 5.4), или приблизительно $9,75 \cdot 10^{27}$ эрг/год тепловой энергии. Но поскольку океанические литосферные плиты образуются за счет кристаллизации и охлаждения мантийного вещества, а их средняя температура при этом меняется мало, то в первом приближении можно принять, что приведенные здесь теплотери оказываются пропорциональными массам образовавшихся и погружившихся в мантию литосферных плит. Учитывая, что средняя плотность океанических литосферных плит приблизительно равна $3,3 \text{ г/см}^3$, можно оценить, что за последние 2,6 млрд лет в мантию погрузилось около $1,25 \cdot 10^{12} \text{ км}^3$, или $4,13 \cdot 10^{27}$ г литосферных плит. Масса современной конвектирующей мантии (без континентальной коры) приблизительно равна $4 \cdot 10^{27}$ г. Следовательно, за время действия механизма тектоники литосферных плит, т.е. за последние 2,6 млрд лет, в мантию Земли погрузилось литосферных плит несколько больше, чем масса самой мантии. Отсюда видно, что за это же время все вещество мантии по крайней мере один раз успело полностью “прокрутиться” в конвективном цикле (в следующем разделе мы покажем, что после архея существовало шесть таких конвективных циклов).

Из приведенных оценок видно, что рассмотренные механизмы “самодвижения” литосферных плит действительно могли бы создать крупномасштабную конвекцию с заметным массообменом в мантии. Однако по сути рассмотренная конвекция является типично тепловой с тем лишь отличием от классического случая, что в ней ведущую роль играет не подъем разогретого мантийного вещества в земных недрах, а, наоборот, погружение охлажденного на поверхности пограничного слоя мантии, т.е. океанических литосферных плит.

Для длительного функционирования описанной здесь конвекции, как и любой тепловой конвекции, к веществу мантии необходимо подводить энергию не меньшую, чем связанные с ней теплотери. При этом интенсивность конвективного массообмена в мантии, а в нашем случае и средние скорости движения океанических плит (т.е. средняя

интенсивность тектонической активности Земли), по-видимому, будет полностью контролироваться скоростью генерации в мантии энергии. Связано это с сильной экспоненциальной зависимостью вязкости мантийного вещества от температуры, а следовательно, и от подвода к нему тепловой энергии: при снижении скорости генерации тепла в мантии ее вязкость будет повышаться и соответственно возрастут силы вязкого трения, препятствующие движению плит по рассмотренным здесь механизмам. И наоборот, при поступлении дополнительной энергии вязкость мантии и силы трения уменьшаются, а скорость “самодвижения” плит возрастает.

Поэтому тектоническая активность Земли в рамках рассмотренной здесь модели движения плит строго определяется генерацией тепловой энергии в глубинах мантии (без учета радиоактивной энергии, выделяющейся в континентальной коре), т.е. фактически описывается тепловым потоком через океаническое дно. Основной вклад в глубинный тепловой поток вносит главный энергетический процесс на Земле – процесс химико-плотностной дифференциации земного вещества на плотное окисно-железное ядро и остаточную силикатную мантию. Следовательно, и тепловая конвекция в мантии должна в основном определяться этим же процессом.

6.3. Природа крупномасштабной мантийной конвекции

Рассмотрим теперь физические механизмы, способные возбудить конвективные движения мантийного вещества. Большинство геофизиков, особенно на западе, традиционно предпочитают рассматривать только тепловую конвекцию в классической постановке, считая, что питается она энергией распада радиоактивных элементов или постепенным остыванием Земли. Среди ранних исследований еще раз следует упомянуть работу О. Фишера (1889), считавшего, что конвекция подкорового вещества вызывается общим остыванием Земли, и работу А. Холмса (1929), обратившего внимание на то, что вызывающую дрейф континентов тепловую конвекцию может порождать распад радиоактивных элементов.

Строгое решение задачи о нахождении поля скоростей конвективных движений вещества в мантии Земли может быть получено только путем совместного решения уравнения Навье–Стокса для сжимаемой жидкости с уравнениями неразрывности и состояния вещества при граничных и начальных условиях, соответствующих состоянию и строению реальной мантии Земли с учетом существующих фазовых переходов в мантийном веществе и развивающихся в мантии энергетических процессов. Однако выполнить все эти требования чрезвычайно сложно, к тому же вначале не все закономерности строения и развития Земли еще были известны с достаточной точностью. Поэтому в предпринимавшихся ранее попытках исследования процесса тепловой конвекции, начиная с фундаментальной работы С. Чандрасекара (1961) и других исследователей, это не всегда учитывалось, и находились решения задачи, может быть и корректные с точки зрения математики, но для очень грубых моделей Земли, например для моделей, в которых вязкость мантии принималась либо постоянной, либо монотонной функцией радиуса или считалось, что мантия “подогревается” снизу ядром Земли. В результате получались громоздкие решения, лишь схематически отображающие природу реальных явлений.

Применительно к механизмам тектоники литосферных плит тепловая конвекция в мантии исследовалась Ф. Рихтером (1973, 1977), Д. Маккензи, Ф. Рихтером (1976), Д. Таркотом, Дж. Шубертом (1985) и др. У нас в России наиболее обстоятельно с использованием более реальных распределений физических параметров мантии тепловая конвекция в земной мантии исследовалась В.П. Трубицыным и В.В. Рыковым (1994–2000).

Напомним, что для определения условий возникновения тепловой конвекции в мантии обычно используется критерий (число) Рэлея. Для сферического слоя критическое

значение числа Рэлея равно примерно 2000. По современным представлениям, значение эффективной вязкости мантии Земли находится в пределах от 10^{23} до 10^{24} пуаз (Ranelli, Fisher, 1894), поэтому для возникновения в ней сквозной тепловой конвекции достаточно сверхадиабатического перепада температуры всего в 1–10 °С. При этом, правда, возникает исключительно вялая конвекция, но ведь реальные значения сверхадиабатических перепадов температуры вполне могут достигать и нескольких десятков градусов.

Отсюда видно, что в мантии Земли действительно может возбуждаться тепловая конвекция в ее классическом понимании, т.е. за счет подогрева мантийного вещества снизу или в объеме самой мантии. Были бы в ней достаточные источники тепла. Радиоактивных элементов для этого слишком мало. Единственным достаточным источником энергии является процесс химико-плотностной дифференциации мантийного вещества. Однако этот процесс помимо простой генерации тепла в мантии приводит еще и к возникновению в ее теле плотностных неоднородностей, существенно превышающих эффекты теплового расширения вещества при его нагревании. Поэтому для приближения к реальным условиям необходимо рассматривать не просто тепловую или чисто химико-плотностную конвекцию в мантии, а их комбинацию в виде химико-тепловой плотностной конвекции.

Химико-плотностная конвекция на качественном уровне рассматривалась Е.В. Артюшковым (1968, 1970), приближенно – О.Г. Сорохтиным (1974) и более строго на уровне численного моделирования – А.С. Мониным и его коллегами (1980, 1987), а также Д.Г. Сеидовым и Ю.О. Сорохтиным (1994). Наконец, химико-тепловую конвекцию в мантии с эндотермическими фазовыми переходами недавно рассмотрели Л.И. Лобковский и В.Д. Котелкин (2000).

Условие, определяющее начало возникновения химико-плотностной конвекции, можно найти по аналогии с критерием Рэлея для тепловой конвекции. Действительно, безразмерное число Рэлея представляет собой отношение двух факторов: подъемной силы, возникающей при тепловом расширении вещества (т.е. фактора, вызывающего конвекцию), к силам сопротивления сдвиговым деформациям (т.е. к фактору, препятствующему конвекции и характеризующему скорость рассеивания тепловых неоднородностей среды). В качестве фактора, учитывающего скорость рассеивания тепловых неоднородностей при тепловой конвекции, обычно используется коэффициент температуропроводности, в случае химико-плотностной конвекции его заменяет коэффициент диффузии химических неоднородностей. Но коэффициенты диффузии в силикатах $D \approx 10^{-20}$ – 10^{-22} см²/с на много порядков меньше коэффициентов температуропроводности $a \approx 5 \cdot 10^{-3}$ см²/с. Из-за этого модифицированное число Рэлея R_g для химико-плотностной конвекции всегда оказывается на много порядков выше его значений для тепловой конвекции

$$R_g = \frac{\Delta\rho \cdot g \cdot H^3}{D \cdot \eta}, \quad (6.1)$$

где g – ускорение силы тяжести; $\Delta\rho$ – средний перепад плотности, образующийся за счет изменения химического состава вещества мантии в процессе его дифференциации на поверхности земного ядра; H – толщина слоя мантии; η – коэффициент динамической вязкости мантийного вещества.

Однако большие значения преобразованного числа Рэлея вовсе не означают, что химико-плотностная конвекция обязательно должна быть интенсивной. Это показывает лишь, что она определяется только вязкостью среды и перепадами плотности в ее химических неоднородностях и не зависит от процесса диффузии плотностных неоднородностей. Следовательно, при заданных значениях вязкости и перепадах плотности химико-плотностная конвекция в мантии будет всегда развиваться с предельно возможной скоростью, но она может быть и очень низкой, если вязкость мантии

достаточно большая, а перепады плотности, генерируемые на поверхности ядра, незначительные.

Если вещество мантии реагирует на медленные деформации подобно вязкой жидкости, то из приведенных рассуждений следует важный вывод: практически любые изменения химического состава мантийного вещества, возникающие при его дифференциации на поверхности ядра, неизбежно приведут к появлению в мантии конвективных движений, даже если вызванные такой дифференциацией флуктуации плотности лишь незначительно нарушают гравитационную устойчивость мантии. При этом скорость развития такого процесса будет полностью определяться перепадами плотности в мантийном веществе и его вязкостью. В реальных условиях, однако, скорость химико-плотностной конвекции, по-видимому, должна саморегулироваться таким образом, чтобы скорость снижения потенциальной энергии Земли (благодаря дифференциации ее вещества) была бы максимальной, а затрата энергии на преодоление сил вязкого трения в среде – минимальной.

Энергетический подход позволяет количественно оценить масштабы конвективного массообмена в мантии. Так, оценки показывают, что средняя разность плотности между исходным и прошедшим дифференциацию веществом мантии весьма незначительна и в среднем приблизительно равна $0,017 \text{ г/см}^3$. Скорость выделения “ядерного” вещества можно определить через производную по времени от эволюционного параметра Земли (см. рис. 4.8). В разделе 4.4 было показано, что в настоящее время из мантии в земное ядро переходит около $1,5 \cdot 10^{17} \text{ г/год}$, или около 150 млрд т в год “ядерного” вещества ($\text{Fe} \cdot \text{FeO}$). Отсюда можно найти и современную скорость конвективного массообмена в мантии: она оказывается приблизительно равной $5,95 \cdot 10^{18} \text{ г/год}$, или при средней плотности мантийного вещества около $4,5 \text{ г/см}^3$, $1320 \text{ км}^3/\text{год}$. Это приблизительно в 5,75 раза больше, чем определенная выше скорость погружения океанических плит в мантию при тепловой конвекции по механизму Форсайта–Уеды. Однако не следует забывать, что и тепловая составляющая общей конвекции, в конце концов, управляется энергией все того же главного процесса химико-плотностной дифференциации Земли. Поэтому можно утверждать, что в мантии Земли существует смешанная плотностная химико-тепловая конвекция. Если использовать энергетический подход и считать вклад различных источников энергии в конвективный массообмен Земли пропорциональным скорости генерации энергии в мантии (см. раздел 5.5), то оказывается, что современная конвекция почти на 89% является химико-плотностной.

Интенсивность конвективного перемешивания мантии со временем менялась по зависимости, близкой к тектономагматической активности Земли (см. рис. 5.15, кривая 2). В архее выделяются два периода повышенной конвективной и тектономагматической активности Земли. Первый из них, связанный с зонной дифференциацией металлического железа, приходится на начало архея. Конвективный массообмен в то время имел в основном тепловую природу и охватывал только верхнюю мантию и ее переходный слой глубиной от 400 до 800 км в достаточно узком тропическом поясе Земли. При этом первый всплеск конвективной (и тектонической) активности Земли возник в раннем архее не столько благодаря большой скорости выделения гравитационной энергии дифференциации, сколько из-за того, что вся эта энергия тогда рассеивалась в малых объемах конвектирующей мантии. В связи с этим существовавшие в раннем архее конвективные структуры должны были быть мелкими, размерами не превышающими нескольких сотен или первых тысяч километров. Следовательно, в раннем архее должно было существовать не менее 80 конвективных структур. Если же учесть, что первые зародыши (ядра) будущих континентальных щитов формировались над нисходящими потоками таких конвективных структур, то можно заключить, что в раннем архее образовалось не менее $80/2 = 40$ таких континентальных ядер. Интересно отметить, что приблизительно такое же количество первичных и наиболее древних (сложенных серыми

гнейсами, трондьемитами и тоналитами) нуклеаров континентальной коры – 37, выделяется и по геологическим данным (Глуховский, Моралев, 1994). По мере погружения фронта дифференциации размеры конвективных ячеек должны были увеличиваться, отдельные нуклеары – сливаться друг с другом, а их число – сокращаться. Поэтому к концу раннего архея число таких континентальных зародышей уже не должно было превышать 20 (рис. 6.4).

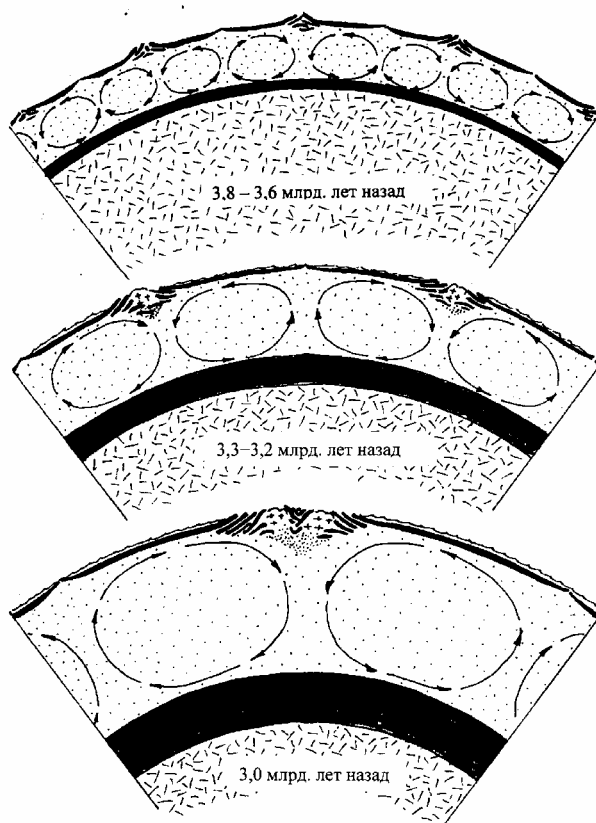


Рис. 6.4. Изменения числа ячеек в конвектирующей мантии архея и формирование зародышей (нуклеаров) архейских континентальных щитов (разрезы относятся к экваториальной зоне и даны в произвольном масштабе)

Второй период резко повышенной конвективной и тектономагматической активности Земли в позднем архее был связан с вовлечением в процесс зонной дифференциации помимо железа его окиси с формированием эвтектических сплавов Fe-FeO. Новый всплеск тектономагматической активности Земли стимулировался уже значительным повышением скорости выделения “ядерного” вещества (см. рис. 4.8) и пропорциональным этому увеличением скорости генерации гравитационной энергии дифференциации земного вещества (см. рис. 5.3). К этому времени существенно расширился пояс дифференциации, а следовательно, возросла и масса самой конвектирующей мантии, тогда как число континентальных массивов (будущих архейских щитов), вероятно, снизилось до 12–14. После такого перехода процесс дифференциации земного вещества значительно активизировался. Особенно он усилился после начала процесса формирования земного ядра во второй половине позднего архея, начиная приблизительно с 3 млрд лет назад (см. рис. 4.3). В это же время произошла и самая значительная перестройка конвективных течений в мантии – в Земле начала формироваться мощнейшая одноячейчатая конвективная структура, приведшая в конце

архея к столкновению всех возникших ранее континентальных массивов в единый суперконтинент (см. рис. 4.3). Согласно законам механики об устойчивом вращении свободных тел, упомянутым в разделе 4.2, сформировавшийся над центром нисходящего мантийного потока суперконтинент должен был располагаться на экваторе Земли. Это произошло скорее всего 2,6 млрд лет назад и отмечено в геологической летописи Земли наиболее грандиозным диастрофизмом кеноранской орогении.

По аналогии с возникшими в последующие геологические эпохи едиными континентальными массивами Мегатеей Штилле и Пангеей Вегенера этот первый в истории Земли суперконтинент мы назвали Моногеей.

Несмотря на приближенность выполненных оценок, выявленная здесь общая закономерность изменений числа конвективных ячеек в архее, по-видимому, правильно передает общую картину развития конвективных процессов в этом древнейшем эоне. В частности, из этих оценок вытекает, что в раннем архее могли формироваться только мелкие конвективные ячейки с короткими временами жизни – тектоническими циклами. В связи с мелкомасштабностью раннеархейской конвекции (порядка первых сотен километров) отдельные циклы во времени перекрывались друг другом, создавая тем самым непрерывную череду пульсирующих, но глобально не коррелируемых друг с другом процессов (по отдельным ядрам растущих континентов). Соответственно этому и многочисленные тектонические циклы раннего архея на древнейших ядрах разных континентов создали мозаичную картину проявлений отдельных и не синхронных друг с другом всплесков тектонической активности.

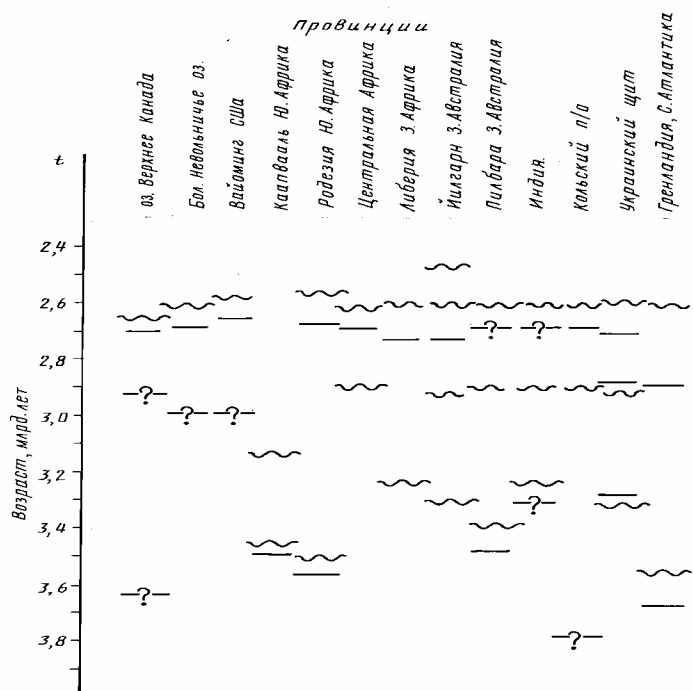


Рис. 6.5. Корреляция тектонических событий при формировании гранит-зеленокаменных поясов архея (по К. Конди, 1983, с изменениями): прямые линии отмечают время образования зеленокаменных поясов; волнистые – время складчатости

Первые глобально-синхронные тектонические циклы могли появиться только в позднем архее, когда фронт зонной дифференциации земного вещества уже погрузился на значительные глубины мантии, и в связи с этим существенно возросли размеры конвективных ячеек – до нескольких тысяч километров. Однако наиболее ярко синхронность тектонических процессов должна была проявиться лишь в самом конце архея – в момент обособления земного ядра. Как видно из геологических данных, обобщенных К. Конди (рис. 6.5), заметная глобальная корреляция тектонических событий

в гранит зеленокаменных поясах архея различных щитов проявилась только около 2,9 млрд лет назад. Однако наиболее четко она выявилась лишь на интервале возрастов 2,7–2,6 млрд лет назад. При этом последний архейский конвективный цикл, совпадающий по времени с моментом выделения земного ядра, одновременно является и первым наиболее сильным глобальным диастрофизмом кеноранской эпохи – самым грандиозным тектономагматическим событием в истории Земли.

После перехода процесса гравитационной дифференциации земного вещества от механизма зонной сепарации “ядерного” вещества к сравнительно медленно действующему бародиффузионному механизму дифференциации мантийная конвекция начиная с раннего протерозоя стала существенно более спокойной. Поэтому наступившую после бурных тектонических событий архея сравнительно спокойную и наиболее продолжительную стадию эволюции Земли по аналогии с терминологией развития звезд можно называть главной последовательностью развития планет земной группы.

С переходом процесса дифференциации земного вещества от механизма зонной сепарации железа и его соединений к медленно действующему бародиффузионному механизму выделения “ядерного” вещества (Fe·FeO) начиная с раннего протерозоя мантийная конвекция стала более спокойной. С постепенным угасанием бародиффузионного механизма дифференциации мантийного вещества за счет исчерпания запасов “ядерного” вещества в мантии происходит постепенное снижение интенсивности и мантийной конвекции. Так, судя по расчетам, активность конвективного массообмена в настоящее время по сравнению с позднеархейским пиком снизилась приблизительно в 7–8 раз. Это снижение продолжится и в будущем.

