

Глава 5. ЭНЕРГЕТИКА ЗЕМЛИ

Вопрос об источниках энергии, определяющей тепловой режим и тектоническую активность Земли, является одним из главных и фундаментальных в планетарной геофизике, и решаться он должен только в теснейшей связи с современными данными о составе и развитии Земли и в строгих рамках физических законов.

Как уже отмечалось в разделе 1.4, основными процессами, управляющими тектонической активностью Земли, могут быть только те глубинные энергетические процессы, которые в наибольшей степени снижают потенциальную (внутреннюю) энергию нашей планеты и системы Земля–Луна. При этом снижение потенциальной энергии происходит за счет ее перехода в тепло и в кинетическую энергию движения земных масс – конвекцию, движение литосферных плит, дрейф континентов, горообразование и т.д. В свою очередь любые перемещения земных масс также сопровождаются диссипацией кинетической энергии и выделением тепла, которое приводит к частичному расплавлению вещества верхней мантии или пород континентальной коры, питая тем самым своей энергией магматизм Земли. Однако в конце концов все это тепло постепенно теряется с тепловым излучением через земную поверхность и рассеивается в космосе. Отсюда следует важный теоретический вывод: естественной и количественной мерой тектонической активности Земли является идущее из ее недр тепло, которое далее излучается в космос. Таким образом, если нам на основании анализа энергетического баланса Земли удастся оценить ее глубинные теплопотери в прошлые геологические эпохи, мы тем самым определим и эволюцию тектонической активности нашей планеты.

К наиболее мощным энергетическим процессам, развивающимся в недрах Земли, следует относить три глобальных процесса. Во-первых, это процесс гравитационной дифференциации земного вещества по плотности, приводящий к расслоению Земли на плотное окисно-железное ядро, остаточную силикатную мантию, легкую алюмосиликатную кору и гидросферу с атмосферой. Во-вторых, это распад радиоактивных элементов, приводящий к выделению существенной доли тепловой энергии. Третьим заметным энергетическим процессом является приливное взаимодействие Земли с Луной. Все остальные эндогенные источники энергии либо несоизмеримо меньше перечисленных, либо полностью обратимы благодаря конвективному массообмену в мантии (например, энергия переходов минеральных ассоциаций под влиянием давлений в восходящих и нисходящих конвективных потоках противоположны по знаку). Поэтому влиянием таких реакций на эндогенный энергетический баланс Земли можно пренебречь. Значительно больший тепловой поток солнечного излучения, падающий на Землю, после ряда преобразований в атмосфере, гидросфере, биосфере и приповерхностных слоях земной коры частично консервируется в осадочных толщах Земли и в форме залежей горючих ископаемых, но в еще большей мере почти полностью отражается Землей обратно в космос. Поэтому Солнечное излучение активно влияет лишь на протекание экзогенных процессов – выветривание пород, поверхностный перенос продуктов их разрушения, осадконакопление, образование месторождений горючих полезных ископаемых и, конечно, на развитие земной жизни.

Учитывая это, рассмотрим здесь только три главных источника эндогенной энергии в Земле: гравитационный, радиогенный и приливный.

5.1. Энергия аккреции и гравитационной дифференциации Земли

К основным первичным источникам энергии Земли, запасенной ею еще в процессе образования, можно отнести часть энергии гравитационной аккреции земного вещества (энергии выпадения на Землю планетезималей) и энергию сжатия земных недр. Как уже

отмечалось, процесс образования Земли за счет аккреции протопланетного газопылевого облака развивался примерно за 100 млн лет и завершился около 4,6 млрд лет тому назад образованием молодой и в среднем однородной по составу Земли.

На геологической стадии развития, начиная приблизительно с 4,0 млрд лет назад, стал развиваться другой мощный процесс – выделение гравитационной энергии, связанной с плотностной дифференциацией земных недр. Этот процесс привел к выделению в центре Земли плотного окисно-железного ядра и к возникновению в остаточной силикатной оболочке, т.е. в ее мантии, интенсивных конвективных движений – непосредственной причины ее тектонической активности.

Аккреция планеты происходит путем перехода рассеянного протопланетного вещества со сколь угодно удаленных орбит в локальное пространство, где оно и конденсируется в единое космическое тело. Поэтому энергия аккреции любой планеты, в том числе и Земли, равна той работе, которую необходимо затратить для собирания с “бесконечности” распыленного там протопланетного вещества и его концентрации в теле планеты, или, что то же самое, для полного разрушения планеты и распыления ее вещества на бесконечно большие расстояния от бывшей планеты. Численно энергия аккреции планеты равна ее потенциальной (гравитационной) энергии, взятой с обратным знаком, поскольку по определению она всегда отрицательна. Но потенциальная энергия любой системы зависит от конфигурации ее частей, а в нашем случае – от распределения плотности вещества в недрах планеты.

Из сказанного вытекает, что для определения энергии аккреции молодой Земли нам совершенно необходимо знать распределение плотности в ее недрах. Такое распределение плотности в молодой Земле, как уже отмечалось выше, было выполнено по среднему составу земного вещества и данным по ударному сжатию силикатов и металлов (см. раздел 3.5 и табл. 3.1). Отметим, что современная методика расчета плотности пород при высоких давлениях по данным ударного сжатия порообразующих окислов (а не самих пород) достигает 2–4%.

Следовательно, определение потенциальной энергии первичной Земли с хорошим приближением можно получить по рассчитанному таким путем и приведенному в табл. 3.1 и на рис. 2.14 распределению плотности земного вещества в молодой Земле. Соответствующие расчеты показывают, что в процессе образования Земли выделилась огромная энергия аккреции, приблизительно равная $23,24 \cdot 10^{38}$ эрг.