Энергетический подход позволяет оценить и суммарную массу прошедшего дифференциацию и участвовавшего в конвекции мантийного вещества. Так, выше было определено, что скорость современного конвективного массообмена в мантии приблизительно равна $6 \cdot 10^{18}$ г/год, или $1,9 \cdot 10^{11}$ г/с. За все время тектонической активности Земли (с $4,0 \cdot 10^9$ лет назад и до наших дней) ее теплотери, связанные с конвективным переносом тепла, составили приблизительно $12,4 \cdot 10^{37}$ эрг (см. рис. 5.14), а современный глубинный тепловой поток за вычетом эффекта послеархейского остывания Земли равен $3,39 \cdot 10^{20} - 0,25 \cdot 10^{20} = 3,14 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Отсюда можно определить и суммарную массу мантийного вещества, участвовавшего в конвективном массообмене: она оказывается равной $7,5 \cdot 10^{28}$ г. Массы же Земли и современной мантии соответственно равны $5,977 \cdot 10^{27}$ и $4,014 \cdot 10^{27}$ г, откуда находим, что к настоящему времени суммарная масса мантийного вещества, прошедшего через конвективный массообмен, приблизительно в 12,5 раза превышает массу самой Земли и примерно в 18,7 раз – массу современной мантии. Аналогичные оценки показывают, что за время действия бародиффузионного механизма, т.е. за все послеархейское время (с 2,6 млрд лет назад до современности), конвективный массообмен в мантии приблизительно равен $3,21 \cdot 10^{28}$ г, что почти в 8 раз превышает массу современной мантии. Приведенная оценка, несмотря на ее приближенность, все же очень наглядна и показывает, что конвективный массообмен в мантии действительно огромный, поэтому пренебрегать им нельзя.

Аналогичным путем можно приближенно оценить и число существовавших в мантии после архея конвективных циклов. Со времени образования земного ядра около 2,6 млрд лет назад его масса закономерно увеличивалась (см. раздел 4.4), тогда как масса мантии Земли соответственно уменьшалась с $4,76 \cdot 10^{27}$ г на рубеже архея и протерозоя до $4,014 \cdot 10^{27}$ г в настоящее время. Учитывая это, можно определить, что суммарная масса мантийного вещества, участвовавшего в конвекции за последние 2,6 млрд лет, приблизительно в 7,1 раза превышает среднее значение массы мантии за это же время. Если принять, что при химико-плотностной конвекции в мантии один конвективный цикл соответствует полному обороту мантийного вещества, то находим, что всего в протерозое и фанерозое существовало около 7,1 конвективного цикла.

При химико-плотностном конвективном массообмене в мантии, по-видимому, происходит чередование одноячейстых и двухъячейстых конвективных структур (Сорохтин, 1974; Монин и др., 1987). Тогда можно ожидать, что после архея существовали, например, три одноячейстые и четыре двухъячейстые структуры. Поскольку при возникновении одноячейстых конвективных структур в мантии должны формироваться единые суперконтиненты, то можно ожидать, что после архейского суперконтинента Моногея, т.е. уже в протерозое и фанерозое, должно было существовать еще три суперконтинента: Мегагея Штилле, Мезогея (или Родиния) и Пангея Вегенера (всего же за время жизни Земли с учетом Моногеи – четыре суперконтинента). Во время функционирования двухъячейстых конвективных структур, такие суперконтиненты должны были разрушаться, а их “осколки” – обособившиеся материки – должны были центростремительно дрейфовать друг от друга.

Приведенная оценка числа конвективных циклов в мантии, безусловно, является приближенной, но и она может быть уточнена, например, путем использования синергетического подхода к проблеме и согласования результатов расчета с геологическими данными. Конвектирующая мантия представляет собой открытую диссипативную систему, охваченную сильными положительными и отрицательными обратными связями. Это позволяет предполагать существование в мантии тенденции к самоорганизации конвективных процессов с возникновением промежуточных квазиустойчивых состояний, определяемых ее наиболее общими характеристиками, например массой мантии, концентрацией в ней “ядерного” вещества, генерируемой в ней энергией, а также балансом действующих в мантии положительных и отрицательных обратных связей.

Итак, будем исходить из того, что процесс конвективного массообмена в мантии регулируется действием сильных положительных и отрицательных обратных связей в системе. Примером положительных связей может служить зависимость скорости конвекции от теплогенерации: с повышением температуры мантии экспоненциально уменьшается вязкость ее вещества и соответственно возрастает скорость химико-плотностной конвекции. Одновременно увеличивается скорость диффузии окислов железа из кристаллов силикатов в межгранулярные пространства и, следовательно, скорость перехода “ядерного” вещества в земное ядро (см. раздел 4.3), а это, в свою очередь, приводит к возрастанию плотностных неоднородностей в мантии и к новой активизации мантийного массообмена.

Сильная отрицательная обратная связь возникает за счет теплопотерь Земли. Так, с увеличением скорости конвективного массообмена увеличиваются скорости движения океанических литосферных плит, возрастают тепловые потоки через океаническое дно и увеличиваются общие потери тепла Землей. Благодаря этому уменьшается средняя температура мантии, повышается вязкость ее вещества, а это, в свою очередь, приводит к снижению конвективного массообмена в мантии. Другой механизм отрицательной обратной связи заложен в самом процессе бародиффузионной дифференциации мантийного вещества. Диффузия окислов железа из кристаллов силикатов в межгранулярные пространства происходит только в нижней мантии на глубинах, превышающих 2000 км (см. раздел 4.3). Поэтому чем выше скорость конвекции, тем меньшее время мантийное вещество будет пребывать в деятельном слое нижней мантии, тем меньше за это время “ядерного” вещества успеет диффундировать из кристаллов силикатов и перетечь в земное ядро, а замедление процесса дифференциации неизбежно приведет к снижению скорости и самой конвекции.

Таким образом, тепловая машина Земли представляет собой открытую, нелинейную диссипативную систему с обратными связями, определяющими возможность возникновения в ней процессов самоорганизации геодинамических процессов. Однако химико-плотностная конвекция в мантии по своей природе – нестационарный процесс с

постоянно меняющимся распределением концентрации тяжелой фракции в мантийном веществе и связанной с этим постоянно видоизменяющейся структурой конвективных ячеек. Поэтому следует ожидать, что самоорганизация конвективных ячеек в мантии будет постоянно нарушаться нестационарностью процесса. Тем не менее такие самоорганизующиеся состояния, соответствующие минимальным скоростям рассеивания эндогенной энергии, время от времени все-таки должны возникать.

В работе О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова (1993) показано, что при постоянной массе мантии и отсутствии ее разогрева или охлаждения средняя скорость конвективного массообмена в этой геосфере на больших интервалах времени остается постоянной, хотя ее флуктуации, связанные с перестройками структуры конвективных ячеек, могут быть весьма заметными. Если же мантия после архейского перегрева в среднем все-таки остывает, то постепенно будет снижаться средняя скорость конвекции, а следовательно, постепенно станут возрастать и периоды полных конвективных циклов массообмена в мантии. В противоположном случае разогрева мантии конвективный массообмен в этой геосфере ускоряется. Отсюда следует важный геодинамический закон: энергетический баланс Земли в среднем стабилизирует развитие конвективных процессов в мантии.

Однако периоды конвективных циклов должны быть пропорциональны массе мантии. Масса же мантии после образования земного ядра в конце архея, постепенно уменьшалась за счет выделения из нее “ядерного” вещества и роста самого ядра. Это могло приводить к постепенному сокращению со временем продолжительности конвективных, а следовательно, и тектонических циклов. Как происходило в действительности и какой из факторов (остывание мантии или уменьшение ее массы) оказывался определяющим – можно определить по геологической летописи Земли. Так, моменты формирования суперконтинентов Моногея, Мегагея, Мезогея и Пангея следует сопоставлять со временами завершения кеноранской, свекофеннской, гренвильской и герцинской тектонических эр (орогений), соответственно 2600 ± 100 ; 1800 ± 100 ; 1010 ± 70 и 230 ± 10 млн лет назад. Если это так, то периодичность формирования суперконтинентов в докембрии слабо менялась от 800 до 780 млн лет. Как видно, периодичность мегациклов в послеперархейское время с точностью до определения возрастов орогений оставалась приблизительно постоянной.

Следовательно, эффект затухания тектонической активности Земли и остывания мантии в реальных условиях во многом компенсировался уменьшением массы мантии, тем самым стабилизируя периодичность тектонических событий на Земле. Однако в будущем из-за истощения энергетических запасов Земли и замедления процесса дифференциации мантийного вещества фактор остывания мантии начнет играть более важную роль. В результате замедлится конвективный массообмен в мантии и заметно увеличатся периоды тектонических мегациклов.

Как уже отмечалось, архейская история завершилась формированием у Земли настоящего плотного ядра и возникновением в ее мантии мощнейшей одноячейстой конвективной структуры. Поэтому за начало отсчета послеперархейской геологической истории, отвечающей главной последовательности развития Земли, удобно принять именно этот естественный рубеж – момент окончательного формирования в недрах нашей планеты тяжелого ядра около 2,6 млрд лет назад. Это оправдано еще и тем, что в конце архея сформировался первый в истории развития Земли суперконтинент – Моногея. Рубеж этот наиболее четко фиксируется в геологической летописи, поскольку с ним связано изменение механизмов и геохимии формирования континентальной коры и, кроме того, ему непосредственно предшествовал мощнейший тектонический процесс образования первого в истории Земли суперконтинента Моногея (см. рис. 8.2).

В этом случае с учетом чередования одноячейстых и двухъячейстых конвективных структур в мантии и приведенных геологических данных о времени образования суперконтинентов можно уточнить полученную выше оценку числа конвективных циклов в протерозое и фанерозое: оказывается, что до настоящего времени завершилось 6,58 конвективных циклов продолжительностью от 380 до 420 млн лет каждый. Если кеноранский орогенез, завершивший собой тектонические события архейской эпохи, принять за начало отсчета всех последующих конвективных циклов, то оказывается, что

при $N_0 \approx 6,58$, целочисленным значениям $N_C = 0; 1; 2; 3; 4; 5; 6$ в послепалеозойское время соответствуют возрасты 2,6; 2,22; 1,84; 1,45; 1,05; 0,65 и 0,23 млрд лет назад, близко отвечающие возрастам главных тектонических событий протерозоя и фанерозоя (рис. 6.6). В этом уточненном варианте периодичность формирования суперконтинентов слабо возрастала от 0,76; 0,79 до 0,82 млрд лет. Откуда видно, что в протерозое и фанерозое на периодичность тектонических движений в большей мере все-таки сказывались факторы истощения энергетических запасов Земли и остывания мантии. В будущем, эти факторы снижения тектонической активности Земли начнут играть еще более важную роль, что еще более существенно замедлит конвективный массообмен в мантии и как следствие этого – заметно увеличит периоды тектонических мегациклов.

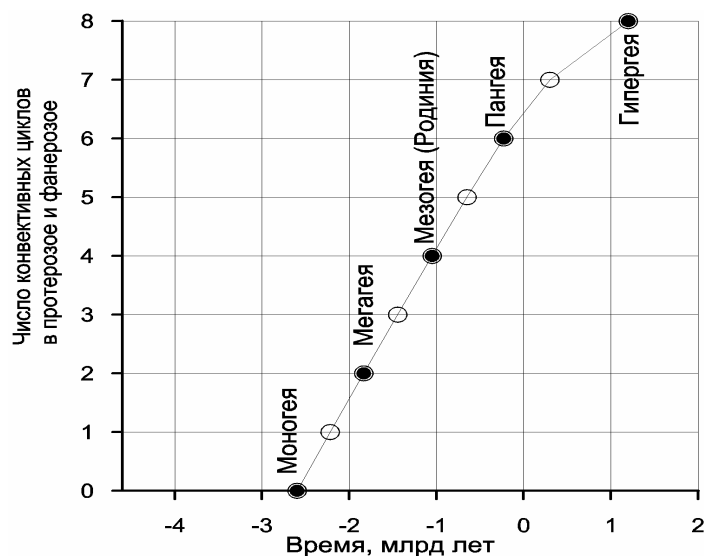


Рис. 6.6 Зависимость числа конвективных (тектонических) мегациклов в фанерозое $N_C(t)$ от времени: сплошные кружочки – одноячейстые структуры и моменты формирования суперконтинентов; прозрачные кружочки – двухъячейстые конвективные структуры и время максимального раскола суперконтинентов

Значению $N_C = 0$ отвечает время формирования первого суперконтинента Моногея (см. рис. 8.2). Однако суперконтиненты – неустойчивые образования, и после своего формирования они быстро раскалываются и дробятся на отдельные части (соответствующие возможные реконструкции суперконтинентов и материков – фрагментов их распада рассмотрены в гл. 8). Это связано с изменением структуры конвективных течений в мантии и возникновением вместо нисходящего мантийного потока под бывшим суперконтинентом нового восходящего потока – непосредственной причины его разрушения и распада (см. рис. 6.10). Поэтому можно полагать, что при $N_C = 1$ к моменту времени 2,22 млрд лет назад в мантии установилась более сложная, возможно, двухъячейстая конвективная структура. При этом в соответствии с законами механики, требующими для устойчивого вращения Земли совпадения ее главной оси момента инерции с осью ее собственного вращения (см. раздел 4.2), Земля должна была повернуться таким образом, чтобы большинство материков того времени – осколков Моногеи – оказалось в низких и умеренных широтах.

Следующий суперконтинент, Мегатея Штилле (см. рис. 8.4), начал формироваться около 2,0–1,9 млрд лет назад, но окончательно образовался только 1,84 млрд лет назад в результате глобальной свекофеннской (карельской) орогении. Следовательно, в это же время, с которым можно сопоставить значение параметра $N_C = 2$, в мантии должна была вновь функционировать одноячейстая конвективная структура. При этом, учитывая приведенный в разделе 4.2 вывод о зависимости ориентации момента инерции Земли от расположения континентальных масс на земной поверхности (Монин, 1988), можно заключить, что и второй суперконтинент, Мегатея, сформировался на низких широтах. Об этом же свидетельствуют и геологические данные (см. раздел 8.3).

Существование Мегагеи также было непродолжительным: уже начало рифея ознаменовалось общим дроблением континентальной коры. Значение же параметра $N_C = 3$ по времени (1,45 млрд лет назад) соответствует раннему рифею. Начало же раскола Мегагеи происходило несколько раньше, около 1,6 млрд лет назад, и близко совпадает со следующей выдающейся тектонической эпохой великого обновления структурного плана Земли, с которого иногда отсчитывают начало эпохи неогей.

Значение $N_C = 4$ отвечает времени 1,05 млрд лет назад, что близко соответствует столь же радикальной гренвильской эпохе тектономагматической активизации, в результате которой из осколков Мегагеи начал формироваться новый, третий по счету суперконтинент, Мезогей, или, как его иногда называют, Родиния (см. рис. 8.6). Новый суперконтинент, как и Мегагея, располагался вблизи экватора и просуществовал сравнительно недолго – около 100–150 млн лет. Вскоре после этого одноячеистая конвекция в мантии Земли сменилась на двухячеистую конвективную структуру с двумя нисходящими потоками вблизи полюсов Земли и одним кольцевым восходящим потоком под ее экваториальным поясом. Такой ситуации соответствовало значение параметра $N_C = 5$ и время 650 млн лет назад (см. рис. 8.7). Однако уже около 600 млн лет назад под северным фрагментом Мезогей – Лавразией возник вторичный восходящий мантийный поток, буквально разорвавший на части и этот суперматерик с образованием Праатлантического океана Япетус и Палеоуральского океана. Гондвана же при этом испытала лишь частичную деструкцию, но уже в катангскую (панафриканскую) орогению она вновь спаялась в единый суперматерик (см. раздел 8.5).

Четвертый раз в Земле возникла одноячеистая конвективная структура и вновь сформировался единый суперконтинент – вегенеровская Пангея (см. рис. 8.10) в конце палеозоя, около 250–230 млн лет назад. Этому событию отвечает значение параметра $N_C = 6$ и расчетное время 230 млн лет назад, а также максимум тектонической активности герцинской орогении в фанерозое. Пангея, как и все другие суперконтиненты, тоже долго не просуществовала и уже в начале мезозоя (около 200 млн лет назад) испытала первые импульсы деструкции, а приблизительно 190 млн лет назад возникли и первые трансматериковые расколы, переросшие затем в молодые океаны: Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый.

Приведенные оценки $N_C(t)$, безусловно, являются приближенными, особенно если учесть существенную нестационарность мантийной конвекции, но все-таки они, по-видимому, правильно отражают главную особенность развития тектонической активности Земли – ее цикличность. Судя по приведенным оценкам, в послепалеозойской геологической истории выделяется шесть полностью завершенных конвективных циклов: 2,6–2,22–1,84–1,45–1,05–0,65–0,23 млрд лет назад с продолжительностью соответственно около 380–420 ±10 млн лет. Если эту закономерность продлить и далее, но с учетом прогрессивного затухания конвективной активности Земли, то оказывается, что следующий полный конвективный цикл завершится приблизительно еще через 300 млн лет при $N_C = 7$. Наконец, последний, четвертый мегацикл с $N_C = 8$ может завершиться приблизительно через 1,2 млрд лет в будущем. Однако в связи с постепенным затуханием процесса бародиффузионного механизма дифференциации земного вещества и соответствующим снижением конвективной активности мантии пока не ясно, хватит ли сил у слабеющей мантийной конвекции на формирование последнего суперконтинента – гипотетической Гипергеи.

6.4. Конвекция в мантии Земли

В мантии, безусловно, существует интенсивная и крупномасштабная конвекция, возбуждаемая эндогенными энергетическими источниками, прежде всего энергией гравитационной дифференциации мантийного вещества с небольшим вкладом радиогенного тепла и незначительными (сегодня) добавками приливной энергии. При

этом граничные условия на поверхности Земли, связанные с существованием древних и мощных континентальных плит и с возникновением на поверхности конвектирующей мантии охлажденных и подвижных океанических литосферных плит, накладывают на мантийную конвекцию характерный отпечаток и часто подчиняют ее структуру плану расположения литосферных плит и зон субдукции.

Косвенными свидетельствами существования в мантии крупномасштабной конвекции, охватывающей одновременно и верхнюю и нижнюю мантию, являются расчеты плотности вещества в нижней мантии по данным ударного сжатия силикатов. Такие расчеты показали, что при соответствующих давлениях и адиабатической температуре распределение плотности в обеих частях мантии с большой точностью аппроксимируется плотностью океанических лерцолитов – пород, поднятых в трансформных разломах океанского дна. Это свидетельство однородности химического состава мантии одновременно является косвенным показателем существования в ней крупномасштабной конвекции, постоянно перемешивающей ее вещество. А есть ли какие-либо прямые доказательства такого процесса?

Таким прямым свидетельством существования единой структуры массообмена, пронизывающего собой, и верхнюю и нижнюю мантию, по-видимому, являются сейсмические наблюдения, показывающие, что шлейфы опускающихся в мантию океанических литосферных плит прослеживаются под зонами субдукции значительно глубже предельного уровня возникновения землетрясений. Они уверенно прослеживаются до 800 км и, возможно, даже до 1400 км, т.е. уже в самой нижней мантии.

Убедительными доказательствами существования глубинных мантийных конвективных течений, совершенно не связанных с “самодвижением” океанических литосферных плит по зонам субдукции, по-видимому, являются факты раскола Африканского континента по системе Красное море–Аденский залив–Восточно-Африканские рифты; отодвигание Аравии от Африки; расширение Атлантического и, частично Индийского океанов; подъем океанического дна выше поверхности океана в Северной Атлантике (о. Исландия) и на северо-востоке Эфиопии (провинция Афар) и т. д. Все эти явления никак не могут быть связаны с затягиванием тяжелых океанических плит в мантию, а требуют для своего объяснения привлечения идеи существования самостоятельных конвективных течений мантийного вещества, действующих на подошву литосферных плит снизу. Самым ярким доказательством, по-видимому, является раскол вегенеровской Пангеи на отдельные части – современные материки. Событие это произошло в середине мезозоя, но сам дрейф континентов (и раскол Африки) продолжается до сих пор. Никакими ухищрениями с “самопогружением” в мантию тяжелых океанических плит, окружавших тогда Пангею, объяснить это явление не удастся.

Что же касается уже упоминавшейся выше зависимости скорости движения литосферных плит от длины окружающих их зон субдукции, то ее можно объяснить совершенно иначе, чем это сделано в работе Д. Форсайта и С. Уеды (1975). Действительно, все быстрые плиты как бы сгруппированы в двух смежных регионах: с одной стороны, это плиты Наска, Кокос, Тихоокеанская и Филиппинская, а с другой – Индийская. Но стоит только предположить, что под юго-восточной частью Тихого океана и под центром Индийского океана в мантии существуют мощные восходящие конвективные потоки, а между ними, где-то под Индонезией и Южной Америкой, – нисходящие потоки, как тот же самый результат получается за счет простого растекания мантийного вещества под плитами отмеченных регионов. Но в этом случае вязкое зацепление мантийного вещества с подошвой литосферных плит будет уже не тормозить их движение, а наоборот, только способствовать ему. Кстати, судя по карте рельефа земного ядра (см. рис. 2.12), именно под юго-восточной частью Тихого океана и под

центром Индийского океана наблюдаются подъемы его поверхности, а это является обязательным и верным признаком восходящих конвективных потоков в мантии.

Обратим внимание, что под Северной Атлантикой также существует достаточно крупный восходящий конвективный поток. Об этом, в частности, говорит и раздвижение обрамляющих эту часть океана континентов, и подъем среднего уровня океанического дна, а также карта рельефа земного ядра, по которой четко отмечается под Северной Атлантикой заметное повышение поверхности ядра Земли, такое же, как и под юго-восточной частью Тихого океана (см. рис. 2.12). Однако плиты в этом регионе движутся очень медленно – со скоростью раздвижения океана около 2 см/год, тогда как в Тихом океане скорость раздвижения плит достигает 15–18 см/год (см. рис. 7.3).

По-видимому, такие различия в скоростях движения плит над восходящими потоками объясняются влиянием самой литосферной оболочки на процесс формирования горизонтальных ветвей конвективных течений в мантии. Так, в мантии под Тихим океаном астеносфера выражена четко и распространена под всеми без исключения океаническими плитами региона. При этом наименее вязким ее слоем является верхняя часть, в которой уже происходит частичное плавление мантийного вещества. Подошва этого слоя залегает приблизительно на глубине около 80 км и совпадает с границей перехода пироксеновых лерцолитов в гранатовые (см. рис. 6.2).

Но конвективные течения вязкого вещества обычно организуются в такие структуры, чтобы при заданной скорости общего массообмена (а она в рассматриваемой модели определяется процессом дифференциации мантийного вещества) скорость диссипации энергии вязкого трения была бы минимальной. Из этого фундаментального принципа, в частности, вытекает, что в среде с постоянной вязкостью конвективные течения всегда будут стремиться охватить как можно большие объемы пространства (т. е. будут возникать широкие потоки). В среде же с переменной вязкостью, как, например, в мантии с разной толщиной океанических и континентальных литосферных плит, конвективные течения всегда будут концентрироваться в слоях с минимальной вязкостью вещества.

По этой причине в стратифицированной мантии с четко выраженной маловязкой астеносферой конвективные течения должны стягиваться в этот слой пониженной вязкости. В результате в нижней мантии и низах верхней мантии будут доминировать вертикальные потоки вещества, а в самой астеносфере сформируются преимущественно горизонтальные течения. Это приводит к тому, что через тонкий астеносферный слой перетекает большая часть вещества конвективных потоков, формируя там сравнительно быстрые, до нескольких десятков сантиметров в год, горизонтальные астеносферные течения. Эти-то течения и влекут за собой относительно тонкие (от 10 до 80 км) океанические плиты Тихого океана от восходящего конвективного потока под Восточно-Тихоокеанским поднятием к нисходящим потокам в мантии, т. е. к зонам субдукции, окружающим этот океан. Такие течения не препятствуют движениям плит, если они вызываются механизмом затягивания океанической литосферы в мантию, ведь в рассматриваемом случае направления движения плит к зонам субдукции действительно совпадают с ожидаемыми направлениями астеносферных течений под этими плитами.

Совершенно иная картина развивается под мощными континентальными плитами, погруженными в мантию на глубину до 200–250 км. Под ними слой астеносферы практически отсутствует или существенно вырожден, поэтому под континентальными плитами должно наблюдаться более равномерное распределение вязкости и горизонтальные составляющие конвективных течений под ними формируются в существенно большем объеме средней и нижней мантии. Но в связи со значительно большими сечениями горизонтальных потоков под континентальными плитами их скорости оказываются соответственно более низкими (порядка нескольких сантиметров в год). Этим скорее всего и объясняются значительно меньшие скорости дрейфа

континентов, особенно крупных, прочно “сидящих” своими корнями в мезосфере Земли. Меньшей оказывается и скорость движения спаянных с ними океанических плит.

Отмеченные здесь различия геодинамических реакций океанических и континентальных плит на конвективные течения в мантии, по-видимому, неплохо иллюстрируются уже упоминавшейся выше зависимостью Форсайта–Уеды. Фактически эта зависимость определяет собой связь скорости движения литосферных плит с их строением, размерами континентов и расположением плит относительно восходящих и нисходящих течений в мантии, попытка реконструкции которых показана на рис. 6.7. Действительно, зависимость Форсайта–Уеды очень четко разделила крупные литосферные плиты на две различные группы – на континентальные и чисто океанические плиты Тихоокеанского региона. Индийская же плита в этой классификации занимает промежуточное положение, вероятно, потому что впаивные в нее континентальные массивы (Индия и Австралия) относятся к сравнительно небольшим материкам. К тому же Индийская плита, как и все Тихоокеанские плиты, оказались “удачно” расположенной между восходящим и нисходящим потоками в мантии, что в конце концов и обусловило относительно бóльшую скорость ее перемещения в сторону Индонезии.

В Северной Атлантике астеносфера существует только под океанским дном, а с востока и запада она оказывается перекрытой мощными континентальными плитами, играющими роль гигантских дамб, препятствующих растеканию в этих направлениях астеносферных течений от расположенных здесь восходящих потоков. Поэтому астеносферные течения в этом регионе могут распространяться только вдоль Срединно-Атлантического хребта.

Однако такое сокращение эффективного сечения астеносферы приводит к существенному увеличению ее гидродинамического сопротивления. Действительно, в гидродинамике, как известно, действует закон, аналогичный закону Ома в электротехнике. По этому гидродинамическому закону аналогом электрического напряжения является давление, увлекающее вязкое вещество в конвективный массообмен, а поток вещества, участвующий в этом массообмене, играет роль силы тока. Отсюда легко находится и гидродинамическое сопротивление среды как частное от деления давления на поток вещества. В нашем случае поток вещества задается механизмом дифференциации мантийного вещества на поверхности ядра. Поэтому увеличение гидродинамического сопротивления астеносферы неизбежно приводит к соответствующему повышению избыточного давления, действующего на вещество в этом слое.

В Северной Атлантике действие такого избыточного давления проявляется исключительно наглядно. Прежде всего, с этим явлением связан повсеместный существенный подъем уровня океанского дна в этом регионе. Амплитуда гидродинамического “вздутия” здесь такова, что Срединно-Атлантический хребет над центром восходящего потока поднимается даже выше уровня океана и выходит на дневную поверхность, образуя таким путем о. Исландия. Учитывая, что средняя глубина расположения гребней срединных хребтов обычно достигает 2,5–2,7 км ниже уровня океана, легко рассчитать, что избыточное давление восходящего конвективного потока, приподнявшего дно Северной Атлантики, не превышает 700–800 бар. Интересно отметить, что это избыточное давление в сумме с давлением океанических литосферных плит, соскальзывающих с астеносферной линзы под Атлантическим океаном, также приблизительно равным 700–800 бар, действует на краевые зоны континентальных плит Европы, Гренландии и Северной Америки, создавая там избыточные напряжения сжатия до 1–1,5 кбар. Эти напряжения часто приводят к таким нежелательным последствиям, как горные удары и выбросы в горных выработках, и даже к возникновению землетрясений в прибрежных зонах континентов, окружающих Северную Атлантику, о чем уже упоминалось выше.

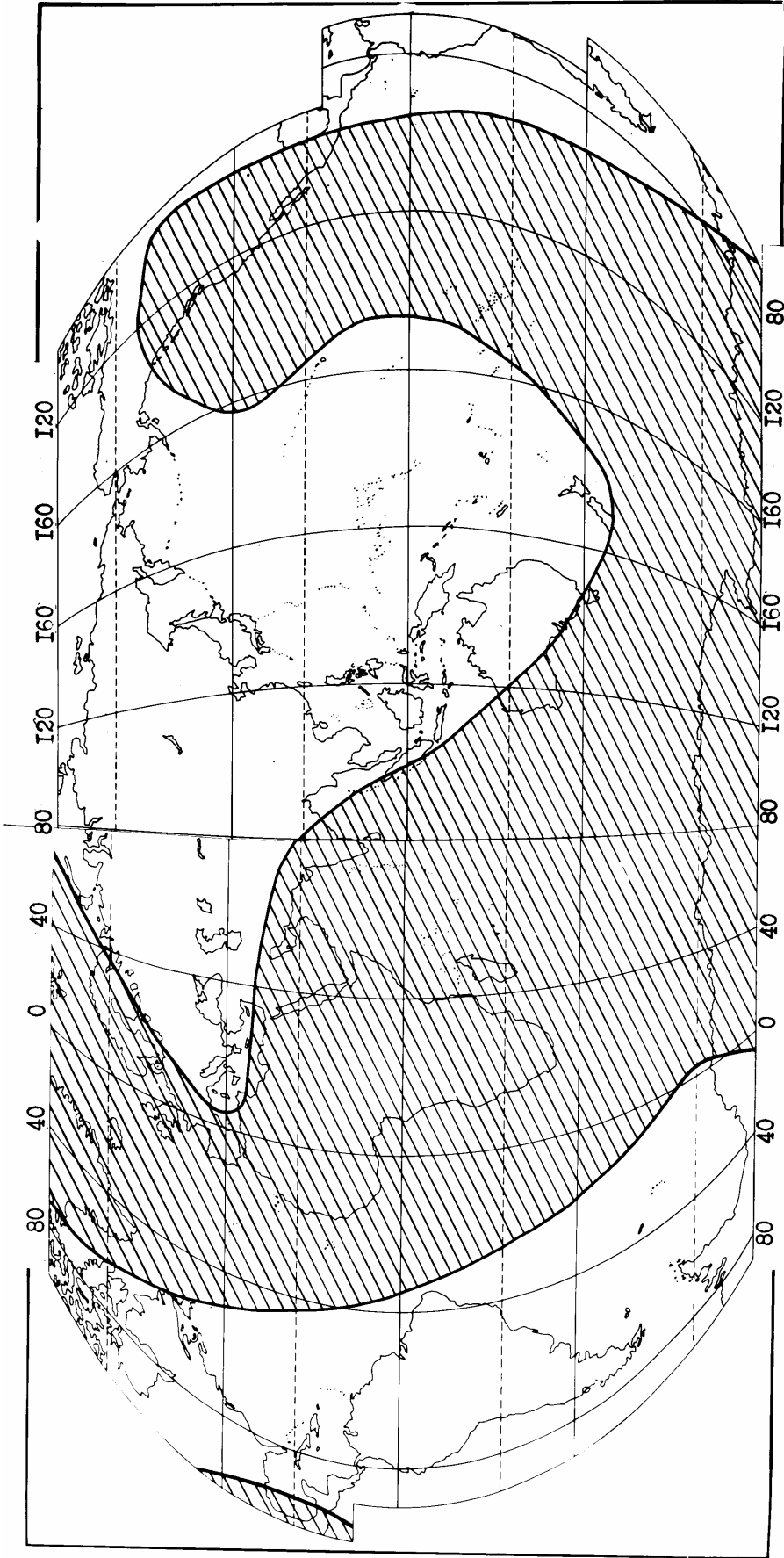


Рис. 6.7. Карта вероятного расположения восходящих и нисходящих конвективных потоков в современной мантии Земли; Заштрихованы восходящие потоки (Океанология, Геофизика океана т. 2, 1979)

Подъем океанского дна в Северной Атлантике приводит к возникновению в этом регионе крупной положительной гравитационной аномалии. Динамическая природа этой региональной аномалии особенно четко проступает в изостатической редукции, после вычитания из нее поправки за эффект влияния “избыточного” рельефа, т.е. разности между реальным рельефом океанического дна в этом регионе и средним рельефом срединно-океанических хребтов в “невозмущенных” регионах. После выполнения такого пересчета на нормальный рельеф остаточное гравитационное поле над Северной Атлантикой становится отрицательным (рис. 6.8), отмечая тем самым дефицит массы в восходящем конвективном потоке под этим регионом.

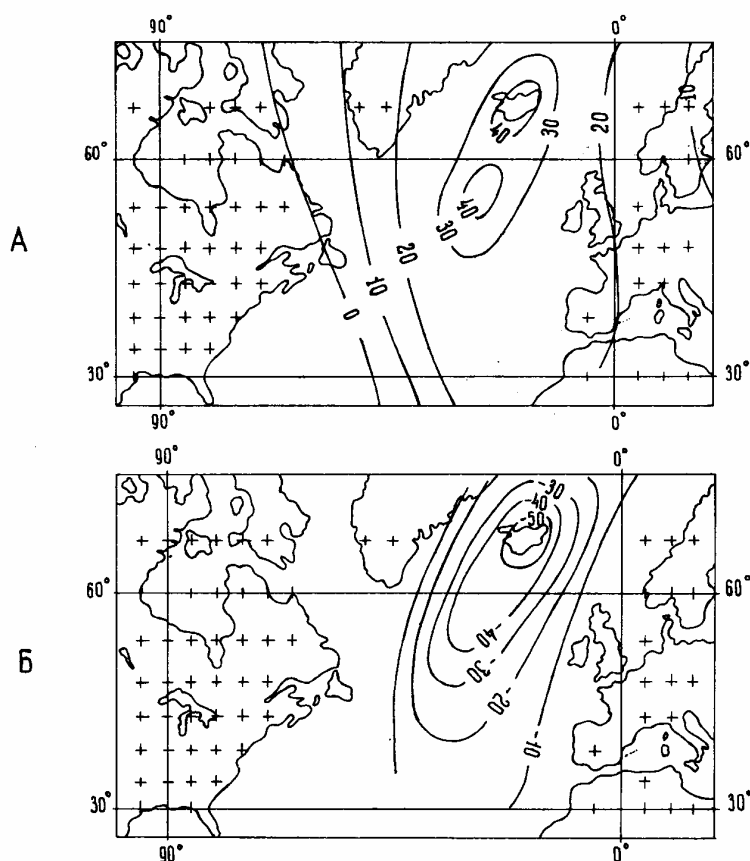


Рис. 6.8. А – Осредненная гравитационная аномалия в свободном воздухе (аномалия Фая) над Северной Атлантикой, мГал; Б – остаточное аномальное гравитационное поле после исключения влияния “избыточного” рельефа Срединно-Атлантического хребта в Северной Атлантике – изостатическая аномалия, мГал (Сорохтин, Ушаков, 1991)

Полученный результат анализа регионального гравитационного поля над Северной Атлантикой в сочетании с данными о подъеме под этим же регионом уровня рельефа земного ядра (см. рис. 2.12) и фактом раздвижения океанского дна является веским свидетельством существования здесь мощного восходящего конвективного потока, пронизывающего собой всю мантию от поверхности ядра до поверхности Земли.

Отметим, что судить о структуре конвективных течений в мантии только по гравитационному полю Земли или формам геоида не всегда удастся. Действительно, над Северной Атлантикой, несмотря на существование под ней мощного восходящего потока легкого мантийного вещества, наблюдаются региональная положительная гравитационная аномалия и соответствующий ей подъем уровня геоида на 60 м. С другой стороны, в мантии под западной частью Тихого океана явно функционирует столь же мощный

нисходящий конвективный поток, отмечаемый серией зон поддвига плит. Тем не менее его внешнее проявление в гравитационном поле и геоиде Земли такое же, как и в Северной Атлантике, – здесь также наблюдается положительная гравитационная аномалия и “вздутие” геоида амплитудой до 80 м (см. рис. 2.1). Объясняется это, по-видимому, тем, что в первом случае доминирует “динамическая” составляющая гравитационного поля, вызванная подъемом океанского дна за счет избыточного давления восходящего потока, а во втором – “статическая” составляющая, связанная с избытком массы погружившихся в мантию холодных (и потому тяжелых) литосферных плит, хотя и здесь может присутствовать динамическая составляющая.

Если бы литосферная оболочка Земли была однородной, неподвижной и повсеместно характеризовалась постоянной мощностью, то крупномасштабные ундации (волнообразные изгибы поверхности) геоида должны были бы однозначно отражать структуру конвективных движений в мантии. Реальная ситуация, однако, значительно сложнее, поскольку гидродинамические условия в астеносфере под океанами и континентами существенно отличаются друг от друга. Но если пространство между восходящими и нисходящими потоками в мантии перекрыто только океаническими (или только континентальными) плитами, то можно ожидать, что в таких регионах крупномасштабные гравитационные аномалии и ундации геоида останутся наименее искаженными.

Так, по рельефу геоида на акватории Тихого океана и сопредельных территориях (см. рис. 2.1) можно четко выделить две положительные ундации геоида – на западе и юго-востоке океана, хорошо совпадающие с распространенными там зонами поддвига плит. Между этими “вздутиями” геоида наблюдается широкая полоса пониженных и отрицательных отметок геоида, охватывающая всю центральную и южную части океана. Такой рельеф геоида в Тихом океане, по-видимому, можно уверенно интерпретировать как свидетельство того, что под его пониженными уровнями развиваются восходящие конвективные потоки в мантии, а под положительными ундациями геоида формируются и действуют нисходящие мантийные потоки (рис. 6.9).

Сопоставление этой интерпретации с картой рельефа земного ядра (см. рис. 2.12), несмотря на всю схематичность и, вероятно, еще малую точность, лишь подтверждает правильность этой интерпретации. Действительно, под западными акваториями океана и под Южной Америкой наблюдаются отрицательные формы рельефа ядра – надежно отмечающие собой корни нисходящих потоков в мантии, тогда как под центральными и южными частями Тихого океана видны подъемы поверхности ядра – столь же надежные признаки существования над ними восходящих потоков.

Если приведенное здесь описание геодинамических обстановок Тихоокеанского сектора Земли близко к действительности, то можно ожидать, что восточно-тихоокеанская и южная ветви конвективных течений далее соединяются с мощными восходящими потоками под Индийским океаном, Африкой и Северной Атлантикой (см. рис. 6.7). В результате создается впечатление, что взаимосвязанная цепь восходящих конвективных течений как в теннисном мяче опоясывает единым широким поясом центр нисходящих потоков под западной частью Тихого океана, Индонезией и Северной Австралией.

Ясно также, что под Северной Атлантикой существует мощный восходящий поток, о чем мы уже говорили выше. Но как он связан с только что описанной системой конвективных течений: через Северную Америку или Европу? Пока это не совсем ясно. Скорее через Северную Америку, поскольку под Западной Европой и Северной Африкой (особенно вдоль Средиземноморского и Альпийско-Гималайского подвижных поясов) еще сохранились реликты некогда мощных нисходящих конвективных потоков, предопределивших в свое время закрытие океана Тетис.

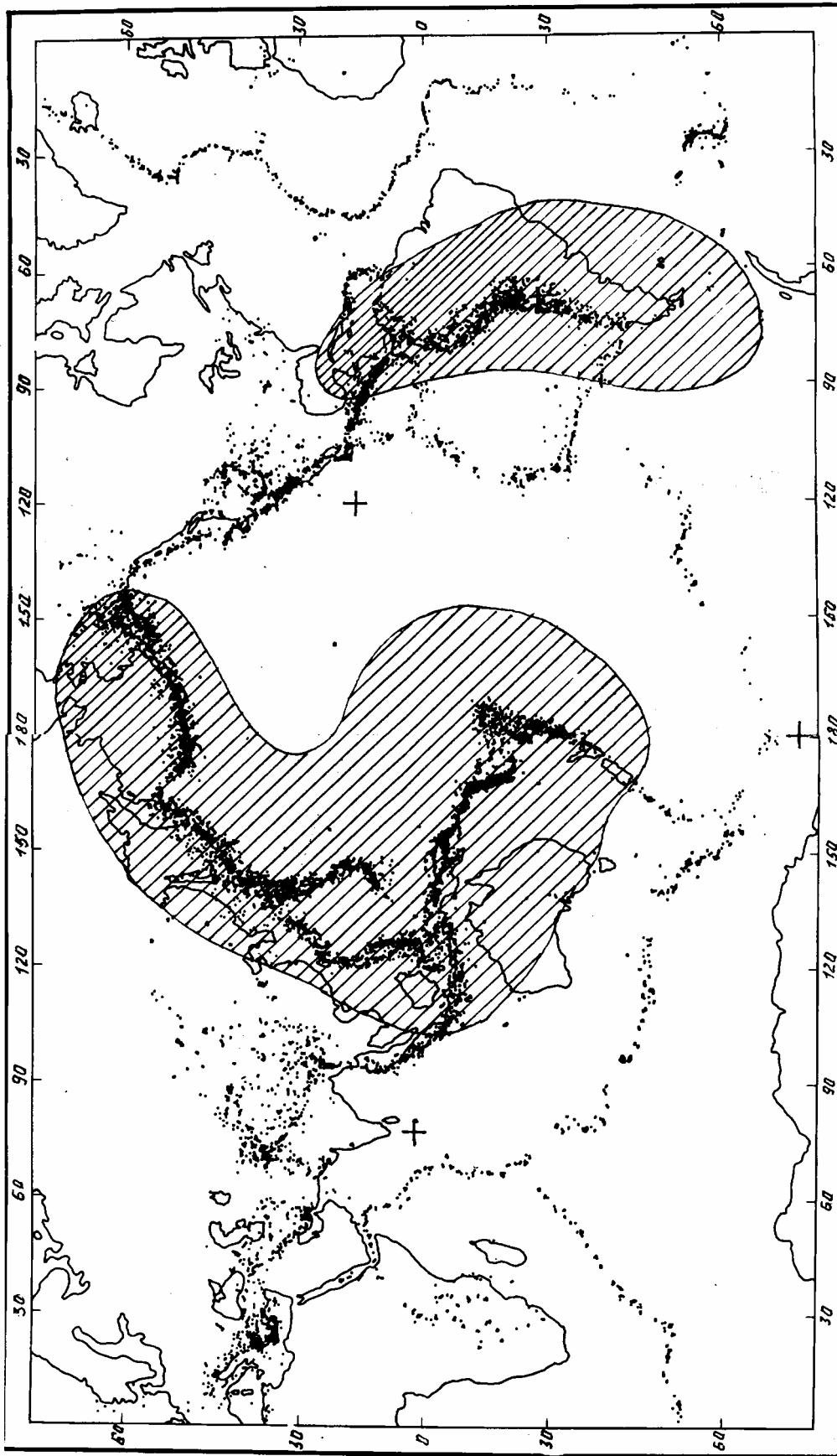


Рис. 6.9. Расположение нисходящих конвективных потоков в мантии на акватории Тихого океана и примыкающих к океану территориях на фоне карты сейсмической активности Земли (Barazangi, Dogman, 1968), изображенной на рис.2.6; крестиками отмечены центры отрицательных ундулаций геоида в Тихом, Южном и Индийском океанах (соответственно -52 , -60 и -105 м)

Остается неясной ситуация с Африкой. С одной стороны, ее сравнительно высокое стояние над уровнем океана и геологические данные определенно указывают на расколы и продолжающееся раздвижение Восточно-Африканской рифтовой зоны, что легче объяснить существованием под континентом восходящих потоков. Но, судя по карте рельефа земного ядра, оснований таких потоков здесь не обнаруживается. Поэтому остается предположить, что бóльшая (западная) часть Африканской плиты как бы отрывается от Сомалийского блока (вероятно, по ослабленным старым шовным зонам) и дрейфует на запад за счет действия на ее подошву горизонтальных мантийных течений, идущих от восходящего потока в Индийском океане к нисходящему потоку под Южной Америкой. Но это только предположение.

Вообще же литосферные плиты стремятся перемещаться под влиянием конвективных течений из областей развития восходящих потоков к местам существования нисходящих потоков мантийного вещества, обычно совпадающим с участками погружения океанических плит в мантию. Таким перемещениям плит, правда, часто препятствует их жесткость и взаимодействие плит друг с другом. Тем не менее можно ожидать, что отмеченная закономерность все же проявляется. Данные о направлениях и скоростях дрейфа плит имеют важное значение для выявления общего плана структуры мантийной конвекции. При этом необходимо помнить, что у нас нет абсолютной системы отсчета движения плит и все определения их перемещений носят только относительный характер – по отношению к другим плитам. Вероятно, такие реконструкции удобнее было бы строить в системе отсчета наименее подвижного из континентов, например Антарктиды, находящейся со времен позднего палеозоя вблизи полюса (в кайнозойское время континент уже никогда не покидал полюса).