Часть этой энергии, около $3,24 \cdot 10^{38}$ эрг, ушла на упругое сжатие земных недр, однако существенно бóльшая доля энергии аккреции, около $20,0 \cdot 10^{38}$ эрг, перешла в тепло. Если бы в процессе образования Земли не происходило интенсивных теплопотерь через земную поверхность, то ее средняя температура могла бы подняться до 30 000 °С и земное вещество полностью испарилось бы. В действительности же, как мы знаем (иначе не было бы и нас самих), такого интенсивного разогрева земных недр не возникло. Объясняется это тем, что формирование нашей планеты происходило в течение достаточно длительного промежутка времени – порядка 100 млн лет, а энергия ударов планетезималей выделялась только в приповерхностных слоях растущей Земли и поэтому быстро терялась с тепловым излучением планеты. Более того, судя по геологическим данным (вернее, по их отсутствию), первичный разогрев Земли тогда был не очень существенным. В противном случае в молодой Земле неизбежно начали бы выплавляться дифференцированные магматические породы типа лунных анортозитов или базальтов, а они, как более легкие, должны были бы сохраниться и до наших дней. Однако, несмотря на активные поиски геологами многих стран таких древних пород (возрастом более 4 млрд лет), они нигде так и не были найдены.

Как уже отмечалось в гл. 3, первичный разогрев Земли скорее всего действительно был не очень большим. По расчетам В.С. Сафронова, максимальная температура 1600–1800 К тогда существовала на глубинах около 800–1000 км. Следует, правда, отметить,

что все определения начальной температуры молодой Земли весьма приближенные, так как решение этой задачи зависит от трудноопределимых закономерностей и параметров. Например, от продолжительности процесса аккреции Земли, от закона распределения размеров метеоритных тел и планетезималей, выпадавших на Протоземлю, от доли энергии их ударов, переходившей в тепло, и т.д.

Тем не менее уточнить значение начального теплозапаса молодой Земли все-таки оказывается возможным, если учесть, что первые расплавы в земных недрах появились только через 600 млн лет после ее образования, т.е. около 4 млрд лет назад. Это подтверждается как находками на Земле базальтов возрастом 3,8 млрд лет (Мурбат, 1973), так и четко отмечается началом базальтового магматизма на Луне около 4,0 млрд лет назад (см. раздел 3.4). Действительно, как показывают расчеты, за первые 600 млн лет жизни Земли в ее недрах выделилось приблизительно $1,16 \cdot 10^{37}$ эрг радиогенной и $2,04 \cdot 10^{37}$ эрг приливной энергии (см. разделы 5.2 и 5.3). Следовательно, кривая распределения температуры в Земле около 4,0 млрд лет назад (т.е. перед началом архея) должна была “касаться” кривой плавления земного вещества на уровнях верхней мантии (см. рис. 4.1). Отсюда уже легко рассчитать как начальное положение кривой распределения температуры в молодой Земле (см. рис. 3.8 и табл. 3.1), так и ее начальный теплозапас, оказавшийся равным $7,12 \cdot 10^{37}$ эрг. Для сравнения отметим, что теплосодержание современной Земли существенно большее – около $15,9 \cdot 10^{37}$ эрг. Из этого видно, что за время существования Земля существенно прогрелась (в среднем на 1650°C) и более чем вдвое увеличила свой теплозапас.

Это значит, что при отсутствии процесса дифференциации земного вещества и среднем значении коэффициента объемного теплового расширения этого вещества, равном $3 \cdot 10^{-5} \text{ 1/K}$, Земля должна была бы расшириться с увеличением ее радиуса приблизительно на 120 км. Однако в процессе дифференциации земного вещества и образования земного ядра радиус Земли должен был уменьшиться. Учитывая сокращение мольного объема эвтектического сплава Fe-FeO при высоких давлениях, равного, по данным Отани, Рингвуда и Хайбберсона (Ohtani et al., 1984) $\Delta V = 3,8 \text{ см}^3/\text{моль}$, можно определить, что при образовании земного ядра современного размера радиус первичной Земли должен был сократиться приблизительно на 116 км, т.е. примерно на ту же величину. Это позволяет в первом приближении считать радиус Земли неизменным в течение всей истории ее геологического развития. Этот вывод позволяет также при расчете потенциальной энергии Земли, а следовательно, и энергии ее гравитационной дифференциации, не учитывать тепловые эффекты расширения или сжатия нашей планеты.

Сколько же Земля потеряла тепла в процессе своего образования? Для ответа на этот вопрос надо из тепловой доли энергии аккреции Земли ($20,0 \cdot 10^{38}$ эрг) вычесть ее начальный теплозапас ($0,712 \cdot 10^{38}$ эрг). В этом случае можно определить, что в процессе образования Земля потеряла с тепловым излучением приблизительно $19,29 \cdot 10^{38}$ эрг. Поскольку формирование Земли происходило за время порядка 100 млн лет, то это означает, что средний суммарный тепловой поток тогда достигал $6,11 \cdot 10^{23}$ эрг/с и приблизительно в 1420 раз превышал современный тепловой поток через поверхность Земли, равный $4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Для сравнения отметим, что падающий на Землю поток солнечной энергии в настоящее время превышает глубинный тепловой поток приблизительно в 4000 раз.

Энергия аккреции выделялась только во время роста Земли. На планетной же стадии ее развития самым главным источником эндогенной энергии становится процесс гравитационной дифференциации земного вещества на плотное окисно-железное ядро и более легкую остаточную силикатную оболочку – земную мантию. Численно энергия гравитационной дифференциации равна разности между потенциальной энергией однородной первичной Земли и ее современной потенциальной энергией.

Значение потенциальной энергии первичной Земли равно $-23,249 \cdot 10^{38}$ эрг (напомним, что потенциальная энергия отрицательная по определению). Потенциальная же энергия современной Земли определяется интегрированием соответствующих уравнений состояния вещества, в которые подставляется современное распределение плотности в земных недрах. Таким путем можно определить, что потенциальная энергия современной Земли оказывается равной $-24,933 \cdot 10^{38}$ эрг. Следовательно, согласно определению, полная энергия гравитационной дифференциации Земли равна $1,684 \cdot 10^{38}$ эрг.

Найденное значение энергии гравитационной дифференциации Земли огромно и существенно превышает суммарное выделение в ее недрах всех остальных видов энергии. Большая часть этой энергии, около $1,264 \cdot 10^{38}$ эрг, переходит сначала в кинетическую энергию конвективных движений мантийного вещества, а затем и в тепло. Но заметная ее часть, около $0,42 \cdot 10^{38}$ эрг, расходуется на дополнительное сжатие земных недр, возникающее благодаря концентрации плотных фаз (железа и его эвтектического сплава с окисью железа) в центральных зонах Земли (в земном ядре).