Интересно отметить еще одну особенность конвективных движений в мантии. При возникновении одноячейковой конвективной структуры все континентальные массивы дрейфуют в сторону нисходящего потока, образуя над ним единый суперконтинент типа Моногеи, Мегагеи или Пангеи. После образования такого суперконтинента он, естественно, оказывается как бы окруженным со всех сторон зонами субдукции, по которым океанические плиты омывающего его единого океана, Панталассы, погружаются в мантию. При обычной скорости подвига плит около 5–10 см/год уже через несколько десятков миллионов лет эти плиты опускаются до уровня ядра, где подвергаются полному разрушению (дезинтеграции) благодаря действию бародиффузионного механизма дифференциации окислов железа и насыщения их расплавами межгранулярных пространств в мантийном веществе (см. раздел 4.3).

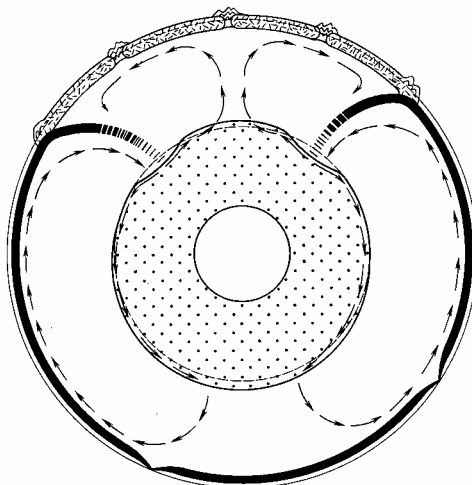


Рис. 6.10. Механизм разрушения суперконтинента за счет возникновения под ним нового восходящего мантийного потока вместо существовавшего ранее нисходящего потока

Вещество погружающихся плит всегда остается несколько более холодным, а следовательно, и более плотным по сравнению с окружающей их мантией. Поэтому естественно ожидать, что под зонами субдукции мантийное вещество будет вдавливаться в ядро, образуя там подобия корней нисходящих потоков (рис. 6.10). Отсюда следует, что после дифференциации дезинтегрированное мантийное вещество этих корней в виде жидкой “магматической каши” должно “стекать” с них (т.е. подниматься) в обе стороны от участков погружения бывших океанических литосферных плит в ядро. По этой причине под центром незадолго до этого возникшего суперконтинента постепенно начинают накапливаться крупные массы прошедшего дифференциацию и поэтому более легкого мантийного вещества. В результате через время порядка первых десятков миллионов лет под суперконтинентом на месте бывшего нисходящего потока возникает мощный восходящий конвективный поток, приподнимающий и взламывающий находящуюся над ним литосферную оболочку, а это приводит к расколу суперконтинента и центробежному дрейфу его материковых осколков в разные стороны от его бывшего центра. Однако и в этом случае “работает” рассмотренная Ю.Г. Леоновым (2001) пассивная модель континентального рифтогенеза.

Этим механизмом, по-видимому, объясняется неустойчивость всех возникавших в прошлые геологические эпохи суперконтинентов и чрезвычайно короткое время (не более 100 млн лет) их существования как единых материков. Фактически эта зависимость, являющаяся правилом, может быть объяснена лишь с точки зрения механизма глобальной химико-плотностной конвекции.

6.5. Результаты численного моделирования химико-плотностной конвекции в мантии

Приведенное выше описание мантийной конвекции носило качественный характер. Теперь желательно проверить сделанные выводы и постараться получить новые результаты путем проведения более строгого моделирования и количественного анализа основных закономерностей процесса. К сожалению, корректное описание движения сжимаемой жидкости в потенциальном поле силы тяжести, да еще в сферическом варианте строения мантии Земли, в случае переменной и зависящей от температуры вязкости жидкости с неоднородной и меняющейся плотностью является трудной задачей, поскольку соответствующие уравнения, описывающие такие движения, оказываются сложными и громоздкими.

В мантии Земли развивается сложная химико-плотностная и тепловая конвекция. Но любая конвекция вязкой жидкости в гравитационном поле может быть только плотностной независимо от причин, вызывающих ее плотностные неоднородности. Поэтому в широком понимании природы развивающейся в земной мантии конвекции ее следовало бы называть химико-тепловой или концентрационно-тепловой конвекцией, подчеркивая этим, что плотностные неоднородности в мантийном веществе возникают как за счет изменений химического состава или концентрации в нем тяжелой фракции, так и за счет эффектов теплового расширения (сжатия) вещества.

В общем случае химико-плотностной конвекции необходимо учитывать сильную экспоненциальную зависимость вязкости вещества от его температуры. По этой причине, в частности, оказывается, что вязкость вещества в восходящем потоке нижней мантии, если его температура, например, превышает на 100 °С температуру окружающей среды, будет приблизительно в 10 раз ниже вязкости нисходящих потоков. Это существенное изменение вязкости, и оно неизбежно приведет к заметному влиянию на структуру конвективных течений в мантии. Однако в большинстве ранних работ по конвекции зависимость вязкости от температуры обычно никак не учитывалась из-за больших математических сложностей, связанных с ее использованием в уравнениях движения вязкой жидкости.

В частном случае чисто тепловой конвекции принимается, что концентрация химических компонент вязкой жидкости остается постоянной, а все изменения ее плотности связаны только с изменениями температуры. С другой стороны, в строгом понимании проблемы чисто химико-плотностная конвекция в природе не встречается, поскольку она всегда сопровождается тепловыми эффектами и фактически превращается в химико-тепловую конвекцию. Отсюда видно, что моделирование химико-тепловой конвекции представляет собой более сложную задачу, чем моделирование чисто тепловой конвекции.

Несмотря на то, что в земной мантии развивается именно химико-плотностная конвекция, по традиции, идущей еще со времен А. Холмса (1928), обычно предполагается, что тектоническая активность Земли питается только энергией распада радиоактивных элементов и вызывается тепловой конвекцией. Многие геологи и геофизики до сих пор все еще придерживаются такой же точки зрения. Этим, по-видимому, объясняется, что большинство работ по конвекции в мантии ограничивается рассмотрением только ее тепловой формы. Тем не менее между тепловой и химико-плотностной конвекцией есть много общего. Объясняется это тем, что они описываются подобными уравнениями, поэтому и внешние их проявления также подобны друг другу, хотя в деталях, иногда существенных, их поведение оказывается различным. Например, различны реакции тепловых и химико-плотностных конвективных течений на перекрывающие их континентальные плиты при смене структур конвективных течений, при пересечениях границ фазовых переходов и т.д.

Наиболее обстоятельно тепловая конвекция на сегодня изучена В.П. Трубицыным и В.В. Рыковым. Существенным отличием их работ от аналогичных исследований является трехмерное моделирование и учет влияния континентов (как главных мантийных “теплоизоляторов”) на структуру самих конвективных течений. Так, оказалось, что в моделях тепловой конвекции под крупными континентальными плитами может происходить перегрев мантии, вызывающий возникновение в ней новых восходящих потоков, разрушающих такие плиты. Этим явлением, в частности, объясняется нестабильность и разрушение существовавших в прошлые геологические эпохи суперконтинентов, хотя для этого в толще мантии должны были бы существовать мощные источники радиогенной тепловой энергии, которых, как видно из раздела 5.2, практически нет (механизм возникновения восходящих потоков под суперконтинентами при химико-плотностной конвекции изображен на рис. 6.10). Тем не менее, моделирование тепловой конвекции в мантии, хоть и приближенно, но наглядно иллюстрирует существующий в ней массообмен мантийного вещества (рис. 6.11).

Учитывая большие сложности математического моделирования химико-теплого конвективного массообмена в мантии, вначале пользовались приближением чисто химико-плотностной конвекции, т. е. пренебрегали ее тепловыми эффектами. Такой подход частично оправдывался тем, что чисто тепловая конвекция была изучена достаточно полно как прямыми физическими экспериментами, так и математическим моделированием. Существующая в мантии химико-плотностная конвекция по своей природе является необратимым термодинамическим процессом, и по мере исчерпания запасов тяжелой фракции она постепенно затухает и в конце концов должна затухнуть. Поэтому такую конвекцию лучше всего изучать методами численного моделирования.

Первые работы в этом направлении были выполнены еще в 70-е годы. После же разработки современной теории процесса бародиффузионной дифференциации земного вещества (см. раздел 4.3) появилась возможность проведения новых модельных исследований химико-плотностной конвекции, основанных на более реальных представлениях физического процесса дифференциации и с привлечением более совершенных методов численного моделирования.

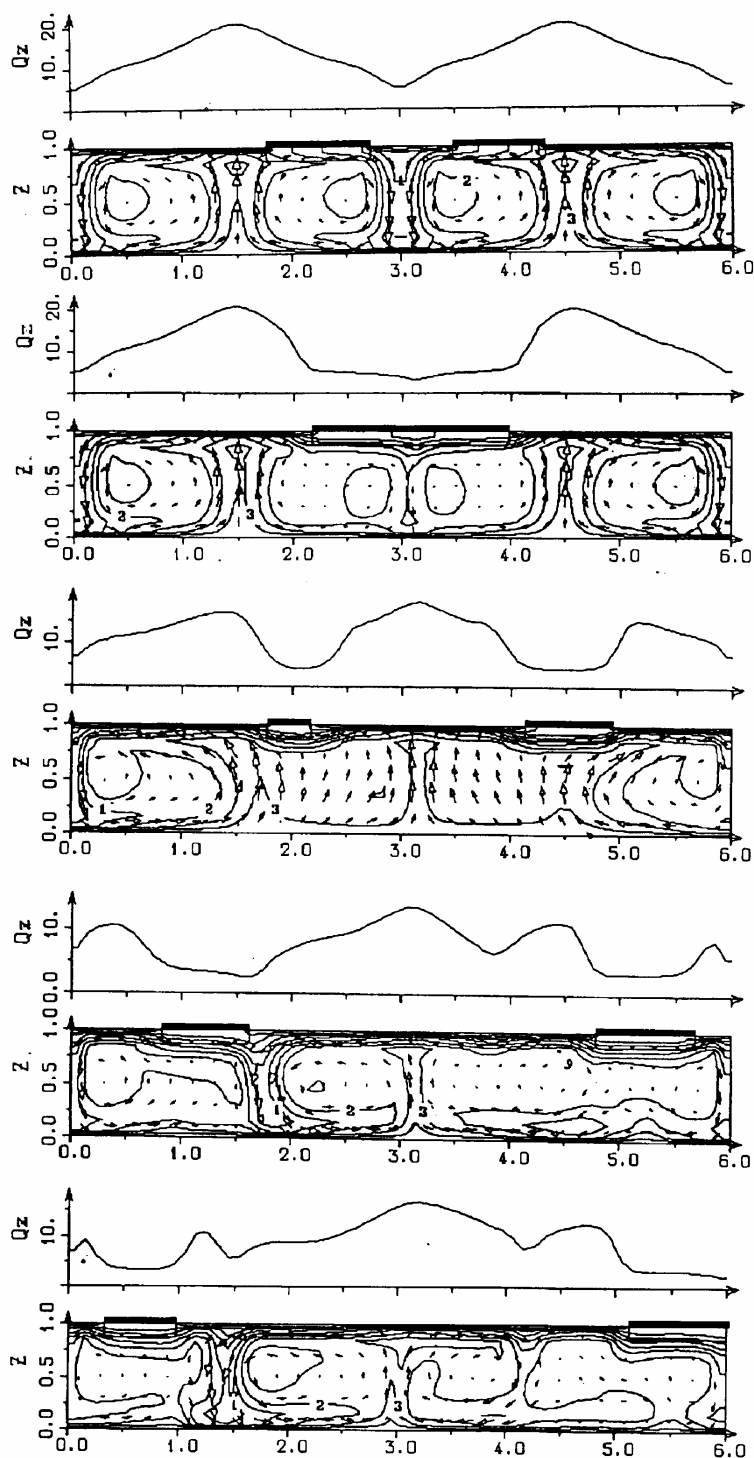


Рис. 6.11. Трехмерное числовое моделирование тепловой конвекции в мантии Земли, по В.П. Трубицыну и В.В. Рыкову (1995); разрезы приведены для времен 0; 0,2; 0,5; 1,0 и 1,2 млрд лет, на поверхности разрезов изображены дрейфующие континенты. Изолиниями на разрезах показаны распределения избыточных температур (в условном масштабе), а стрелками – векторы мантийных течений. Кривые над разрезами показывают безразмерные тепловые потоки (средний и максимальный тепловые потоки для океанов соответственно равны 75 и 120 мВт/м²)

Новая методика моделирования в основном была разработана Д.Г. Сеидовым и Ю.О. Сорохтиным (1987), ими же были проведены и первые эксперименты. Следуя этим работам, изложим полученные в них и последующих исследованиях результаты численного моделирования химико-плотностной конвекции. По этой методике в модели

задавалась концентрация плотного “ядерного” вещества, основные параметры Земли и сферические координаты. Кроме того, для каждой из компонент задавались уравнения состояния вещества, определяющие зависимость его плотности от давления и температуры. Мантийное вещество и входящие в него компоненты считались несжимаемой жидкостью. Вязкость мантии задавалась по наиболее вероятным распределениям, приведенным в разделе 2.9, а исходное распределение температуры принималось адиабатическим. Не описывая использовавшиеся при моделировании уравнения, отметим, что все необходимые выкладки такого рода приведены в работе (Монин и др., 1987). Для замыкания системы уравнений, определяющих мантийную конвекцию, к ним присоединялось еще и уравнение баланса “ядерного” вещества в мантии. Граничными условиями модели принималось условие “скольжения” конвектирующего вещества без трения по подошве мантии и на ее поверхности.

Составленные уравнения решались на равномерной сетке по радиусу и полярному углу: с шагом по радиусу 175 км и по углу 3° (всего 1037 узлов сетки). Шаг по времени выбирался из условия устойчивости итераций и в пересчете на геологическое время составлял 250 тыс. лет. В начальный момент времени задавалось однородное поле концентрации тяжелой фракции со случайными флуктуациями порядка 0,001, что соответствовало возмущениям поля плотности около $0,003 \text{ г/см}^3$.

При моделировании химико-плотностной конвекции в сферических координатах обычно возникали сложности, связанные с симметрией модели относительно их полярных осей. Учитывая это, Ю.О. Сорохтин провел моделирование такой конвекции в цилиндрических координатах, но с заменой показателя расхождения цилиндрических координат (обратно пропорциональный текущему радиусу) на показатель расхождения в сферических координатах (обратно пропорциональный квадрату текущего радиуса). В результате полученная модель оказалась эквивалентной сферической, но описывающей конвекцию в экваториальной или меридиональной плоскости (рис. 6.12).

Как видно из проведенного эксперимента, химико-плотностная конвекция действительно является нестационарной и все время меняет свою структуру. При этом четко прослеживается смена конвективных структур от одноячеистых к двухъячеистым (иногда и к более сложным), но с обязательным новым возвращением к одноячеистым структурам. При этом оказывается, что в пересчете на временные масштабы развития Земли периодичность полных конвективных мегациклов в эксперименте оказалась приблизительно равной 1 млрд. лет, тогда как для реальной Земли она близка к 0,8 млрд. лет и четко отмечается моментами формирования древних суперконтинентов – Моногеи, Меггеи, Мезогеи и Пангеи (см. рис. 8.2–8.11).

Подчеркнем, что многочисленные эксперименты с численным моделированием химико-плотностной конвекции в мантии при широких вариациях ее параметров и вертикального распределения вязкости никогда не приводили к возникновению устойчивых многоярусных конвективных структур. Существование же в мантии границ с эндотермическими фазовыми переходами, как, например, на глубине 670 км, о которой говорилось в разделе 6.2, хоть и могут осложнять структуру конвекции, но не приводят к возникновению устойчивой “двухъярусной” конвекции. Отсюда следует, что бытующие (и ныне модные) представления о функционировании в земной мантии устойчивой двухъярусной конвекции теоретическими расчетами и численным моделированием не подтверждаются. Наоборот, все такие исследования еще раз убедительно говорят о существовании в мантии единой конвекции для верхней и нижней мантии с хорошим перемешиванием мантийного вещества.

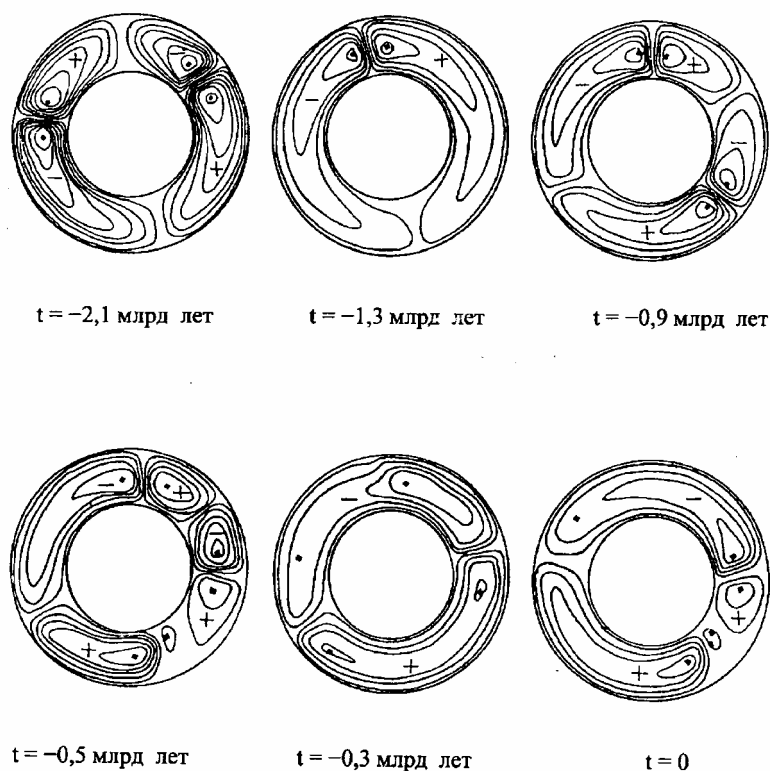


Рис. 6.12. Численное моделирование полей функции тока для химико-плотностной конвекции в цилиндрических координатах, аналог экваториального сечения в сферических координатах (по Ю.О. Сорохтину)

Обобщая рассмотренные результаты численных экспериментов мантийной конвекции, безусловно, необходимо учитывать схематичность построенных моделей химико-плотностной конвекции и не требовать от них полного количественного совпадения выявленных закономерностей с наблюдаемыми на Земле тектоническими явлениями, даже с применением соответствующих масштабных коэффициентов. Тем не менее, обращает на себя внимание соизмеримость полученных в эксперименте результатов с масштабами реальных геологических явлений. Например, неплохо совпадают друг с другом продолжительность теоретических и тектонических мегациклов, предсказанные и геологические возрасты всех четырех существовавших суперконтинентов, теоретически найденные и наблюдаемые скорости дрейфа литосферных плит и т.д. Причем все эти совпадения были получены подстановкой в модель ее параметров, либо найденных совершенно независимыми способами (например, вязкость мантии и концентрация в ней окислов железа), либо определенных ранее по бародиффузионной теории дифференциации мантийного вещества. Поэтому такие совпадения, по-видимому, нельзя считать случайными: они лишней раз подтверждают, что мантия Земли действительно охвачена химико-плотностной конвекцией.

Один из самых важных результатов моделирования состоит в доказательстве нестационарности химико-плотностной конвекции, хорошо объясняющей смену тектонических планов и режимов развития Земли, а также цикличность этих процессов. В этом отношении показательна выявленная особенность химико-плотностной конвекции время от времени создавать одноячейстые конвективные структуры с последующим их распадом на более сложные структуры. Представляется также, что этим явлением объясняются происходившие в истории Земли временные объединения разрозненных прежде материков в единые суперконтиненты типа Мегатеи Штилле (около 1,8 млрд лет назад) или Пангеи Вегенера (около 300–230 млн лет назад). Особенно хорошо изучен по палеомагнитным и геологическим данным процесс объединения материков в

вегенеровскую Пангею с последующим ее расколом и центробежным дрейфом континентов, продолжающимся до наших дней. Эти данные настолько убедительны и хорошо иллюстрированы многочисленными совпадающими реконструкциями, что сомневаться в них сегодня уже не приходится.

Чисто тепловая конвекция, управляемая подогревом мантийного вещества снизу (теплом ядра) и его охлаждением с поверхности (опусканием в мантию океанических литосферных плит), должна была бы привести к возникновению в мантии стационарной конвекции бенаровского типа с неизменными положениями в ее теле восходящих и нисходящих потоков. На такой планете положения континентов всегда оставались бы фиксированными, привязанными к нисходящим потокам, а по периферии они окружались бы со всех сторон зонами субдукции. Лишь тепловая конвекция, возбуждаемая радиоактивным разогревом самого мантийного вещества, как это принимается в моделях В.П. Трубицына и В.А. Рыкова, подобно химико-плотностной конвекции, является принципиально нестационарной. Однако для ее возбуждения с наблюдаемой в действительности интенсивностью тектонических процессов на Земле необходимо приблизительно в 10 раз увеличить содержание радиоактивных элементов в мантии по сравнению с их наиболее вероятными концентрациями в этой геосфере, поскольку современный вклад радиогенной энергии в эндогенную энергетику Земли не превышает 10% (см. раздел 5.5). Кроме того, при радиогенном механизме возбуждения тектонической активности Земли становится непонятным перегрев мантии в архее и резкий переход от архейской тектоники к тектонике литосферных плит в протерозое и фанерозое, поскольку при радиогенном разогреве мантии такой переход должен был бы быть плавным.

Таким образом, численное моделирование химико-плотностной конвекции в мантии явилось еще одним убедительным свидетельством в общей цепи доказательств, что глобальная эволюция Земли и ее тектоническая активность в основном управляются главным энергетическим процессом – химико-плотностной дифференциацией земного вещества на плотное окисно-железное ядро и остаточную силикатную мантию. Этот процесс продолжается и сегодня.

6.6. Так называемые “горячие точки” в мантии и мембранная тектоника

Рассматривая проблему конвективного массооборота в мантии, нельзя не коснуться критики понятия так называемых “горячих точек”. Впервые высказанная Т. Вильсоном (1963) идея существования в мантии “горячих пятен”, над которыми возникают вулканы типа Гавайских островов, после работ В. Моргана (1971, 1972), попытавшегося дать ей теоретическое объяснение, неожиданно приобрела большую популярность среди многих геологов. Согласно В. Моргану, в мантии существуют горячие струи – плюмы, поднимающиеся с уровней нижней мантии к основаниям литосферных плит и проплавливающие (“прожигают”) их, в результате чего и возникают внутриплитовые вулканы. К. Бурке и Т. Вильсон (1976) предположили даже существование на Земле 122 “горячих точек”. При этом принимается, что положение “горячих точек” как бы фиксировано по отношению к нижней мантии. Отсюда появилось множество работ, в которых авторы пробуют определить “абсолютные” движения литосферных плит по цепочкам вулканов, якобы оставшихся на поверхности Земли в виде следа “прожигания” плит после их перемещения над такими “горячими точками”.

Физических основ и соответствий с геологическими данными у этой идеи не более, чем у гипотезы “расширяющейся Земли”. Начнем с геологических данных. Обычно в вулканах, ассоциируемых с “горячими точками”, изливаются щелочные базальты. Однако известно (Грин, Рингвуд, 1968, 1970), что такие базальты выплавляются в области существования шпинелевых пиролитов (лерцолитов) при околосолидусных температурах, т. е. магмы щелочных базальтов являются не горячими, а предельно остывшими расплавами, которые могут существовать только непосредственно под подошвой

литосферы при малой степени парциального плавления мантийного вещества. При высоких температурах, существенно превышающих солидус мантийного вещества, т.е. при высоких степенях парциального плавления пиролита, должны были бы выплавляться пикритовые базальты или даже коматииты. Об этом же говорят и эксперименты по фракционной кристаллизации базальтовых магм. Действительно, щелочные базальты возникают только как остаточные жидкости при охлаждении и кристаллизации исходных оливин-базальтовых магм в условиях повышенных давлений (Иодер, Тилли, 1965), соответствующих РТ-условиям, существующим непосредственно под зрелыми океаническими плитами возрастом от 20 до 100–120 млн лет и мощностью 40–80 км.

Температура щелочных лав, извергающихся в вулканах “горячих точек” обычно лежит в пределах 1100–1200 °С, тогда как приведенное к поверхности значение адиабатической температуры мантии приблизительно равно 1320 °С, а ее пересечение с экспериментально определенной температурой плавления мантийного вещества происходит на глубинах около 80 км (см. рис. 6.2). Следовательно, только в пределах этих глубин и могло происходить зарождение самих базальтов.

Если бы магматические струи – плюмы зарождались в нижней мантии, как предполагали создатели гипотезы “горячих точек”, например, на глубине 1000 км (это только верхняя часть нижней мантии), то именно на такой глубине возникали бы и сами очаги первичных расплавов. Учитывая, что на этих глубинах температура плавления силикатов достигает 3500 °С, легко определить, что, попадая на поверхность температура этих расплавов равнялась бы примерно 2100 °С, т.е. оказывалась бы перегретой приблизительно на 800 °С по сравнению с реальными температурами щелочных базальтовых лав! Такого не происходило даже в архее, когда мантия была перегретой на 300–500 °С и в обилии порождала коматиитовые расплавы.

Не увенчались успехом и все попытки установления с помощью сейсмических методов магматических струй или плюмов перегретого вещества в глубокой мантии под Гавайскими островами: никаких аномалий в подлитосферной мантии там обнаружить так и не удалось. По этому поводу Д. Браун и А. Массет, авторы книги “Недоступная Земля” (1984), отмечают, что сейсмические исследования не подтверждают существования в мантии плюмов.

Противоречит гипотеза “горячих точек” и проявлениям вулканизма на Гавайских островах, для объяснения которого она и была предложена. Так, по геологическим данным установлено, что основная фаза вулканизма, сформировавшая о. Оаху, закончилась около 3 млн лет назад. С тех пор произошла эрозия острова, сформировались поверхности выравнивания и глубокие эрозионные долины, но в течение более чем 2 млн лет никакой вулканической деятельности там больше не происходило. Однако уже в четвертичное время, около нескольких сотен тысяч лет назад, вулканическая активность внезапно вновь проявилась и закончилась лишь около 30 тыс. лет назад, сформировав свежие излияния и вулканические постройки гонолулской серии. За 2 млн лет перерыва вулканической деятельности существовавший ранее магматический канал должен был бы полностью раскристаллизоваться и прочно затампонироваться. Но чем тогда можно объяснить новую очень короткую вспышку вулканизма на о. Оаху? Новым “прожиганием” литосферы над новой “горячей точкой”? Ведь старая “горячая точка” в это же самое время продолжала “действовать” на южном острове архипелага Гавайи, тогда как о. Оаху за эти 2–3 млн лет переместился к северо-западу от места активного вулканизма приблизительно на 200–300 км. По-видимому, такой короткий импульс повторного вулканизма Гонолулской серии (после длительного перерыва вулканической активности) можно объяснить только повторным образованием трещины в литосферной плите под о. Оаху.

Теперь кратко о физических основах “горячих точек”. Начнем с того, что идея таких точек полностью несовместима с концепцией конвектирующей мантии, лежащей в

основе хорошо обоснованной теории тектоники литосферных плит. Ведь в охваченной конвективными движениями мантии, будь то тепловая или тем более химико-плотностная конвекция, распределение температуры всегда близко к адиабатическому с приведенной к поверхности температурой около 1320 °С. Следовательно, в такой мантии глубже 80 км (т.е. глубже перехода шпинелевых лерцолитов в гранатовые) никаких ювенильных расплавов существовать не должно (см. рис. 6.2). Тем более этот запрет полностью относится к нижней мантии. Кроме того, в конвектирующей мантии происходит постоянное перемешивание вещества, и поэтому совершенно исключается предположение о существовании в ее глубинах каких-либо участков локального перегрева вещества на 1000–2000 °С. Для этого потребовались бы природные радиоактивные реакторы, с ураганскими концентрациями в них радиоактивных элементов. Но в мантии таких элементов очень мало, к тому же они более или менее равномерно распределены по всему мантийному веществу, а их вклад в эндогенные энергетические процессы не превышает 8–10% (см. раздел 5.5).

Предвидя возражения, с напоминанием о генерации кимберлитовых, лампроитовых, карбонатитовых и щелочно-ультраосновных магм на глубинах больших 80 км и вплоть до 250 км. Обратим внимание на то, что температуры этих магм не превышают 1000–1100 °С, а происхождение всех этих экзотических расплавов легко может быть объяснено переплавлением докембрийских водонасыщенных и богатых окислами железа карбонатно-силикатных океанических осадков, затянутых на такие глубины под архейские континенты по древним зонам поддвига плит (О. Сорохтин, Ф. Митрофанов, Н. Сорохтин, 1996). Возможность затягивания железистых (тяжелых) осадков на такие глубины была показана в работе А.С. Мониной и О.Г. Сорохтина (1986), а температура плавления водонасыщенных осадков даже при давлениях около 50–70 кбар, как известно, не превышает 600–900 °С (подробнее об этом см. гл. 11).

Для того чтобы проплавить вещество литосферы, необходимо подвести к ее подошве достаточный запас тепла. Если считать, что “прожигание” узкого магматического канала происходит теми же магмами, которые поступают в вулканический канал, то исходная температура таких магм опять должна была бы превышать температуру астеносферы на те же 1000–1500 °С, а это, как показано выше, полностью исключается. С точки зрения гидродинамики узкие плюмы не могут порождаться и самим конвективным массообменом в мантии, так как для этого опять потребовался бы перегрев их вещества на многие сотни градусов, а вместо щелочных лав в вулканах, расположенных над такими горячими плюмами, изливались бы только коматииты.

Иногда в качестве доказательства существования “горячих точек” и привноса в них вещества из более глубокого “недеплетированного” резервуара мантии приводят стронциевые отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7030\text{--}0,7036$, слегка, но все-таки заметно превышающие таковое для толеитов срединно-океанических хребтов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7027$. Но эту разницу изотопных отношений легко объяснить и без привлечения таких механизмов дифференциации, как плюмы “горячих точек”. Действительно, фракционное плавление мантийного вещества на глубинах подлитосферной мантии при умеренных давлениях (от 7 до 20 кбар) и близких к солидусу температурах, прежде всего, приводит к расплавлению щелочных пироксенов, содержащих и радиоактивный рубидий ^{87}Rb . При этом в расплав переходит избыточный радиогенный ^{87}Sr , который накапливался в кристаллических решетках таких пироксенов (за счет распада ^{87}Rb) еще до момента попадания данной порции мантийного вещества на уровень астеносферы. При меньших же давлениях и большем парциальном плавлении мантийного вещества под срединно-океаническими хребтами уже в большей мере переходят в расплав кальциевые пироксены и полевые шпаты (основные носители стронция), “запомнившие” отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ со времени предыдущего цикла расплавления мантийного вещества в астеносфере, происшедшего

еще в прошлом конвективном цикле, характеризовавшемся меньшими значениями таких отношений.

Таким образом, магматизм так называемых “горячих точек” на поверку оказывается предельно холодным и никак не связанным с глубокой (нижней) мантией. Поэтому все многочисленные попытки определить по “горячим точкам” абсолютные перемещения литосферных плит оказываются построенными на песке. Но в чем же тогда скрыта истинная причина появления внутриплитового магматизма? Сегодня на этот вопрос можно ответить уверенно и однозначно: внутриплитовый магматизм появляется только в тех случаях и только тогда, когда в литосферной оболочке возникают сквозные трещины, дренирующие верхние слои астеносферы и заполняемые поступающими из них расплавами. Отсюда следует, что как океанический, так и континентальный рифтогенез возникают только при расколах литосферных плит под влиянием растягивающих напряжений, как это и следует из модели пассивного рифтогенеза Ю.Г. Леонова (2001). При таком механизме возникновения внутриплитового магматизма его геохимия и термодинамика определяются только давлением и температурными условиями в подлитосферной мантии, а также глубиной проникновения в нее дренирующих трещин. С этим механизмом оказываются полностью согласованными большинство геологических данных по магматизму такого типа и экспериментальные результаты по плавлению пиролита (лерцолитов) при разных РТ-условиях. При этом не требуется привлечения каких-либо дополнительных гипотез. Единственный остающийся вопрос – это выяснение механизмов возникновения самих расколов и трещин в литосферной оболочке Земли.

Такие расколы, естественно, могут возникать и под влиянием конвективных течений в мантии (пример тому – Восточно-Африканская рифтовая система), а также под влиянием столкновения плит и давления со стороны соседних плит (как это происходит в Восточной Азии и Забайкалье). Но такие расколы не создают иллюзий стоящих на месте магматических центров типа Гавайских вулканов. В этом отношении плодотворной является гипотеза Д. Таркота и Е. Оксбурга (1978), согласно которой литосферные плиты, перемещаясь по поверхности горячей мантии, вынуждены приспособляться к переменной кривизне эллипсоида вращения Земли. И хотя радиусы кривизны литосферных плит при этом меняются несущественно (всего на доли процента), их деформация вызывает в теле крупных плит появление избыточных напряжений растяжения или сдвига порядка сотен бар. При наличии в астеносфере жидких расплавов, способных заполнять собой образующиеся трещины и принимать на себя всестороннее гидростатическое давление вышележащих пород, такие напряжения достаточны для полного раскола литосферы от ее основания и до поверхности.

Если же теперь крупная литосферная плита, например Тихоокеанская, перемещается из низких широт в более высокие, то в теле такой плиты должны постепенно нарастать напряжения растяжения (рис. 6.13). После достижения ими предела прочности пород на разрыв в литосферной оболочке, лежащей на пропитанном жидкими базальтовыми расплавами астеносферном слое, будет происходить раскол и образование заполняемой этими же расплавами трещины. В результате базальтовым магмам открывается доступ из-под подошвы литосферы на ее поверхность с образованием вначале покровных излияний, а затем и вулканических построек. При длительном действии такого механизма на критических широтах около 18–20° с. ш. (на которых напряжения растяжения достигают предела прочности пород на разрыв) возникнет “бегущая” трещина, на острие которой постоянно будут происходить излияния базальтовых лав.

В 1990 г. одному из авторов монографии (О.Г. Сорохтину) посчастливилось опускаться на глубоководном обитаемом аппарате “Мир” на дно Тихого океана к югу от действующего подводного вулкана Лоихи (расположенного южнее о. Гавайи), вблизи от начала вновь формирующейся трещины раскола литосферы. В месте погружения

совершенно свежие и еще не присыпанные осадками базальтовые лавы с подушечной текстурой залегают в виде покрова непосредственно на осадках. В центральных частях этого покрова отчетливо видны открытые трещины – гъяры метровых размеров, явные следы растяжения пород. К северо-западу площадь и мощность базальтовых покровов последовательно возрастала, пока постепенно не перешла в подножие молодого подводного вулкана Лоихи. По нашему мнению, наблюдавшаяся картина базальтовых излияний к югу от Гавайских островов практически однозначно свидетельствует о функционировании здесь механизма разрыва Тихоокеанской литосферной плиты, а не ее проплавления мантийным веществом “горячей точки”.

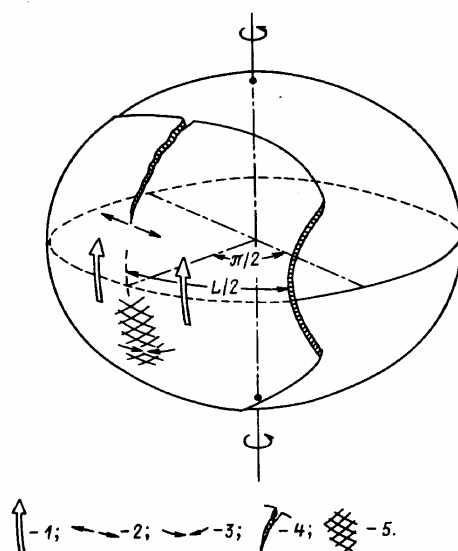


Рис. 6.13. Растяжение и раскол жесткой литосферной плиты при ее движении с юга на север по поверхности эллипсоида вращения Земли: 1 – направление движения плиты; 2 – напряжения растяжения; 3 – напряжения сжатия; 4 – “бегущая” трещина растяжения; 5 – зона сдвиговых деформаций в области сжатия плиты

Если после заживания первого разлома (благодаря охлаждению и полной кристаллизации магмы в подводящем канале) напряжения растяжения все-таки продолжают возрастать (за счет продолжающегося изменения кривизны перемещающейся литосферной плиты), то может возникнуть новая трещина и произойти повторный импульс вулканизма, как это и наблюдалось в голоцене на о. Оаху в Гавайском архипелаге.

После полного развития раскола кривизна литосферы вновь приспособляется к форме эллипсоида вращения Земли, напряжения в ней исчезают, а базальтовые магмы, когда-то внедрившиеся в образовавшиеся трещины, полностью остывают, кристаллизуются и вновь спаивают воедино расколовшуюся было литосферную плиту. Однако остающиеся на ее поверхности потухшие вулканы четко отмечают путь движения плиты над критической широтой (но не долготой и тем более не над “горячей точкой”!).

При движении плит из высоких широт в низкие вместо напряжений растяжения в них появляются напряжения сжатия (действующие в широтном направлении), и как следствие в таких плитах возникает ортогональная система сдвиговых деформаций, ориентированная под углом 45° к направлению главных сжимающих напряжений. В узлах сети сдвиговых деформаций (на пересечении сдвигов) возникают, как правило, изолированные каналы – зияния, по которым происходят вулканические извержения, создающие затем площадные группы вулканических островов. Как и в предыдущем случае, эти острова также формируются в основном на критических широтах (но не долготах!). Если взять в пример Тихоокеанскую плиту, то архипелаги таких островов возникают приблизительно на $25\text{--}30^\circ$ ю. ш. и всегда тяготеют к ослабленным зонам трансформных разломов. На этих же широтах в середине мелового периода возникли

многочисленные вулканические острова, превратившиеся в позднем мелу в плосковершинные подводные горы – гайоты (Богданов и др., 1990). К настоящему времени все гайоты этого возраста уже переместились в Северное полушарие.

Посмотрим теперь с количественной точки зрения, насколько мембранная гипотеза отвечает реальной обстановке возникновения внутриплитового вулканизма гавайского типа на Тихоокеанской плите. Для расчета используем параметры эллипсоида вращения Земли: экваториальный радиус $R_e = 6378,16$ км, полярный радиус $R_p = 6356,78$ км. Как видно из этих данных, эксцентриситет эллипсоида вращения Земли очень небольшой, всего $e = 1/298,3$. Это позволяет приближенно решать задачу о деформациях перемещающихся по поверхности Земли литосферных плит с использованием только упрощенных моделей.

Рассмотрим опять движение крупной литосферной плиты от экватора на север. При этом благодаря жесткости плиты и разности радиусов ее кривизны на экваторе и на более высоких широтах в ее центральной части возникает подобие арки амплитудой в сотни метров и более (на полюсе высота такой “арки” превышала бы 21 км). Если в качестве примера взять Тихоокеанскую плиту и учесть, что на ее флангах (по краям плиты) отсутствуют упоры, поскольку в этих местах плита по зонам субдукции погружается в мантию или только формируется в рифтовых зонах, то оказывается, что у такой плиты не может возникнуть арочный эффект сжатия. Наоборот, у такой плиты должна наблюдаться обратная картина – растяжение за счет ее соскальзывания с астеносферного выступа под аркой. Согласно расчетам (Сорохтин, Ушаков, 1993), учитывающим размеры Тихоокеанской плиты, превышающие 11 тыс. км, и ее упругое сжатие, высота такой “арки” в центре плиты могла бы превышать несколько сотен метров. Судя по широкой положительной гравитационной аномалии в свободном воздухе амплитудой около 10 мГал, протянувшейся строго по центральной зоне Тихоокеанской плиты в северо-западном направлении от экватора до широты Гавайских островов, и широким депрессиям гравитационного поля (до -20 мГал) на флангах этой плиты (рис. 6.14), суммарная высота ее “арки” достигает 330 м. Возникающие при этом напряжения растяжения в своде такой “арки” на $18-20^\circ$ с. ш. (т. е. как раз в зоне развития упоминавшихся выше базальтовых покровов к югу от о. Гавайи) достигают -70 бар. Для сравнения напомним, что, судя по интенсивности большинства землетрясений и размерам их очаговых зон, подвижки (разломы) в горных породах происходят при избыточных напряжениях порядка нескольких десятков бар. В присутствии же жидкого базальтового расплава, воспринимающего на себя литостатическое давление пород, их прочность оказывается существенно сниженной.

Интересно отметить, что в южной котловине Тихого океана, где литосферная плита движется из высоких широт в низкие, как и следует из гипотезы мембранной тектоники, в центре плиты располагается пологая отрицательная гравитационная аномалия в свободном воздухе, а по ее периферии, наоборот, положительные аномалии. Общий размах аномалий достигает все тех же 30 мГал. Следовательно, относительная амплитуда прогиба плиты здесь также достигает 330 м, а напряжения сжатия (и сдвига) $+70$ бар.

Из приведенных примеров расчета видно, что возникающих за счет мембранного эффекта напряжений в Тихоокеанской плите достаточно для ее разрыва и возникновения в ней крупных трещин – подводящих магматических каналов. Ширину образующихся трещин можно определить по относительным деформациям плиты с учетом ее упругих и прочностных свойств. Проведенные оценки показывают, что ширина трещины растяжения Тихоокеанской плиты на 20° с. ш. уже может достигать 1,3 км. В реальных условиях, однако, ширина трещины будет еще большей, поскольку значение “долговременного” модуля упругости (благодаря релаксационным явлениям в породах литосферы) всегда оказывается существенно меньшим принятого в расчете его “мгновенного” значения. Естественно, такие широкие трещины являются великолепными

подводящими каналами для базальтовых магм, поднимающихся из-под расколовшейся литосферы на ее поверхность, чем в конечном итоге и объясняется внутриплитовый вулканизм гавайского типа.

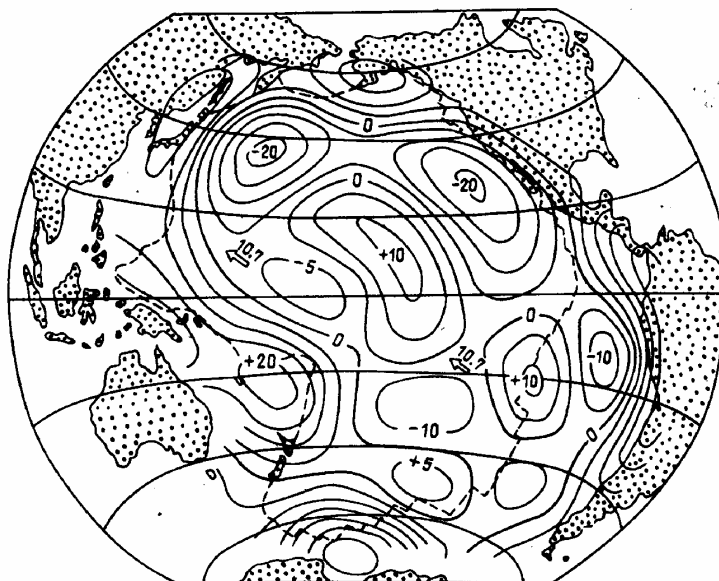


Рис. 6.14. Карта осредненных по 10-градусной сетке гравитационных аномалий в редукции свободного воздуха для Тихого океана (Geodynamic map, 1985)

С течением времени базальтовая магма, заполняющая образовавшуюся трещину, должна остывать и кристаллизоваться в габбро. Если после полной кристаллизации базальтовых расплавов в подводящем канале литосферная плита на некоторой широте φ вновь спаивается в единую упругую оболочку, то на этот раз она приобретает уже кривизну эллипсоида вращения Земли на той же самой широте φ . Поэтому при расчете возникающих в движущейся плите новых напряжений на более высоких широтах необходимо уже учитывать параметры не экваториального сечения Земли, а сечения, проходящего через широту φ и оба полюса вращения плиты. Полное восстановление единства Тихоокеанской плиты, с восстановлением ее упругих свойств в месте старого разрыва, судя по карте гравитационных аномалий, в осредненном виде изображенной на рис. 6.14, по-видимому, происходит только на широтах около $\varphi \approx 26^\circ$ с. ш. В этом случае к моменту перемещения плиты на широты около 40° с. ш. в ее теле вновь нарастают напряжения, близкие к пределу прочности литосферы (по гравитационным данным около 47 бар). Но, как мы знаем, второй раз Тихоокеанская плита все-таки не раскалывается, вероятно, из-за быстрого снятия напряжений в связи с уменьшением ее линейных размеров в северной части Тихого океана. Тем не менее не исключено, что сравнительно молодая структура Императорского трога на дне этой части океана как раз и образовалась благодаря развитию начальных стадий растяжения плиты, не дошедших, однако, до полного ее разрыва.