Во время образования земного ядра в конце архея произошло радикальное перераспределение плотных масс в недрах Земли. Действительно, в позднем архее тяжелые массы расплавленного железа и его окислов из зоны дифференциации широкого (к тому времени) кольцевого пояса Земли переместились в ее центральные области (см. рис. 4.3). При этом резко изменилось распределение плотности в разрезах Земли непосредственно до и после образования земного ядра, как это изображено на рис. 5.1. Соответственно этому изменилась и потенциальная энергия Земли: до образования ядра она равнялась $-23,62 \cdot 10^{38}$ эрг, после же образования земного ядра она снизилась до $-24,31 \cdot 10^{38}$ эрг. Следовательно, процесс образования земного ядра с учетом энергии произошедшего при этом дополнительного сжатия Земли $1,403 \cdot 10^{38}$ эрг сопровождался выделением около $5,52 \cdot 10^{37}$ эрг. Половина этой энергии перешла в кинетическую энергию гравитационной дифференциации Земли, а другая половина – около $2,76 \cdot 10^{37}$ эрг – ушла на увеличение теплового запаса Земли.

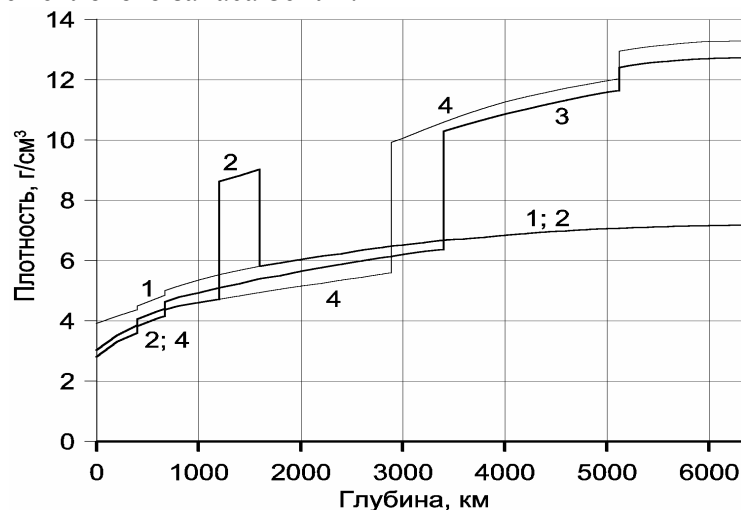


Рис. 5.1. Распределение плотности в Земле: 1 – в первичной Земле; 2 – в позднем архее непосредственно перед образованием земного ядра; 3 – после образования ядра в самом конце архея; 4 – в современной Земле

Для определения основных закономерностей выделения гравитационной энергии одним из важнейших вопросов является определение времени начала процесса формирования земного ядра. Во многих гипотезах происхождения и развития Земли, как уже отмечалось в предыдущей главе, постулируется раннее образование земного ядра. Однако там же приведен ряд геологических и геохимических данных, по нашему мнению однозначно показывающих, что такого процесса ранее 4,0 млрд лет назад в Земле не

происходило. Более того, анализируя совместное развитие системы Земля–Луна, мы старались показать, что 4,0 млрд лет назад процесс выделения земного ядра еще только начался. Однако наиболее убедительными аргументами в этом вопросе являются отношения изотопов свинца, которые также кратко рассмотрели в предыдущих разделах и в ряде специальных статей (Сорохтин, 1999).

Очевидно, что энергия гравитационной дифференциации Земли могла выделяться только после начала плавления земного вещества. Такое событие скорее всего произошло только около 4,0 млрд лет назад, когда в экваториальной зоне верхней мантии Земли на глубинах около 200–400 км впервые сформировался расплавленный слой земного вещества – астеносфера. Этот момент в истории Земли, как мы видели, четко маркируется началом базальтового магматизма на Луне. Поскольку фронту зонного плавления земного вещества требовалось некоторое время для того, чтобы подняться с глубины своего зарождения на поверхность, то с некоторым опозданием (около 100–200 млн лет) этот же момент отмечается выплавлением наидревнейших пород земной коры. Поэтому и в описываемой модели эволюции Земли принято, что *выделение энергии гравитационной дифференциации Земли началось приблизительно через 600 млн лет после ее образования* (т.е. в момент возникновения в верхней мантии астеносферы) и первоначально было связано с сепарацией расплавов металлического железа от силикатов земного вещества.

При оценке тектонической активности Земли определяющее значение для нас имеет только кинетическая (тепловая) часть энергии гравитационной дифференциации земных недр. Выделение этой энергии не оставалось постоянным на протяжении геологической истории развития Земли, а менялось со временем. В первом приближении скорость генерации энергии гравитационной дифференциации Земли оказывается пропорциональной скорости выделения из земного вещества массы тяжелой фракции, т.е. “ядерного” вещества, опустившегося затем в ядро Земли. Масса же выделившегося к данному моменту времени “ядерного” вещества определяется эволюционным параметром Земли x , определение которого было дано в разделе 4.4. Во втором приближении надо дополнительно учитывать еще и кинетическую энергию образования земного ядра $5,52 \cdot 10^{37}$ эрг, выделившуюся в конце архея. По-видимому, формирование ядра в позднем архее происходило в режиме постепенного ускорения процесса (например, по экспоненциальному закону) и в общей сложности скорее всего заняло около 400 млн лет. Учитывая приведенные соображения и результаты расчетов, теперь можно определить и саму зависимость от времени процесса выделения кинетической энергии гравитационной (химико-плотностной) дифференциации Земли (рис. 5.2).

Скорость же выделения гравитационной энергии, во многом определяющую тектоническую активность Земли, теперь легко найти дифференцированием кривой, изображенной на рис. 5.2. Результаты такого дифференцирования показаны на рис. 5.3. Как видно из этого графика, всего до нашего времени в Земле выделилось около $16,84 \cdot 10^{37}$ эрг гравитационной энергии, из которой $4,2 \cdot 10^{37}$ эрг ушло на дополнительное сжатие Земли, а энергия гравитационной дифференциации, перешедшая в кинетическую энергию конвективных течений и тепло, приблизительно равна $12,64 \cdot 10^{37}$ эрг.