Таким образом, из приведенных оценок видно, что, несмотря на малость эксцентриситета эллипсоида вращения Земли, мембранный эффект, связанный с деформациями литосферных плит, перемещающихся по его поверхности, геологически весьма ощутим и может приводить к разрывам крупных плит. В дальнейшем эти плиты вновь восстанавливают свое единство (за счет охлаждения и кристаллизации заполнявших разломы магм), однако оставшиеся на их поверхности шрамы в виде цепочек потухших вулканов, действовавших когда-то на критических широтах около $18-20^\circ$, четко отмечают след “бегущих” трещин движущихся плит. Таким же путем и “бегущая” трещина в теле Тихоокеанской плиты оставила неизгладимый след в виде цепи островов Гавайского

архипелага и подводных вулканических построек Гавайского и Императорского хребтов. Но эти хребты и острова вовсе не являются следами так называемых “горячих точек”.

6.7. Общие закономерности тектонической активности Земли

Под тектонической активностью Земли будем понимать интенсивность протекания всей совокупности геологических процессов, приводящих к деформациям ее литосферной оболочки (включая земную кору) и проявлениям любых форм магматизма в пределах этой оболочки. После появления теории тектоники литосферных плит стало ясно, что наглядной оценкой средней тектонической активности Земли может служить некая мера движения ансамбля литосферных плит, например скорость их относительного перемещения. Однако наиболее общей, удобной и физически обоснованной оценкой тектонической активности Земли, по-видимому, следует все же считать ее энергетическую меру, определяемую в конечном итоге идущим из мантии глубинным тепловым потоком \mathcal{Q}_m . Действительно, любые перемещения земных масс и магматические преобразования вещества, приводящие к тектонической активности нашей планеты, в конечном итоге преобразуются в тепло и теряются Землей с ее тепловым излучением. Именно поэтому такой глубинный тепловой поток \mathcal{Q}_m и может являться естественной мерой тектонической активности Земли.

Выше было показано (раздел 5.4), что основная часть идущего из мантии глубинного тепла (см. рис. 5.16) теряется через океанические плиты. В настоящее время эта доля составляет 92%, а в прошлые геологические эпохи она была еще более высокой. Следовательно, можно считать, что после возникновения эндогенной тектонической активности Земли параметр \mathcal{Q}_m прежде всего и всегда характеризовал собой режимы формирования и разрушения океанических литосферных плит. Но тепловой поток через океанское дно пропорционален корню квадратному из произведения средней скорости движения океанических плит на их площадь S_{oc} (Сорохтин, Ушаков, 1991). Тогда средняя скорость движения океанических плит оказывается пропорциональной отношению $v_l \sim \mathcal{Q}_m^2 / (S_{oc})^{1,5}$ (площадь океанических плит будет определена ниже). Считая, что современная средняя скорость движения океанических плит равна 5 см/год, и учитывая, что площадь океанических плит в архее постепенно увеличивалась вместе с расширением низкоширотного тектонически активного пояса Земли, можно оценить и среднюю скорость движения этих плит в прошлые геологические эпохи (рис. 6.15).

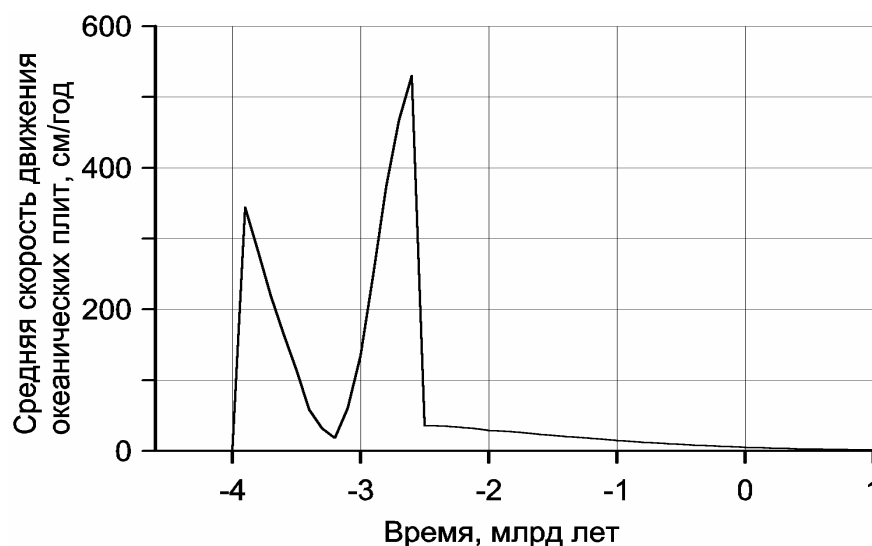


Рис. 6.15. Эволюция средней скорости движения океанических литосферных плит

Как видно из этого графика, первый существенный всплеск тектонической активности Земли произошел в раннем архее, когда начал действовать механизм зонной дифференциации железа. Средняя скорость взаимного перемещения океанических плит тогда достигала 100–300 см/год, т.е. в 20–60 раз превышала современные скорости их движения. При этом столь высокие скорости движения плит во многом определялись тем, что в раннем архее их площадь еще была незначительной и поэтому плотность теплового потока через них была, наоборот, значительной.

В середине архея, около 3,2–3,1 млрд лет назад, наблюдалось некоторое ослабление тектонической активности Земли с образованием более стабильных океанических плит. В это время скорость движения литосферных плит снижалась приблизительно до 20–25 см/год. Уменьшение тектонической активности в середине архея объясняется тем, что в это время фронт зонной дифференциации земного вещества подошел к тем глубинам (около 800–1000 км), на которых существенно возросла разность между температурой плавления металлического железа и геотермой Земли (см. рис. 4.1). В результате начиная с этого времени (приблизительно с 3,4 млрд лет назад) значительная часть гравитационной энергии, освобождавшейся при сепарации расплавов железа от силикатов, стала расходоваться не только на возбуждение конвективных движений в верхней мантии (т.е. не только на тектоническую активность Земли), но и на прогрев нижележащей и еще сравнительно холодной первозданной сердцевины молодой Земли.

В позднем архее, во время формирования земного ядра, наблюдался новый и наиболее резкий всплеск тектонической активности Земли. Скорость движения океанических плит тогда превышала 350 см/год и в пике достигала почти 400 см/год, т.е. более чем в 70 раз превышала скорость движения современных плит! Резкий всплеск тектонической активности Земли в позднем архее был связан с двумя причинами: во-первых, с переходом процесса дифференциации земного вещества от сепарации металлического железа (в раннем архее) на дифференциацию более обильных эвтектических сплавов Fe-FeO; во-вторых, с катастрофическим процессом выделения земного ядра около 2,9–2,6 млрд лет назад, сопровождавшимся высвобождением колоссальной дополнительной энергии около $5 \cdot 10^{37}$ эрг (см. гл. 5). Суммарное воздействие этих процессов вызвало колоссальный всплеск тектонической активности Земли, который оставил в ее геологической летописи неизгладимый след радикальной переработки почти всей образовавшейся к тому времени континентальной коры.

Начиная с раннего протерозоя скорость движения литосферных плит последовательно снижалась с 50 см/год до ее современного значения около 5 см/год. Снижение средней скорости движения плит будет происходить и далее, вплоть до того момента, когда благодаря увеличению мощности океанических плит и их трению друг о друга оно вообще не прекратится. Но произойдет это, по-видимому, только через 1–1,5 млрд лет.

Первое и, вероятно, главное следствие, вытекающее из рассмотренной здесь теории глобальной эволюции Земли это четкое *деление тектонического развития Земли на четыре крупных и принципиально различных этапа: 1) пассивный катархейский; 2) исключительно активный архейский; 3) умеренно активный (спокойный) протерозойско-фанерозойский и 4) будущий этап тектонической смерти Земли.*

Древнейший из этих этапов (догеологический или катархейский) продолжался около 600 млн лет, т.е. от момента образования Земли 4,6 млрд лет назад до начала ее тектонической активности в раннем архее приблизительно 4,0 млрд лет назад. В это время тектономагматические проявления эндогенного происхождения полностью отсутствовали, поскольку Земля была еще сравнительно холодным космическим телом и все вещество в ее недрах находилось при температурах существенно более низких, чем температура начала его плавления. Тем не менее Земля в эпоху катархея не была тектонически мертвой планетой. Во-первых, ее недра тогда постепенно разогревались за счет энергии распада

радиоактивных элементов и приливного взаимодействия с Луной, подготавливая тем самым условия для перехода Земли к тектонически активным этапам развития. Во-вторых, в катархее (особенно в раннем катархее) существенную роль играла экзогенная тектоника приливного происхождения. В общем же этот этап можно было бы назвать криптотектоническим или скрытнотектоническим.

Первые явные и интенсивные проявления эндогенной тектономагматической активности Земли достоверно отмечаются только в начале архея, около 3,8 млрд лет назад (Мурбат, 1980; Тейлор, Мак-Леннан, 1988). При этом начало тектонической активности Земли было подготовлено радиогенным и приливым прогревом земного вещества до уровня появления в ее верхней мантии первичной астеносферы. Последовавшая за этим резкая и даже “ударная” активизация тектономагматической деятельности на Земле происходила вначале за счет “накачивания” в образовавшуюся астеносферу приливной энергии лунно-земных взаимодействий, а затем благодаря выделению гравитационной энергии дифференциации земного вещества (см. гл. 5 и раздел 4.3).

Быстрое расширение астеносферы с перегревом и почти полным расплавлением ее вещества привело в архее к столь же резкому уменьшению мощности перекрывавшей ее литосферы. Но плотность богатой железом и его окислами ($Fe \approx 13\%$ и $FeO \approx 23\%$) первичной литосферы ($\rho_0 \approx 3,9 \text{ г/см}^3$) тогда существенно превышала плотность вещества уже прошедшего к этому времени дифференциацию молодой астеносферы ($\rho_a \approx 3,3\text{--}3,4 \text{ г/см}^3$). Поэтому вся первичная литосфера в архее должна была погрузиться в расплавленную верхнюю мантию и там полностью переплавиться, стерев таким путем из геологической летописи Земли практически все прямые следы катархейского этапа ее развития.

Описывая специфику тектонических процессов в архее, важно подчеркнуть, что “накачка” приливной энергии в астеносферу происходила в основном в экваториальном поясе Земли. Поэтому и первые зародыши континентальных массивов общим числом около 40 в начале раннего архея могли возникать лишь в приэкваториальных областях (см. раздел 6.3 и рис. 6.4). Однако после начала действия нового и очень мощного энергетического источника – освобождения гравитационной энергии по механизму зонной дифференциации земного вещества пояс тектонической активности Земли постепенно стал расширяться, захватывая собой и более высокие широты, а число континентальных щитов, наоборот, стало сокращаться и одновременно увеличиваться по массе. К концу же архея, около 2,6 млрд лет назад, тектоническими движениями оказалась охваченной уже вся Земля в целом, а все возникшие в архее материки объединились в единый суперконтинент – Моногею.

Определение глубинного теплового потока \mathcal{Q}_m (см. рис. 5.16) позволяет рассчитать и другие важные характеристики тектонической активности Земли. Одной из таких характеристик является средняя продолжительность жизни океанических плит τ_l , пропорциональная квадрату отношения площади океанических плит к пронизывающему их тепловому потоку $\tau_l \sim S_{oc}^2 / \mathcal{Q}_m^2$ (рис. 6.16, кривая 1). Другой характеристикой является средняя мощность H_l океанических плит при достижении ими предельного возраста τ_l , пропорциональная отношению суммарной площади океанических плит к тому же самому тепловому потоку $H_l \sim S_{oc} / \mathcal{Q}_m$ (кривая 4 на рис. 6.16). Если принять, что современная средняя продолжительность жизни океанических плит приблизительно равна $\tau_l \approx 120$ млн лет и $H_{oc1} \approx 7,3 \cdot \sqrt{\tau_l} \approx 80$ км, то оказывается, что в раннем архее толщина таких плит в пике активности около 3,6 млрд лет назад снижалась до 6,2 км, а время их жизни – до 700 тыс. лет! В середине архея около 3,3 млрд лет назад предельная толщина океанических плит поднялась до 27 км, а их продолжительность жизни – почти до 14 млн лет. В позднем

архее, около 2,9 млрд лет назад, значение H_1 вновь снизилось приблизительно до 8 км, а время жизни океанических плит – до 1,2 млн лет.

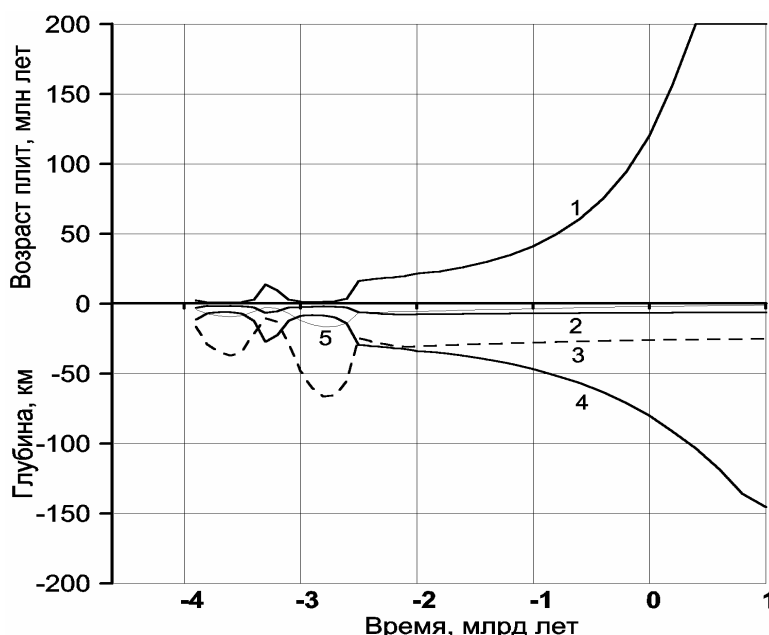


Рис. 6.16. Эволюция строения океанических литосферных плит и среднее время их нахождения на поверхности Земли: 1 – среднее время жизни плит; 2 – мощность океанической коры; 3 – критическая толщина литосферных плит, определяющая возможность погружения в мантию более мощных плит; 4 – мощность океанических плит в конце их среднего времени жизни; 5 – мощность базальтового слоя

В первом приближении средний объем базальтовых излияний на океаническом дне пропорционален пронизывающему его тепловому потоку, поэтому аналогичным путем можно определить и мощность базальтового слоя океанической коры $H_b \sim \mathcal{Q}_m$. Принимая теперь мощность этого слоя в современной океанической коре приблизительно равной 2 км (без учета слоя габбро), найдем, что в раннем архее толщина базальтового слоя могла бы достигать 9 км, а в позднем архее – превышать 32 км (рис. 6.16, кривая 5). Однако в те далекие времена толщина базальтового слоя лимитировалась не объемами базальтовых излияний, а глубиной начала плавления мантийного вещества, т.е. мощностями литосферных плит, которые в раннем и позднем архее соответственно равнялись 6,2 и 8 км. Отсюда видно, что тогда тонкие базальтовые пластины со средней плотностью около $2,8\text{--}2,9 \text{ г/см}^3$ залегали непосредственно на расплавленной мантии плотностью не ниже $3,3\text{--}3,2 \text{ г/см}^3$. В начале архея и в его середине около 3,2 млрд лет назад мощность литосферных плит превышала толщину базальтового слоя. В протерозое мощность базальтового слоя (без учета слоя габбро) океанической коры постепенно снижалась с 6,5 до 2 км (рис. 6.16, кривая 5).

6.8. Общие закономерности формирования континентальной коры

Рассмотрим теперь вкратце тектономагматические процессы формирования континентальной коры в архее. Из теории тектоники литосферных плит следует, что континентальная кора сейчас формируется только над зонами поддвига литосферных плит за счет дегидратации и частичного переплавления в зонах субдукции океанической коры и перекрывающих ее осадков. Однако по зонам субдукции могут погружаться в мантию только те плиты, средняя плотность которых с учетом меньшей плотности коры ($2,9 \text{ г/см}^3$) по сравнению с литосферой ($3,3 \text{ г/см}^3$) выше плотности горячей мантии ($3,2 \text{ г/см}^3$). В настоящее время такому условию удовлетворяют плиты, мощность которых (вместе с океанической корой $H_{ок} \approx 6,5 \text{ км}$), превышает приблизительно 26 км. В прошлые

геологические эпохи значение такой критической мощности океанических плит могло быть иным (см. рис. 6.16, кривая 3). Напомним здесь же, что континентальные плиты, несмотря на свою большую мощность – около 200–250 км, вообще никогда не погружаются в мантию, так как для них благодаря малой плотности пород континентальной коры, всегда сохраняется положительная плавучесть, достигающая 0,02–0,03 г/см³.

Используя известную корневую зависимость толщины океанических плит от их возраста $H_1 \approx k \cdot \sqrt{t}$ (где H_1 выражено в км, t – в млн лет, а $k \approx 6,5–7,5$), которая будет описана в разделе 7.2, можно определить, что мощностям плит более 26–30 км соответствуют возрасты более 16–21 млн лет. Средняя продолжительность жизни современных океанических плит, судя по данным палеомагнитной геохронологии, приблизительно равна 120 млн лет, поэтому при существующих в настоящее время условиях такие плиты, древнее 16–20 млн лет, не только могут, но и действительно, в конце концов, по зонам субдукции погружаются в мантию. Как показывают расчеты эволюции мощности океанических плит (см. рис. 6.16, кривая 4), условие возможности их погружения в мантию выполнялись в течение всего протерозоя и фанерозоя. Это позволяет с уверенностью предполагать, что начиная с раннего протерозоя (во всяком случае позже 2,2 млрд лет назад) все океанические литосферные плиты после их образования в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов через интервал времени, большие 16 млн лет, обязательно погружались в мантию по существовавшим тогда зонам поддвига плит. Следовательно, тектоническое развитие Земли практически в течение всего протерозоя и фанерозоя происходило по законам тектоники литосферных плит и принципиально не отличалось от тектонического режима современности.

В противоположность этому для большей части архея средняя продолжительность жизни литосферных плит была существенно меньше 16 млн лет, а возможная критическая мощность плит значительно превышала их реальную толщину. Поэтому тонкие архейские плиты, которые лучше называть литосферными пластинами базальтового состава, в раннем и позднем архее обладали меньшей плотностью, чем плотность мантии. Следовательно, такие пластины тогда не могли погружаться в мантию. Отсюда вытекает важный тектонический вывод: *в течение большей части архея не существовало привычных нам зон субдукции, а вместо них в областях сжатия литосферной оболочки (т.е. над нисходящими конвективными течениями мантийного вещества) возникали зоны торошения и скучивания тонких океанических литосферных пластин.*

Под влиянием сил сжатия, вызываемых конвективными течениями мантийного вещества, суммарная мощность скучиваемых литосферных пластин, естественно, возрастала. Поэтому корни таких структур “скучивания” все-таки погружались в горячую мантию на глубину до 50–80 км. В архее верхняя мантия была существенно перегретой, и ее температура тогда на 400–500°C превышала современную (см. рис. 4.2). В результате погруженные в перегретую мантию корни скученных торошением тонких океанических пластин должны были повторно расплавляться. При этом плавление водосодержащих базальтов бывшей океанической коры и последующая дифференциация расплавов приводили к формированию более легких тоналитовых, трондьемитовых и плагиогранитных расплавов. Эти сравнительно легкие расплавы, естественно, должны были всплывать и подниматься вверх в виде диапиров и куполов, прорывая собой снизу всю толщу скученных океанических пластин, формируя знаменитые гранит зеленокаменные пояса архея – древнейшие участки континентальной коры (рис. 6.17). Теоретическое обоснование образования архейских материков путем скучивания и частичного плавления сравнительно тонкой (толщиной всего несколько километров) океанической литосферы авторами было дано еще в 1991 г. В 1992 г. эта модель формирования материковых щитов в архее получила фактическое подтверждение

полевыми исследованиями Каапвальского архейского кратона, проведенными южноафриканскими геологами (Wit, Roering, Hart et al., 1992).