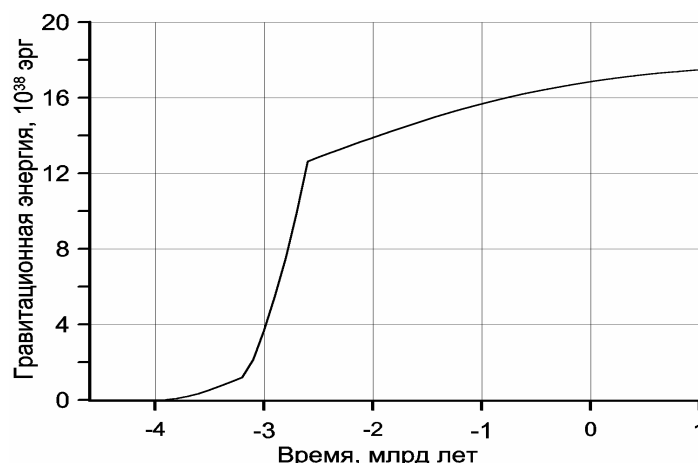


Рис. 5.2. Зависимость от времени выделившейся энергии гравитационной дифференциации Земли (ее тепловая составляющая)

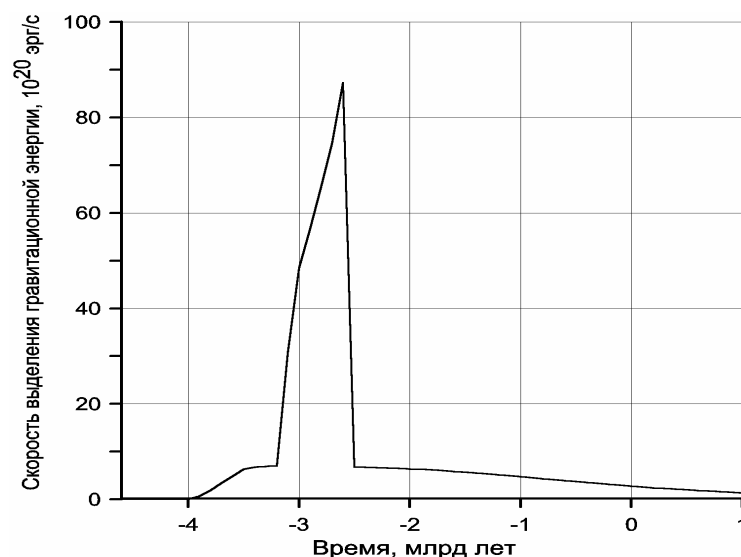


Рис. 5.3. Скорость выделения энергии гравитационной дифференциации Земли, 10^{20} эрг/с

Как видно из приведенных графиков, выделение энергии гравитационной дифференциации Земли началось достаточно резко около 4 млрд лет назад. В раннем архее выделялось в виде тепла примерно до $7 \cdot 10^{20}$ эрг/с гравитационной энергии, или почти в 2,5 раза больше, чем сейчас (около $2,77 \cdot 10^{20}$ эрг/с). После некоторого снижения скорости выделения гравитационной энергии в среднем архее в позднем архее, после перехода процесса дифференциации от сепарации металлического железа к выделению эвтектических расплавов Fe-FeO и особенно после начала процесса выделения земного ядра, вновь произошел существенный всплеск выделения гравитационной энергии. На этот раз скорость ее выделения (в среднем за поздний архей) уже приблизительно в 20 раз превышала современный уровень. В своем же пике, около 2,6 млрд лет назад, она достигала $87,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с, или почти в 32 раза превышала современный уровень выделения гравитационной энергии. В это время, как уже отмечалось, происходили катастрофические события формирования у Земли настоящего плотного ядра (см. раздел 4.2).

Обращает на себя внимание, что максимум скорости выделения энергии гравитационной дифференциации земного вещества совпадает с уникальной эпохой позднего архея, когда, судя по геологическим данным, и тектоническая активность Земли была наибольшей. Причем максимум выделения этой энергии приходится на конец архея

– на время проявления наиболее выдающейся тектонической эпохи кеноранского (беломорского) диастрофизма. При этом не следует забывать, что в раннем архее гравитационная энергия выделялась только в узком приэкваториальном поясе тектонической активности Земли. Поэтому ее удельное значение в масштабах всей планеты в целом оставалось сравнительно скромным, хотя в пересчете на площадь этого пояса она оказывается во много раз более высокой (см. раздел 5.5).

После выделения земного ядра в конце архея, скорость генерации гравитационной энергии в раннем протерозое резко и значительно снизилась приблизительно до $6,8 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Дальнейший процесс гравитационной дифференциации Земли протекал значительно спокойнее, постепенно снижаясь до современного уровня выделения энергии – около $2,8 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Продолжится затухание этого процесса и в будущем.

Отметим, что изображенные на рис. 5.2 и 5.3 графики определяют собой только осредненные показатели энерговыделения. В реальных же условиях в связи с нестационарностью гравитационной конвекции в земной мантии, а следовательно, и процессов гравитационной дифференциации Земли график скорости энерговыделения на рис. 5.3 оказывается сложнее: на него как бы накладывается колебательный процесс циклических перестроек, отвечающих тектоническим циклам. Однако возможная амплитуда таких осложняющих модуляций графика, вероятно, не очень велика.

5.2. Содержание радиоактивных элементов в Земле и энергия их распада

История становления идеи о радиогенных источниках тепла в Земле показательна и поучительна. Во-первых, она сыграла важную роль в критике и отходе геологов от бывшей когда-то очень популярной контракционной гипотезы Эли де Бомона, доминировавшей в науках о Земле почти целое столетие и дожившей до 30-х годов XX в. Напомним, что, согласно представлениям этой гипотезы, основанной на идеях Канта и Лапласа о “горячем” происхождении планет Солнечной системы, Земля образовалась из первозданно газообразного облака, а затем, после его сгущения, из перегретой огненно-жидкой магмы. По мере остывания Земля покрывалась все более толстой корой и сжималась, сокращаясь в поперечных размерах (происходила ее контракция). По представлениям сторонников этой гипотезы, такое сжатие (подобно усыхающему яблоку) приводило к возникновению морщин на поверхности земной коры, чем объяснялось образование складчатых (горных) поясов Земли и возникновение землетрясений. Прорывы же подкоровой магмы наружу создавали вулканы, а ее внедрения в земную кору формировали гранитные плутоны.

После открытия Беккерелем в 1896 г. явления радиоактивности, было выяснено, что в земной коре сосредоточено так много радиоактивных элементов, что если бы их столько же было и в земных недрах, то радиогенной энергии оказалось бы более чем достаточно для расплавления всей Земли и без привлечения гипотезы Канта–Лапласа об изначально горячем происхождении планет. Это открытие и его приложение к Земле, по-видимому, впервые высказанное Рэлеем еще в 1906 г., в корне подорвало старые представления о происхождении Земли и природе развивающихся в ней геологических процессов. Несколько позже радиогенно-изотопные методы определения возрастов горных пород опровергли прежние представления о сравнительно молодом возрасте Земли. Стало ясно, что продолжительность жизни нашей планеты исчисляется не десятками миллионов, как еще думали на рубеже XIX и XX вв., а миллиардами лет. Это окончательно подорвало престиж космогонической гипотезы Канта–Лапласа, поскольку с ее позиций и определенных ранее тепловых потоков через земную поверхность возраст Земли не превышал 100 млн лет.

Все это стимулировало разработку новых идей в планетологии, геофизике, геологии, тектонике и других смежных разделах наук о Земле. В частности, так произошло и с разработкой современной гипотезы О.Ю. Шмидта о “холодном”

происхождении Земли и других планет Солнечной системы, о чем мы уже говорили в предыдущей главе. При этом одной из причин ее появления на свет, несомненно, являлось открытие нового и мощного источника радиогенной энергии, способного не только привести к расплавлению земных недр (причем без привлечения концепции “горячего” происхождения планет), но и полностью обеспечить тектоническую активность Земли.

Все эти положительные моменты радиогенной гипотезы, безусловно, сыграли важную роль в прогрессе и развитии современной геологии. Однако и у нее были свои трудности и даже крупные издержки. В частности, при оценке мощности радиогенного источника энергии в Земле всегда оставалась полная неясность с концентрацией радиоактивных элементов в земной мантии. Эта проблема решалась в соответствии с геологическим мировоззрением ученых. Но поскольку большинство геологов и геофизиков были полностью привержены радиогенной гипотезе разогрева земных недр, то и концентрация радиоактивных элементов в мантии Земли обычно определялась по условию равенства генерируемого ими тепла со средним значением теплового потока через земную поверхность. Однако при такой методологии исследования автоматически и полностью исключались из рассмотрения все остальные возможные источники эндогенной энергии в Земле, а они могли быть большими и в сумме значительно превышать реальный вклад радиогенного тепла в энергетический баланс нашей планеты. В конце концов так оно и оказалось. Более детальные оценки показали, что за время жизни Земли в ее недрах выделилось приблизительно в шесть раз больше энергии, чем радиогенного тепла. Но такое забвение остальными более мощными источниками эндогенной энергии, безусловно, не могло не сыграть отрицательную роль в развитии современной геологической теории, задержав ее развитие на многие годы. В этом-то и заключался главный недостаток чрезмерного увлечения радиогенной гипотезой.

Наиболее слабым местом радиогенной гипотезы и одновременно самым сложным в методологическом отношении вопросом является определение содержания радиоактивных элементов в недоступных для прямого эксперимента глубинах мантии. При этом основное внимание уделяется только наиболее энергоемким и долгоживущим изотопам радиоактивных элементов, характеризующимся периодами полураспада, соизмеримыми с возрастом самой Земли. К таким изотопам относятся уран с атомными весами 235 и 238, торий 232 и калий 40 (^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K).

Оценивая содержание радиоактивных элементов в Земле, обычно учитывается, что рассматриваемые изотопы относятся к литофильным химическим элементам, преимущественно концентрирующимся в легких алюмосиликатах. Это свойство радиоактивных элементов при дифференциации земного вещества определяет направленность их миграции в те места, где возникают наибольшие концентрации алюмосиликатов с повышенными содержаниями кремнезема (SiO_2), глинозема (Al_2O_3) и щелочей (Li, Na, K, Rb и др.), т.е. в континентальную кору. Значительно меньше этих элементов должно быть в бедных алюминием, но богатых магнием плотных ультраосновных породах мантии, и они практически совсем должны отсутствовать в ядре Земли (об этом, в частности, свидетельствуют составы железных метеоритов и их сульфидной фазы – троилита).

Обычно концентрация радиоактивных элементов в земной коре оценивается по их содержанию в наиболее распространенных породах коры, а в мантии – по аналогии с их концентрацией в хондритовых метеоритах (Birch, 1958; MacDonald, 1965) или в ультраосновных породах (Tilton, Read, 1963; Любимова, 1968). Однако такой подход не приводит к определенным решениям. Это связано с тем, что принимаемые за эталон метеориты могли образоваться в других, чем Земля, частях Солнечной системы с совершенно другими чертами дифференциации протопланетного вещества. Эмпирически это убедительно показал П. Гаст (1975). Второй путь определения радиоактивности мантии по непосредственным измерениям концентрации радиоактивных элементов в

ультраосновных породах Земли тоже осложнен из-за большого разброса экспериментальных данных, особенно по урану и торию.

Неустойчивость прямых определений содержания радиоактивных элементов в мантийных породах, попадающих на поверхность Земли, объясняется тем, что такие породы практически всегда при этом испытывают сильнейшее влияние метаморфогенных факторов, существенно искажающих первичный состав в области редких и рассеянных элементов. Обычно “заражение” ультраосновных пород щелочами происходит одновременно с процессами их гидратации. Тем более это относится к таким рассеянным элементам, как уран и торий. Как показали А.В. Пейве (1969) и его коллеги, а также Р. Колман (1975) и другие специалисты, все офиолитовые покровы, в составе которых присутствуют рассматриваемые ультраосновные породы мантийного происхождения, на самом деле являются фрагментами древней океанической коры, надвинутыми на края континентов. Но формирование океанической коры обычно происходит под толщей океанских вод, насыщенных щелочами и другими растворенными в них элементами, в том числе калием, ураном и торием.