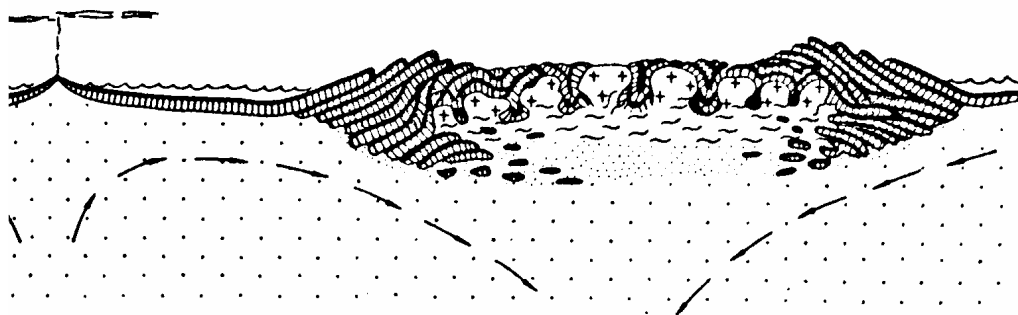


Рис. 6.17. Картина формирования континентальной коры в архее

Высокие тепловые потоки в архее приводили к тому, что нижняя часть континентальной коры древних щитов оказывалась частично расплавленной (мигматизированной), поэтому можно говорить о существовании в нижней коре того времени коровой астеносферы (см. рис. 8.1). В таком анатектическом слое должны были развиваться конвективные процессы, сопровождавшиеся образованием эвтектических расплавов гранитоидного состава и переносом их вместе с летучими, щелочными и литофильными элементами в верхнюю кору. Этими процессами, по-видимому, следует объяснять происхождение и широкое распространение гранитоидных интрузий, внедрившихся в архее в верхнюю кору, а также происхождение гранулитов нижней коры (Н. Сорохтин, 1996).

Обратим внимание на еще одну примечательную сторону формирования архейских континентальных массивов. Из-за высоких тепловых потоков в архее под континентальной корой этих массивов не могла формироваться мощная и плотная литосфера ультраосновного состава, и относительно легкая континентальная кора как бы “плавала” непосредственно на горячей мантии. Из-за этого уровень стояния континентов в течение всего архея и начала раннего протерозоя был исключительно высоким, их поверхность тогда возвышалась над уровнем океана на 4–6 км (Сорохтин, Сорохтин, 1997). Этим, в частности, объясняется и высокий уровень эрозии практически всех без исключения архейских щитов.

Таким образом, архейская континентальная кора формировалась благодаря действию двух основных тектонических процессов: образованию на первом этапе тонких базальтовых пластин океанической коры и их торошению со вторичным переплавлением на втором этапе. Этим двум тектоническим стадиям формирования континентальной коры соответствуют и два различных процесса петрогенезиса, выделенных В.М. Моралевым и М.З. Глуховским (1985) по эмпирическим данным при изучении строения и состава пород Алданского щита. Первый – это формирование первичной базитовой коры за счет частичного плавления и дифференциации мантийного вещества. Второй – частичное (15–20%) плавление материала нижней части базитовой коры при 7–8 кбар, т.е. на глубине около 25–30 км, с выделением кремнезема и щелочей в количествах, достаточных для образования первых в истории Земли высокотемпературных низкокалийевых эндербитов, т.е. пород тоналит-трондьемитовой серии. Близким петрогенезисом, по-видимому, обладают и некоторые типы древних анортозитов, образовавшихся уже на третьей стадии за счет дифференциации вторичных расплавов.

Учитывая приведенные выше соображения, тектонику архея будем определять термином “*тектоника тонких базальтовых пластин*”, подчеркивая тем самым ее

принципиальное отличие от привычных современных тектонических режимов развития Земли. Лишь в середине архея, во время резкого снижения тектонической активности Земли около 3,2 млрд лет назад, возможно, сложились условия для заложения структур типа зон поддвига плит, однако пока не ясно, были ли они реализованы в действительности.

Таким образом, в отличие от процессов тектоники литосферных плит, безраздельно господствующих на Земле, начиная с раннего протерозоя тектономагматические процессы в архее развивались по другим механизмам, по-видимому близким к тем, что сейчас происходят на Венере. Судя по радиолокационным изображениям ее поверхности, там четко выделяются рифтовые зоны и подобия срединно-океанических хребтов, но нет структур типа земных зон поддвига плит. Вместо них наблюдаются зоны сжатия и скупивания корового материала с характерными структурами мелких чешуй (тессер) или протяженных гряд, как бы обтекающих крупные и холмистые плато – аналоги архейских континентальных массивов и щитов. Характерным образованием на поверхности Венеры является область сочленения плато Лакшми с горами Максвелла (рис. 6.18). Граница между этими разными структурами фиксируется резким переходом от равнины плато, возвышающегося на 4–5 км над средним уровнем планеты, к крутому склону гор Максвелла, достигающих высоты 10–11 км и облегающих плато с востока и северо-востока. При этом в пределах гор Максвелла в рельефе хребтов склоны, обращенные к массиву Лакшми, часто оказываются более крутыми, чем противоположные им склоны, т.е. так же, как это показано и на рис. 6.17.

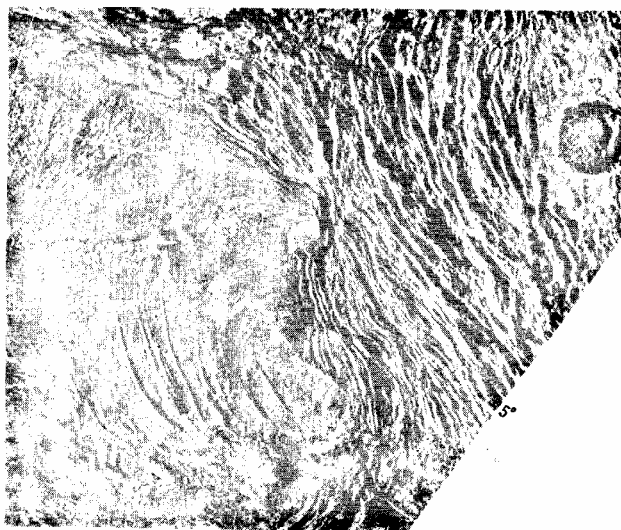


Рис. 6.18. Радиолокационное изображение участка поверхности Венеры размером 500×550 км в месте сочленения гор Максвелла – аналога зон скупивания тонких базальтовых пластин с плато Лакшми – аналогом континентального массива (в верхней правой части снимка видно изображение крупного метеоритного кратера Клеопатра)

Приведенный здесь краткий сценарий формирования архейской коры не является чем-то новым. Близкие модели описаны во многих работах (Гликсон, 1982; Конди, 1983; Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Для нас же важно, что рассмотренная здесь модель тектонического развития Земли в архее неплохо описала многие из известных закономерностей формирования земной коры в ту далекую эпоху. В частности, эта модель, по-видимому, правильно объясняет бимодальность магматических пород архейской коры с доминированием в ней основных (толеитовые базальты) и кислых (гранитоиды тоналитового состава) пород с резко подчиненным значением средних вулканитов (андезитов). Модель также объясняет происхождение наидревнейших мигматитов архея – серых гнейсов, механизмы наращивания континентальной коры гранитоидным материалом снизу, заметную разность возрастов между базальтоидами и

сравнительно более молодыми гранитоидами в гранит-зеленокаменных поясах архея. Эта же модель объясняет происхождение гранулитовых массивов, формировавшихся на глубинах около 30 км, но затем всплывших к поверхности в виде гигантских куполов или надвигания нижних этажей коры по разломам на земную поверхность, а также широкое развитие в архее мигматитов и многие другие закономерности развития архейской коры.

Особо следовало бы остановиться на происхождении позднеархейских калиевых гранитоидов, несколько потеснивших характерные для всего архея натриевые гранодиориты и гранитоиды тоналит-трондьемитового состава. Вопрос о происхождении гранитоидов этого типа с геохимической точки зрения подробно рассмотрен в работе С. Тейлора и С. Мак-Леннана (1988). Воспринимая многие их выводы, рассмотрим эту проблему в аспекте описываемой здесь модели геодинамики раннего докембрия.

О мантийном происхождении основной массы этих гранитоидов свидетельствуют низкие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,702\text{--}0,703$, лишь немного превышающие мантийный уровень того времени $0,701\text{--}0,7015$. Само же это превышение, вероятно, можно объяснить частичным вовлечением в процессы их выплавления более древних коровых пород (включая Na-гранитоиды раннего архея) с добавлением осадочного материала (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). О мантийном происхождении позднеархейских гранитов Канады также говорят и результаты анализа присущих им отношений Sm/Nd. В такой ситуации существенное обогащение позднеархейских гранитоидов калием помимо контаминации коровым материалом можно объяснить только выплавлением соответствующих сиалических магм из водонасыщенных базальтов на больших глубинах, возможно превышающих уровень перехода базальта в эклогит или в области высоких давлений гранулитовой фации. Но для развития таких магматических процессов, естественно, необходимы были и специфические тектонические условия.

Именно в позднем архее в связи с изменением режимов дифференциации земного вещества наблюдался сильный всплеск конвективной, а следовательно, и тектонической активности Земли (см. рис. 5.16). Одновременно с этим, около 2,7–2,8 млрд лет назад, происходил и максимальный перегрев верхней мантии с подъемом температуры до 1800–1850 °С (см. рис. 4.2). Кроме того, благодаря постепенному накоплению воды в гидросфере, в течение почти всего позднего архея поверхность океана полностью перекрывала уровень гребней срединно-океанических хребтов и расположенных на них рифтовых зон, что, естественно, привело к существенному возрастанию насыщения водой базальтов позднеархейской океанической коры. Фактически гидратация океанических базальтов тогда стала предельной.

Все это, безусловно, должно было сказаться как на составе, так и на темпах роста формировавшейся в позднем архее континентальной коры. В частности, в то время должны были резко усилиться процессы торошения и сучивания литосферных пластин. Поэтому корни структур сучивания в то время могли глубоко погружаться в горячую мантию и там переплавляться. Сейчас предельная глубина существования расплавов в ювенильной мантии не превышает 80–100 км, но в позднем архее перегрев мантии достигал 400–500° С и частичное плавление мантийного вещества распространялось вплоть до глубин около 350–400 км. Поэтому если в то активное время корни сучиваемых океанических пластин вместе с насыщенными водой базальтами океанической коры погружались на глубины, превышающие 80–100 км, то выплавление сиалических магм могло происходить при давлениях, больших перехода базальтов в гранатовые эклогиты. При этом эклогиты, как тяжелая фракция, должны были опускаться в глубины мантии, унося с собой большую часть MgO, FeO, CaO, TiO₂, а также избытки Al₂O₃, обогащая тем самым остаточные расплавы кремнеземом и щелочами (Грин, Рингвуд, 1968). Не исключено также, что силикатные магмы, породившие калиевые гранитоиды, проходили дополнительную фракционную дифференциацию с отсадкой на промежуточных глубинах низов коры Na-содержащих пироксенов и амфиболов типа

омфацита, жадеита и эгирина. В результате легкой остаточный расплав обязательно обогащался бы K_2O . Кроме того, предельная гидратация базальтов океанической коры приводила еще и к тому, что в зонах торошения литосферных пластин того времени выплавление сиалических магм происходило в условиях присутствия воды – сильнейшего минерализатора, активно переносившего в расплавы все литофильные (гидрофильные) элементы, и прежде всего калий, рубидий, уран и торий. В условиях резко возросших тепловых потоков и напряженнейших тектонических деформаций уже образовавшейся континентальной коры часть корового материала, включая осадки, могла вновь попадать в зоны торошения литосферных пластин и там повторно переплавляться, проходя таким путем дополнительную дифференциацию и обогащение литофильными элементами. Все это, вместе взятое, по-видимому, и привело к формированию в позднем архее первых калиевых гранитоидов непрерывного ряда от гранодиоритов-монцонитов до адамеллитов и настоящих калиевых гранитов.

Подтверждением бóльшей глубинности выплавления основной массы калиевых гранитоидов позднего архея могут служить наблюдаемые в них спектры распределения редкоземельных элементов (рис. 6.19). Так, если гранитоиды действительно выплавлялись на уровнях существования гранатовых лерцолитов, а гранаты, как известно, являются основными концентраторами тяжелых элементов этой группы, то после сепарации расплавов спектр редкоземельных элементов в самих гранитоидах должен быть обратным – существенно обедненным тяжелыми редкоземельными элементами. Но в действительности так и наблюдается – все позднеархейские граниты характеризуются сравнительно высокими отношениями $La/Yb \approx 20-30$, тогда как менее глубинные раннеархейские и протерозойские гранитоиды обладают меньшими отношениями $La/Yb \approx 5-10$.

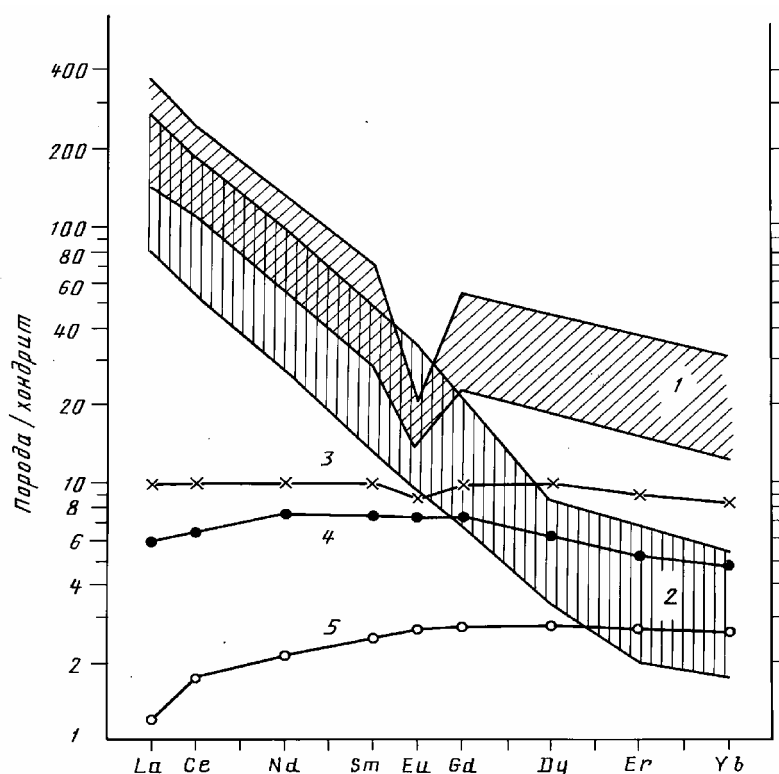


Рис. 6.19. Распределение редкоземельных элементов в архейских породах: 1 – поле раннеархейских Na-гранитоидов; 2 – поле позднеархейских K-гранитоидов; 3 – толеитовые базальты Миннесоты; 4 – коматииты Онвервахт; 5 – перидотитовые коматииты (по данным Тейлора и Мак-Леннан, 1988)

Рассмотрим теперь специфику тектонических режимов формирования континентальной коры в архее. В связи с тем что тектоническая активность Земли

впервые должна была проявиться только в ее приэкваториальной зоне, то и первые объемы континентальной коры – наидревнейшие зародыши будущих континентов – могли образоваться только в низких широтах. В ранние периоды архея, когда фронт зонной дифференциации земного вещества располагался еще сравнительно неглубоко, от 400 до 1000 км, в перекрывающей этот фронт мантии должны были возникать лишь мелкие конвективные структуры, горизонтальные размеры которых не превышали нескольких сотен, максимум 1000 км. Следовательно, одновременно могло существовать и развиваться несколько древнейших зародышей континентальной коры (типа формаций Исуа в Западной Гренландии), каждый из которых обязательно располагался над центром одного из нисходящих конвективных потоков в мантии (см. рис. 6.4).

По мере углубления фронта зонной дифференциации земного вещества размеры мантийных конвективных ячеек должны были увеличиваться, а пояс тектонической активизации Земли – расширяться в область более высоких широт. В результате увеличивались по массе и раздвигались друг от друга уже возникшие к этому времени ядра будущих континентальных щитов. Судя по рассматриваемой модели (рис. 5.16 и 6.16), в середине архея, около 3,2 млрд лет назад, должно было наблюдаться некоторое успокоение тектонической активности Земли. Возможно даже, что тогда на короткое время вместо зон торошения и скучивания тонких базальтовых пластин возникали и нормальные зоны поддвига литосферных плит. Если это действительно так, то в середине архея континентальная кора могла какое-то время наращиваться за счет островодужного (андезитового) магматизма. Однако уже в начале позднего архея, около 3,0 млрд лет назад, произошла новая и на этот раз исключительно сильная активизация всех тектонических процессов.

Начиная с этого момента резко активизировались все процессы формирования континентальной коры. Особенно значительные изменения тектонических режимов формирования архейской коры произошли в конце позднего архея, 2,9–2,6 млрд лет назад, когда в недрах Земли стал развиваться катастрофический процесс образования земного ядра (см. раздел 4.4), что привело к установлению в мантии одноячейковой конвективной структуры с исключительно интенсивными течениями мантийного вещества, направленными от экваториальной зоны одного из полушарий планеты к другому, антиподному полушарию. В результате в конце позднего архея все обособленные до этого континентальные массивы стали стремительно перемещаться к центру нисходящего потока на экваторе Земли, сталкиваться друг с другом, существенно деформироваться и объединяться в единый континентальный массив (см. рис. 4.9). По-видимому, именно таким путем и возник первый в истории нашей планеты суперконтинент Моногея.

Если это было действительно так, то в конце позднего архея, около 2,6 млрд лет назад, должна была произойти практически единовременная деформация почти всех окружающих континентальные массивы зон торошения базальтовых пластин – будущих зеленокаменных поясов конца архея. Приблизительно тогда же, лишь с небольшим запаздыванием, должен был наблюдаться и мощнейший импульс гранитизации, сопровождавшийся “выжиманием” (благодаря интенсивному сжатию континентальных окраин) огромных масс гранитоидных расплавов из-под зон скучивания базальтовых пластин в верхние этажи вновь формируемой континентальной коры. Судя по данным К. Конди (1983), так и было в действительности. На рис. 6.5, заимствованном из этой работы, хорошо видно, что первая четкая корреляция рассматриваемых тектонических событий наблюдалась одновременно практически на всех архейских континентальных щитах только в конце архея, около 2,7–2,6 млрд лет назад.

Прослеживается также корреляция событий после перехода режима развития континентальной коры от раннеархейского к более интенсивному позднеархейскому этапу около 3,0 млрд лет назад. Однако здесь корреляция выражена значительно слабее и на

разных континентах тектонические события этого периода проявлялись далеко не всегда синхронно. В раннем же архее вообще трудно выделить синхронные тектонические события на всех континентах, поскольку раннеархейские зародыши континентов во многом развивались независимо друг от друга и каждый из них еще располагался в отдельной области нисходящих течений многоячейстой конвективной структуры верхней мантии. Учитывая широтную зависимость интенсивности конвективных процессов в архейской мантии, наблюдаемые различия во времена проявления тех или иных тектонических событий на разных континентах в раннем архее и первой половине позднего архея можно объяснить разным широтным положением уже существовавших тогда континентальных массивов.

А.С. Мони́н (1979, 2000) показал, что, согласно законам механики, вращение планеты становится устойчивым только тогда, когда “центр тяжести” суперконтинента располагается на ее экваторе. Если первоначально такой суперконтинент образовался в другом месте, например в высоких широтах, то под влиянием сил инерции все тело планеты поворачивается по отношению к оси ее вращения таким образом, чтобы “центр тяжести” такого суперконтинента попал на экватор. А это значит, что и Моногея также должна была располагаться на экваторе Земли. Тем не менее в раннем протерозое, около 2,4–2,5 млрд лет назад, на ее просторах наступило первое в истории Земли Гуронское оледенение, одновременно проявившееся на нескольких щитах – в Канаде, Южной Африке, Индии, Западной Австралии и на Балтийском щите (Чумаков, 1978). Объясняется это тем, что в раннем протерозое, после начала гидратации ультраосновных пород и образования серпентинитового слоя океанической коры, произошло связывание в карбонатах плотной углекислотной атмосферы архея, исчезновение парникового эффекта и как следствие этого резкое похолодание климата (с установлением средней по Земле температуры около 8 °С). Вместе с тем уровень стояния континентов в первой половине раннего протерозоя (после архея) оставался еще сравнительно высоким – около 2–2,5 км над уровнем океана (см. рис. 10.17). Поэтому Гуронское экваториальное оледенение, по сути, является высокогорным оледенением холодного климата (Сорохтин, Сорохтин, 1997), хотя прибрежные ледники, по-видимому, и сползали на уровень океана.

После завершения в конце архея бурного процесса выделения в недрах Земли окисножелезного ядра, в котором тогда оказалось сосредоточено до 65% массы современного ядра, дальнейший тектонический режим развития планеты стал значительно более спокойным. Резкое снижение тектонической активности Земли в протерозое привело к столь же резкому увеличению времени жизни и мощности литосферных плит (см. рис. 6.16). В результате плотность плит стала выше плотности мантии и как следствие на смену зонам торошения и скучивания тонких базальтовых пластин, столь характерных для архея, появились нормальные зоны поддвига плит современного типа. Кроме того, около 2,5 млрд лет назад существенно изменились состав и строение океанической коры, и вместо чисто базальтовой коры архея уже в начале протерозоя сформировался ее третий, серпентинитовый слой – основной резервуар связанной воды в океанической коре. Все эти изменения привели к тому, что начиная с протерозоя на Земле прочно устанавливается тектонический режим развития, описываемый теорией тектоники литосферных плит.

Остановимся теперь на основных эволюционных закономерностях главной последовательности тектонического развития Земли. В связи с изменением тектонического режима преобразования океанической коры в континентальную в послеперархейское время кардинально изменился и сам процесс формирования континентальной коры. На смену ареальному коровому магматизму в основном тоналит-трондьемитового состава, возникавшему в зонах скучивания океанической коры, пришел известково-щелочной магматизм линейных зон поддвига плит. Изменились и процессы образования гранитоидов. В послеперархейское время они, как правило, формировались из коровых источников вещества и в большей части, по-видимому, за счет повторного

метаморфических процессов регионального метаморфизма в условиях избытка воды, поступающей из зон поддвига плит при дегидратации там серпентинитов океанической коры. Можно подсчитать, что за весь протерозой и фанерозой через зоны поддвига плит профильтровалось около $2,3 \cdot 10^{25}$ г воды, что приблизительно в 16 раз превышает ее массу в современном Мировом океане! Это очень важный фактор, поскольку вода является сильным химическим реагентом и минерализатором, активно переносящим в континентальную кору все литофильные и гидрофильные элементы.

Изменившиеся условия формирования континентальной коры в послепалеозойское время четко проявляются в геохимических соотношениях однотипных пород разного возраста. Показательны данные Я. Вейзера (1980) по изменению отношений K_2O/Na_2O в коровых изверженных породах разного возраста (рис. 6.21). Все изверженные породы раннего архея действительно характеризуются типично базальтовыми отношениями $K_2O/Na_2O \approx 0,5$. В позднем архее эти отношения постепенно возрастали (в связи с началом выплавки калиевых гранитоидов). Однако особенно быстро накопление калия в коровых породах происходило в раннем протерозое, когда вновь образованный серпентинитовый слой океанической коры начал насыщаться водой, но уже к концу раннего протерозоя в связи с предельным насыщением к этому времени океанической коры водой отношения K_2O/Na_2O достигли равновесного значения 1,2–1,5. Локальный минимум рассматриваемых отношений в мезозое скорее всего связан с глобальной трансгрессией моря на континенты и как следствие этого с уменьшением сноса корового материала в океан и далее (вместе с осадками) в зоны поддвига плит.

Не менее показательны и отношения изотопов стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известняках океанического происхождения (рис. 6.22). Связано это с тем, что в океанской воде происходит эффективное осреднение изотопных меток континентальных пород, подвергающихся в данное время выветриванию и сносу речным стоком в океан. Поэтому изотопный состав таких осадков, отложение которых происходит в равновесных с водой условиях, должен отражать изотопный состав источников поступления вещества, в данном случае – средний изотопный состав континентальной коры и океанических базальтов, изливающихся в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов.

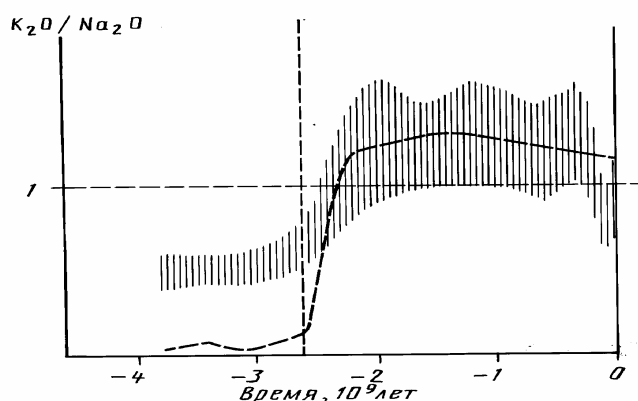


Рис. 6.21. Эволюция отношений K_2O/Na_2O в породах континентальной коры (по Я. Вейзеру, 1980) в сопоставлении с кривой концентрации связанной воды в океанической коре (пунктирная линия)

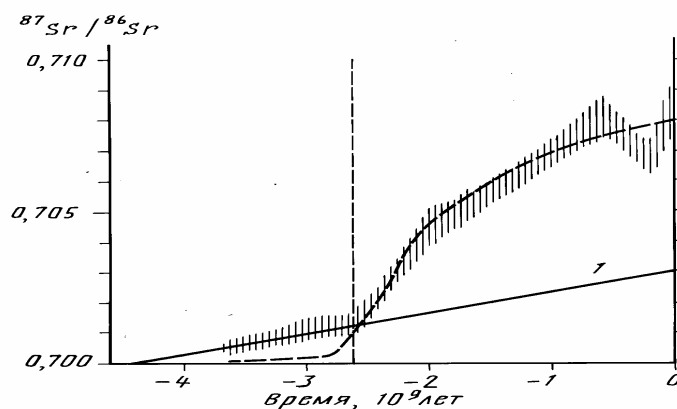


Рис. 6. 22. Эволюция отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанических осадках (по Я. Вейзеру, 1980) в сопоставлении с возрастным трендом этого отношения в мантийных породах (I) и с кривой концентрации связанной воды в континентальной коре (пунктирная линия)

Как и в предыдущем случае, изображенная на рис. 6.22 зависимость $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ наглядно показывает, что в раннем архее первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ коровых пород полностью совпадали с мантийным источником. В позднем архее в связи с выплавлением калиевых гранитоидов и начавшимся рециклингом корового материала (приводившим к преимущественному накоплению в коре калия и рубидия) значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в коровых породах несколько поднялись. Однако вклад этого процесса в общий состав позднеархейской коры еще оставался незначительным, и в целом она по-прежнему характеризовалась приблизительно мантийным уровнем первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Только начиная с раннего протерозоя, т.е. после перестройки тектонического режима развития Земли, возникновения серпентинитового слоя океанической коры и, главное, после появления зон субдукции, в которые теперь стали затягиваться смываемые с континентов осадки, отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ резко повысились, отмечая тем самым усиленное накопление в коре того времени рубидия, а следовательно, и калия. Как и в случае отношений $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, мезозойский минимум на кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для морских известняков определяется уменьшением сноса карбонатного материала с континентов в океаны во время фанерозойских трансгрессий моря.

Для границы архей–протерозой характерны резкие изменения концентраций рассеянных элементов (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Например, отношение суммы концентраций легкой части группы редкоземельных элементов к их тяжелой части в тонкозернистых осадках на этом рубеже резко увеличилось, приблизительно от 6 до 11; отношение Th/Sc возросло от 0,4 до 1,1; La/Sc – от 1 почти до 3, а концентрация тория поднялась от $1,5 \cdot 10^{-6}$ до $3,5 \cdot 10^{-6}$.

Как видно из приведенных примеров, геохимические индикаторы четко отмечают рубеж перехода от архея к протерозою. Учитывая же тектонические факторы, а также приведенные здесь теоретические построения, сегодня можно с большой вероятностью утверждать, что природа крупнейшего геологического рубежа архей–протерозой связана с завершением процесса формирования в центре Земли плотного ядра. В земном ядре тогда оказалось сосредоточенным около 65% его современной массы, а после выделения молодого ядра произошел еще и переход эндогенного режима дифференциации земного вещества от механизма зонной сепарации железа и его окислов к более спокойному механизму их бародиффузионной дифференциации. Непосредственной же причиной произошедших между археем и протерозоем резких изменений геохимических и тектонических условий формирования земной коры служил переход от тектоники тонких базальтовых пластин архея с характерными для того времени зонами торшения и скучивания океанической коры к тектонике литосферных плит с зонами субдукции в протерозое и фанерозое. В связи с образованием в раннем протерозое серпентинитового

слоя океанической коры существенно изменился и водный режим выплавления континентальной коры: после архея она стала формироваться в условиях избытка поступавшей из зон поддвига плит перегретых водных флюидов. Большую роль в выплавке коровых магм, особенно гранитоидного и щелочного состава, в это время стали играть и затягиваемые в зоны субдукции осадки.

Развиваемая здесь теория глобальной эволюции Земли позволяет определить и основные закономерности роста континентальной коры. Поскольку в архее континентальная кора формировалась за счет переработки всей массы океанических базальтовых пластин, скорость роста ее массы была пропорциональна средней скорости торошения (скупивания) литосферных пластин и их мощности или, что то же, пропорциональна глубинному тепловому потоку $\dot{m}_{AR} \sim \dot{Q}_m$ (см. рис. 5.16, кривая 1). В последующие эпохи континентальная кора формировалась только за счет переработки океанической коры, мощность которой со временем менялась сравнительно мало, поэтому для послеоархейского времени $\dot{m}_{PR+PH} \sim \dot{Q}_m^2 / S_{oc}$. Следовательно, сама масса континентальной коры m_{kk} определяется интегрированием этих соотношений.

Для определения параметров интегрирования необходимо учесть значения массы континентальной коры в конце архея m_{AR} и в современный момент времени m_0 . По данным многих исследователей докембрия, в архее образовалась существенно бóльшая часть континентальной коры. В наших расчетах вслед за С. Тейлором и С. Мак-Леннаном (1988) мы приняли, что в архее образовалось около 70% континентальной коры, а массу современной континентальной коры определяли по данным А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского (1967) – $m_0 \approx 2,25 \cdot 10^{25}$ г. Площадь океанических плит в послеоархейское время определялась по разности $S_{ol} = S_G - S_{kk}$, где S_G – площадь поверхности Земли и S_{kk} – площадь континентальной коры, причем $S_{kk} \sim m_{kk}$.

Полученная таким путем теоретическая кривая роста массы континентальной коры изображена на рис. 6.23 в сравнении с наиболее популярной моделью роста континентальной коры, предложенной С. Тейлором, С. Мак-Леннаном (1988) с учетом геохимических данных, оценок скоростей осадконакопления в океанах и скоростей поглощения этих же осадков в зонах субдукции плит.

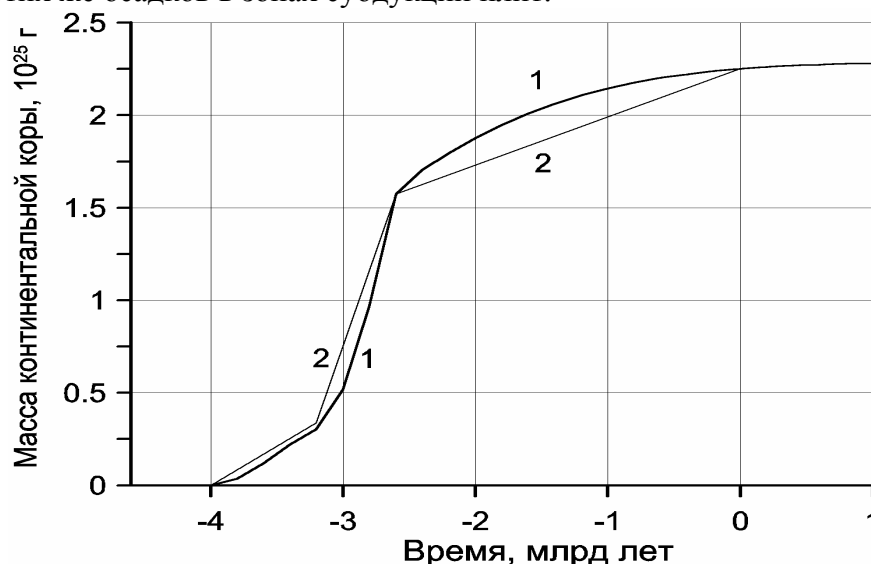


Рис. 6.23. Накопление массы континентальной коры: 1 – рассматриваемая энергетическая модель; 2 – модель Тейлора – Мак-Леннана (1988)

Как видно из рис. 6.23, теоретическая зависимость, построенная по нашей геодинамической модели (кривая 1), очень неплохо соответствует эмпирической модели С. Тейлора и С. Мак-Леннана (кривая 2). Поскольку эти модели, хотя и совмещенные в

двух точках, были построены на базе разных подходов с использованием независимых предпосылок и данных, но привели тем не менее к близким результатам, их соответствие друг с другом можно рассматривать как свидетельство в пользу справедливости обеих моделей. Это важно, поскольку излагаемая в данной работе теория тектонической активности Земли, безусловно, еще требует проверки и доказательства, а приведенное на рис. 6.23 сопоставление кривых является одним из примеров такой проверки.

На рис. 6.24 изображена теоретическая зависимость скорости формирования континентальной коры от времени, построенная путем дифференцирования кривой роста коры (рис. 6.23, кривая 1). Как видно из приведенного графика, в начале раннего архея эта скорость была сравнительно высокой и достигала почти $6 \cdot 10^{15}$ г/год, или около $2,1 \text{ км}^3/\text{год}$ и со временем постепенно уменьшалась в связи с опусканием в глубины мантии фронта зонной дифференциации земного вещества. В середине архея, около 3,3–3,2 млрд лет назад, в период общего уменьшения тектонической активности Земли (см. рис. 5.16), снижалась и скорость образования земной коры. Не исключено, что в этот короткий интервал времени, который можно было бы назвать литоплитным периодом развития коры в архее, кое-где могли возникать характерные для тектоники литосферных плит геодинамические обстановки с нормальными зонами поддвига плит и островодужным известково-щелочным магматизмом, близким к современным аналогам. Вместе с тем в этот же литоплитный период должно было прекратиться (или резко сократиться) формирование архейских зеленокаменных поясов, а вместо них могли возникать даже отдельные офиолитовые покровы, обычные для фанерозоя.

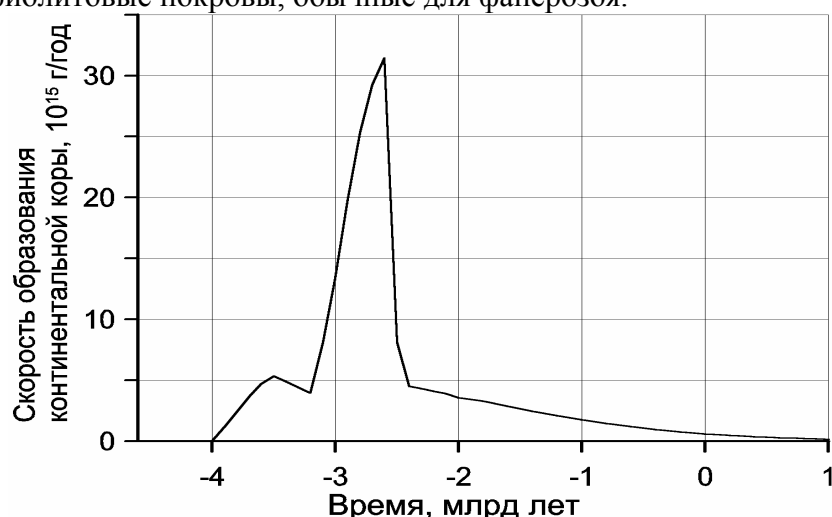


Рис. 6.24. Эволюция скорости роста континентальной коры

Характерной особенностью архейской тектоники был резкий всплеск ее активности в позднем архее, приблизительно около 2,8–2,7 млрд лет назад, вызванный начавшимся процессом формирования земного ядра и переходом дифференциации земного вещества от высокотемпературного режима сепарации металлического железа к более энергетически выгодному механизму выделения эвтектических расплавов Fe·FeO (см. раздел 4.2). Судя по расчетам, в пике этого всплеска скорость образования земной коры поднималась до $30 \cdot 10^{15}$ г/год, или до $10 \text{ км}^3/\text{год}$.

В этот же период должна была существенно увеличиться скорость формирования зеленокаменных поясов и связанных с ними гранитоидных интрузий в основном еще тоналит-трондьемитового состава. В это же время должны были значительно возрасти тепловые потоки, пронизывавшие океанические пластины, и, как следствие этого — увеличиться объем выплавления коматиитовых лав с одновременным возрастанием основности их состава. Тогда же резко увеличилась интенсивность тектонических деформаций, четко выявляемых в строении многих позднеархейских зеленокаменных поясов древних щитов практически всех континентов. При этом, по-видимому, впервые в

истории Земли $(3,0-2,9) \cdot 10^9$ лет назад наблюдалась приблизительно синхронная корреляция тектонических деформаций и магматических проявлений на большинстве из древних щитов (см. рис. 6.5).

Однако максимального напряжения тектонический режим формирования континентальной коры должен был достигнуть только в конце архея – в момент развития катастрофического процесса выделения земного ядра (см. раздел 4.4). Судя по геологическим данным (см. рис. 6.5), это событие произошло где-то между 2,7 и 2,6 млрд лет назад. Сопровождалось оно на всех континентах практически одновременной очень интенсивной активизацией всех тектономагматических процессов на Земле: формированием огромных по площади зеленокаменных поясов, выплавлением гигантских объемов гранитоидов, среди которых заметную роль уже играли калиевые граниты, образованием напряженных складчатых деформаций и др. (Конди, 1983; Тейлор, Мак-Леннан, 1988). При этом главным тектоническим следствием процесса выделения земного ядра должно было быть формирование около 2,6 млрд лет назад первого в истории Земли единого суперконтинента – Моногеи. На рис. 6.5 этому моменту отвечает очень четкая корреляция практически синхронно возникших во всех древних щитах наиболее интенсивных тектонических деформаций, сопровождавшихся резкой активизацией гранитоидного магматизма и регионального метаморфизма. В совокупности тектономагматические формирования этого возраста характеризуют собой проявления наиболее древней и самой интенсивной на Земле кеноранской или беломорской глобальной эпохи диастрофизма.

С окончанием процесса формирования молодого ядра Земли около 2,6 млрд лет назад, в раннем протерозое тектоническая активность Земли снизилась, а вместе с ней уменьшилась и скорость образования континентальной коры – до $6 \cdot 10^{15}$ г/год, или приблизительно до $2 \text{ км}^3/\text{год}$. В протерозое и фанерозое скорость наращивания массы континентальной коры продолжала снижаться и в настоящее время она, судя по расчетам, не превышает $0,8 \cdot 10^{15}$ г/год ($0,28 \text{ км}^3/\text{год}$), а в фанерозое она в среднем составляла $1,4 \cdot 10^{15}$ г/год ($0,5 \text{ км}^3/\text{год}$).

Приведенные здесь скорости образования (роста) коры представляют собой осредненные значения этого параметра по периодам порядка продолжительности полных тектонических мегациклов 10^8 лет (см. раздел 6.3). Одновременно с процессом выплавления коровых пород в зонах поддвига плит, т.е. с наращиванием массы коры, всегда действует противоположный процесс денудации континентальной коры, приводящий к ее разрушению и сносу терригенного осадочного материала в океаны. После завершения полного цикла развития данного океана (от его раскрытия до полного закрытия) весь попавший в океанический бассейн осадочный материал в конце концов обязательно вновь перерабатывается в зонах поддвига плит или сминается в складки, надвигается на окраины континентов, консолидируется и вновь причленяется к континентальной коре. Однако этот процесс весьма неравномерный. В течение большей части цикла скорость денудации континентов существенно превышает скорость наращивания континентальной коры в зонах поддвига плит. Так, судя по данным о современном сносе терригенного материала (Гаррелс, Маккензи, 1974), общее количество вещества, поступающего сейчас в океаны, приблизительно равно $25 \cdot 10^{15}$ г/год (около $10 \text{ км}^3/\text{год}$). Вместе с тем современная скорость наращивания коры в зонах поддвига плит составляет всего $0,5-1,1 \text{ км}^3/\text{год}$ (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Сносимый с континентов материал в основном отлагается в зонах континентальных склонов и на шельфах, т.е. по-прежнему сохраняет связь с континентальной корой и формально может рассматриваться как ее часть. На долю же пелагических осадков, полностью оторванных от континентальной коры, приходится всего около $3 \cdot 10^{15}$ г/год, или по эквиваленту коровых пород $1,1 \text{ км}^3/\text{год}$. Поэтому масса современной континентальной коры в настоящий момент скорее уменьшается, чем возрастает. В конце же тектонических циклов при

закрытии океанов Атлантического типа все отложившиеся до этого на дне океанические осадки оказываются вовлеченными в процесс корообразования, смятия, гранитизации, метаморфизма и консолидации. В такие фазы орогенеза резко возрастают скорости формирования коры, и ее прирост становится доминирующим. В фанерозое так происходило, например, при закрытии Палеоатлантического океана (Япетус) в каледонское время, Палеоуральского океана в герцинскую эпоху или океана Тетис в кайнозой при образовании Альпийско-Гималайского складчатого пояса. По нашим теоретическим оценкам, прирост массы континентальной коры, осредненный в масштабе времени порядка 1 млрд лет, в настоящее время все-таки положительный и приблизительно равен $0,65 \cdot 10^{15}$ г/год ($0,26 \text{ км}^3/\text{год}$).

В результате осреднения эффектов формирования континентальной коры по разным фазам этого процесса и в предположении полного возвращения (рециклинга) осадочного материала в кору примерно за 800 млн лет можно считать, что до сих пор баланс роста континентальной коры оставался положительным. Более того, до середины фанерозоя это условие, по-видимому, выполнялось практически полностью. В будущем в связи с уменьшением тектонической активности Земли баланс между накоплением осадков в океанах и их рециклингом в процессах корообразования должен все более и более нарушаться. Этому будет способствовать и увеличение базиса эрозии суши, поскольку средний уровень стояния океанов в дальнейшем будет только прогрессивно снижаться (см. гл. 9). Поэтому в будущем, особенно после почти полного замирания тектонической активности Земли, масса континентальной коры должна будет только уменьшаться.

Таким образом, как видно из рис. 6.24, по рассматриваемой здесь модели тектонической активности Земли образование континентальной коры с наибольшей скоростью происходило в позднем архее. В результате большая часть массы современной коры (около 70%) была сформирована к концу архея, т.е. уже 2,6 млрд лет назад. При этом в раннем архее за 800–600 млн лет (от 4,0–3,8 до 3,2 млрд лет назад) возникло только 15% коры, а в позднем архее приблизительно за такой же период времени (от 3,2 до 2,6 млрд лет назад) образовалось приблизительно 50% коры. За всю остальную и наиболее продолжительную историю Земли (за 2,6 млрд лет) образовалось около 30% коры, а за ее последнюю часть в фанерозое (около 600 млн лет) – немногим более 3% (с учетом рециклинга осадков). В дальнейшем рост континентальной коры прекратится и наступит фаза необратимого разрушения, но произойдет это еще очень не скоро.

Последний, завершающий этап в геологической истории Земли будет связан с ее предстоящей тектонической смертью приблизительно через 1,6 млрд лет в будущем, после почти полного истощения источников энергии в земных недрах. Но еще ранее, примерно через 600 млн лет, на Земле должен будет возникнуть исключительно сильный парниковый эффект за счет поступления в атмосферу глубинного (абиогенного) кислорода, освобождающегося в мантии при формировании “ядерного” вещества (см. раздел 10.6). С прекращением тектонической активности и возникновением сильного парникового эффекта неизбежно уменьшатся эндогенные теплопотери Земли, поскольку после этих событий они будут происходить только за счет кондуктивной составляющей теплового потока, а это может привести даже к некоторому, правда, не очень большому перегреву земных недр. Тем не менее и это не спасет Землю от остывания, а лишь несколько задержит процесс общего ее увядания. Несмотря на прекращение взаимных перемещений литосферных плит, еще достаточно длительное время на Земле будут проявляться остаточные тектонические подвижки. Но магматических проявлений на Земле уже больше не должно происходить. В это же время усилятся воздействующие на земную поверхность экзогенные факторы выветривания пород.