По аналогичным причинам для определения содержаний радиоактивных элементов в мантии нельзя пользоваться данными по составам ксенолитов мантийных пород из кимберлитовых трубок взрыва или из продуктов вулканических извержений в островных дугах. Связано это с тем, что ультраосновные и эклогитовые ксенолиты кимберлитовых трубок фактически представляют собой осколки раннепротерозойской океанической коры, затянутой по зонам субдукции свекофеннского возраста глубоко под литосферные плиты архейских континентов (Сорохтин и др., 1996). Вулканы же островных дуг и активных окраин континентов сами функционируют только за счет переплавления и глубокой переработки пододвигаемой под них океанической коры. С большой осторожностью также следует подходить и к отбору для анализов ультраосновных ксенолитов из океанических вулканов гавайского типа, поскольку многие среди таких образцов имеют кумулятивное происхождение и возникают на уровнях существования промежуточных магматических очагов. Кроме того, магматические расплавы в таких вулканах часто оказываются контаминированными морскими водами, проникающими в горячую зону по напластованиям лавовых покровов стратовулканов.

Определение “наиболее вероятных” концентраций радиоактивных элементов в Земле только по эмпирическим данным в такой ситуации провести невозможно, и приходится прибегать к косвенным методам. Например, можно было бы вначале определить содержание в Земле наиболее распространенного из радиоактивных элементов – калия, а затем по отношениям K/U и K/Th определить концентрации урана и тория. Однако и этот путь недостаточно надежен, поскольку определение этих отношений в мантийных породах приводит к слишком большим разбросам данных.

Для уменьшения неопределенности расчетов при определении содержаний радиоактивных элементов в континентальной коре можно воспользоваться ограничением, накладываемым на возможную концентрацию этих элементов в коре по значению среднего теплового потока через континенты, приблизительно равного $1,41 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с (Sclater et al., 1981). Суммарный тепловой поток через континенты складывается из двух частей – из радиогенного и мантийного (глубинного) потоков. Мантийный поток на докембрийских платформах возрастом более 1,8 млрд лет, составляющих по площади около 75% всех континентов, практически стационарен и примерно равен $0,33 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. У молодых платформ моложе 1,8 млрд лет мантийный тепловой поток должен зависеть от их возраста, но в среднем приблизительно равен $0,43 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с, а средний глубинный тепловой поток по всем континентам равен $0,35 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. В этом случае на долю среднего радиогенного теплового потока остается $(1,41 - 0,35) \cdot 10^{-6} = 1,06 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Тогда суммарный радиогенный тепловой поток через всю континентальную

кору площадью около $2,04 \cdot 10^{18}$ см² оказывается равным $0,91 \cdot 10^{20}$ эрг/с, что составляет примерно 21% общих теплопотерь Земли, приблизительно равных $4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с.

Судя по работам С. Тейлора (Taylor, 1964), П. Гаста (1975), А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского (1978), среднюю концентрацию калия в континентальной коре разумно принять равной 2%. Примем также, что $^{40}\text{K}/(^{39}\text{K} + ^{41}\text{K}) = 1,167 \cdot 10^{-4}$ (Фор, 1989). Следовательно, при общей массе коры $2,25 \cdot 10^{25}$ г в ней содержится $4,5 \cdot 10^{23}$ г калия и $5,24 \cdot 10^{19}$ г радиоактивного изотопа ^{40}K .

Для проведения энергетических расчетов примем удельные значения энерговыделения радиоактивных изотопов равными: $^{40}\text{K} = 0,279$; $^{238}\text{U} = 0,937$; $^{235}\text{U} = 5,69$; $^{232}\text{Th} = 0,269$ эрг/г·с. Тогда часть радиогенного теплового потока, связанная с распадом радиоактивного изотопа калия, оказывается равной $0,146 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Примем теперь, что в континентальной коре среднее отношение $\text{Th}/\text{U} \approx 4$, откуда по суммарной скорости генерации радиогенной энергии в коре ($0,91 \cdot 10^{20}$ эрг/с) можно определить содержание урана $\text{U} = 0,367 \cdot 10^{20}$ г и тория $\text{Th} = 1,52 \cdot 10^{20}$ г; в этом случае отношение $\text{K}/\text{U} \approx 1,2 \cdot 10^4$ и $\text{K}/\text{Th} \approx 3,0 \cdot 10^3$.

Определить содержания радиоактивных элементов в мантии можно только косвенными методами. Один из таких косвенных способов определения содержания калия в мантии предложили независимо друг от друга П. Гаст (Gast, 1968) и П. Харли (Hurley, 1968). По их мнению, содержание в Земле радиоактивного изотопа калия ^{40}K (а следовательно, и всего калия) может быть найдено по концентрации в атмосфере радиогенного изотопа аргона ^{40}Ar , попадающего в эту геосферу при переходе калия из мантии в земную кору. При этом П. Гаст считал, что подвижность калия такая же, как и рубидия, а последнюю можно определить по стронциевым отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в коровых и мантийных породах. Пользуясь этим методом, П. Гаст пришел к выводу, что концентрация калия в мантии исключительно низкая – около $6,5 \cdot 10^{-5}$. В наших работах (Сорохтин, 1977; Сорохтин, Ушаков, 1991) этот метод был усовершенствован использованием эволюционной модели Земли и сравнением изотопных отношений радиогенных элементов в земных и лунных базальтах. В результате было определено, что наиболее вероятная концентрация калия в мантии приблизительно вдвое выше, чем это определил П. Гаст, и достигает 0,012%. Следовательно, в современной мантии содержится $4,81 \cdot 10^{23}$ г калия и $5,62 \cdot 10^{19}$ г его радиоактивного изотопа ^{40}K , а всего в Земле соответственно $9,31 \cdot 10^{23}$ и $1,086 \cdot 10^{20}$ г.

Для сравнения напомним, что, по А.П. Виноградову (1962), в мантийных породах содержится около 0,03% калия; по Г. Тилтону и Г. Риду (Tilton, Read, 1963) – 0,01; по А. Рингвуду (1981, 1982) – 0,03; по С. Тейлору (Taylor, 1979) – 0,015 и по П. Гасту (1975) – менее 0,01%. Как видно, наше определение оказывается близким к среднему из этих оценок.

Оценку содержания в мантии урана и тория можно выполнить только косвенными методами, например исходя из калий-урановых и калий-ториевых отношений. Обычно относительно тугоплавкие элементы (уран и торий) концентрируются в континентальной коре в заметно большей степени, чем щелочные металлы (Гаст, 1975). Поэтому следует ожидать, что в современной мантии калий-урановое и калий-ториевое отношения будут выше, чем в коре. С другой стороны, суммарное содержание в Земле урана и тория должно превышать их массу в континентальной коре. Отсюда можно найти пределы содержания этих элементов в Земле:

$$\begin{aligned} 3,76 \cdot 10^{19} < \text{U}_g < 7,76 \cdot 10^{19} \text{ г}, \\ 1,51 \cdot 10^{20} < \text{Th}_g < 3,10 \cdot 10^{20} \text{ г}. \end{aligned} \quad (5.1)$$

Приведенные пределы возможных изменений суммарных масс урана и тория в Земле сами по себе не очень велики, но и они в реальных условиях должны быть еще более узкими. Действительно, нижние пределы неравенств (5.1) просто нереальны, так как

из них следует вывод о полном отсутствии U и Th в мантии, что невероятно. Верхние пределы также мало вероятны, поскольку из-за большей подвижности Th и U по сравнению с K в мантии отношения K/Th и K/U должны быть заметно более высокими, а отношение Th/U – более низким, чем в коре. Но даже если пренебречь этими ограничениями и воспользоваться для определения выделяемой в Земле радиогенной энергии правыми пределами приведенных неравенств, то и тогда суммарная теплогенерация этих элементов (вместе с ^{40}K) окажется приблизительно равной $1,89 \cdot 10^{20}$ эрг/с, т.е. существенно меньшей, чем общие теплотери Земли $Q \approx 4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Отсюда с неизбежностью следует важный вывод: в недрах нашей планеты должен действовать дополнительный и весьма мощный источник эндогенной энергии, превышающий по мощности $2,41 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Таким источником энергии, как мы уже видели выше, может быть только функционирующий и сейчас процесс гравитационной (химико-плотностной) дифференциации Земли, приводящий к выделению в ее центральных областях плотного окисно-железного ядра и возбуждающий в ее мантии интенсивные конвективные течения.

В наших расчетах, более подробно изложенных в работе (Сорохтин, Ушаков, 1991), мы приняли для мантии $K/U = 4,5 \cdot 10^4$ и $K/Th = 1,7 \cdot 10^4$. Тогда содержание урана в мантии оказывается равным $U_m = 1,05 \cdot 10^{19}$ г, а тория $Th_m = 2,89 \cdot 10^{19}$ г. Вместе с калием эти элементы генерируют в мантии приблизительно $0,34 \cdot 10^{20}$ эрг/с тепловой энергии. Всего же в Земле сейчас выделяется приблизительно $1,25 \cdot 10^{20}$ эрг/с радиогенной энергии.

Как видно из приведенных оценок, в настоящее время основная масса радиоактивных элементов сосредоточена в континентальной коре. Ранее это было четко показано П. Гастом (1975). Однако надо помнить, что более или менее точно определить содержание радиоактивных элементов удастся только в земной коре, тогда как оценка их концентрации в мантии остается весьма приближенной. Тем не менее основной вывод, что в мантии рассеивается значительно меньше радиогенного тепла, чем в земной коре, все-таки можно считать достаточно надежным.

Радиоактивные элементы, выносимые из мантии в земную кору, в большей мере концентрируются в ее верхнем гранитном слое или в осадочной оболочке. Поэтому генерируемое ими тепло сравнительно быстро теряется через земную поверхность и практически не участвует в разогреве глубинных недр Земли. Следовательно, при выявлении источников эндогенной энергии, питающих собой тектоническую активность Земли, особый интерес представляет только та доля радиогенной энергии, которая выделяется в мантии. Как видно из приведенного выше расчета, в настоящее время эта часть радиогенной энергии ($0,34 \cdot 10^{20}$ эрг/с) составляет всего около 8% суммарных теплотери Земли ($4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с) или приблизительно 10% от генерируемого в мантии глубинного тепла ($3,39 \cdot 10^{20}$ эрг/с). Однако в прошлые геологические эпохи выделение радиогенной энергии в мантии могло быть более высоким.

Для нахождения этой доли энергии необходимо учитывать, что концентрация радиоактивных элементов в мантии со временем уменьшалась не только благодаря распаду этих элементов, но и за счет их преимущественного перехода в континентальную кору. Поэтому содержание в мантии любого радиоактивного элемента убывало со временем по более сложному закону. В первом приближении можно принять, что переход радиоактивных элементов в континентальную кору происходит пропорционально скорости конвективного массообмена в мантии, а последняя характеризуется удельной скоростью выделения тепловой энергии в мантии.

Учитывая закон распада радиоактивных элементов

$$N_0 = N_t \cdot e^{\lambda \cdot t}, \quad (5.2)$$

где N_0 – первоначальное число атомов радиоактивного элемента; N_t – число атомов по истечении времени t ; λ – постоянная радиоактивного распада, и основные характеристики этих элементов: $^{40}\text{K}/(^{39}\text{K}+^{41}\text{K}) = 1,167 \cdot 10^{-4}$; $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$; $\lambda_{238} = 1,551 \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$; $\lambda_{235} =$

$9,849 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$; $\lambda_{232} = 4,948 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$; $\lambda_{40} = 5,543 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$, можно оценить начальные массы радиоактивных элементов в Земле в момент ее образования: $^{238}\text{U}_0 = 9,76 \cdot 10^{19} \text{ г}$; $^{235}\text{U}_0 = 3,22 \cdot 10^{19} \text{ г}$; $^{232}\text{Th}_0 = 2,22 \cdot 10^{20} \text{ г}$; $^{40}\text{K}_0 = 1,39 \cdot 10^{21} \text{ г}$. Используя эти и приведенные выше данные о концентрации радиоактивных элементов в континентальной коре, теперь можно определить эволюцию содержаний таких элементов в Земле, мантии и континентальной коре (рис. 5.4, 5.5 и 5.6).

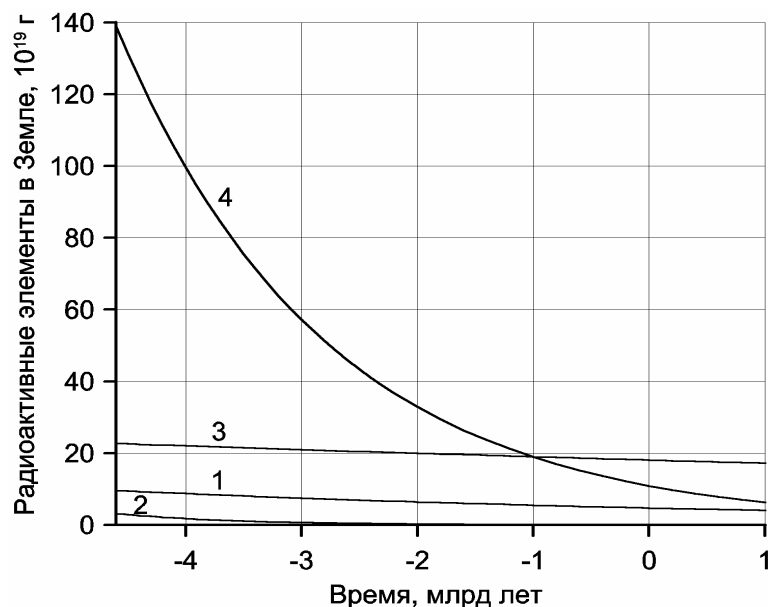


Рис. 5.4. Эволюция содержания радиоактивных элементов в Земле: 1 – ^{238}U ; 2 – ^{235}U ; 3 – ^{232}Th ; 4 – ^{40}K

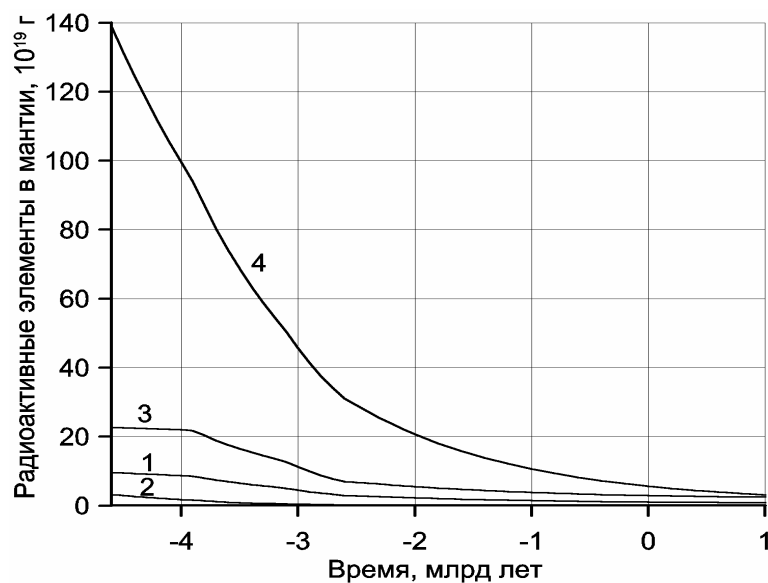


Рис. 5.5. Эволюция содержания радиоактивных элементов в мантии: 1 – ^{238}U ; 2 – ^{235}U ; 3 – ^{232}Th ; 4 – ^{40}K

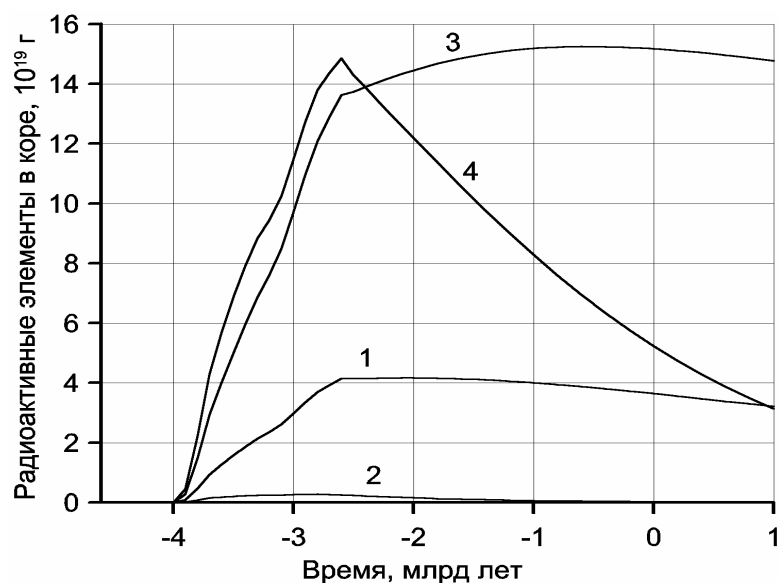


Рис. 5.6. Эволюция содержания радиоактивных элементов в континентальной коре (массы элементов даны в 10^{19} г): 1 – ^{238}U ; 2 – ^{235}U ; 3 – ^{232}Th ; 4 – ^{40}K

Как видно из приведенных графиков, содержание радиоактивных элементов в Земле постепенно снижалось в соответствии со значениями их констант распада. Скорость снижения этих же элементов в мантии оказывается несколько большей, поскольку заметная их часть переходит в континентальную кору. В континентальной же коре архея, когда эта кора формировалась с наибольшей скоростью, а в мантии еще сохранялись относительно высокие концентрации радиоактивных элементов, в коре происходило интенсивное накопление таких элементов. В связи с резким снижением тектонической активности Земли и скорости формирования континентов после образования земного ядра около 2,6 млрд лет назад в протерозое и фанерозое наблюдалась некоторая стабилизация концентраций ^{238}U и ^{232}Th в континентальной коре, тогда как содержания ^{235}U и ^{40}K из-за повышенных значений констант их распада после архея только снижались.

Интересными представляются графики относительных концентраций радиоактивных элементов в мантии и Земле, изображенные на рис. 5.7. За единицу на этих графиках принята концентрация рассматриваемых элементов в первичном земном веществе. Резкое отличие их концентраций в мантии и Земле связано с переходом этих элементов в континентальную кору.

Учитывая приведенные выше параметры рассматриваемых радиоактивных элементов и значения их удельной теплогенерации, можно определить, что в молодой Земле вначале выделялось около $7,18 \cdot 10^{20}$ эрг/с радиогенной энергии. К настоящему времени ее выделение снизилось до $1,25 \cdot 10^{20}$ эрг/с. На рис. 5.8 приведены графики эволюции скорости выделения радиогенной энергии в Земле, мантии и континентальной коре.

Как видно из этих графиков, интенсивность радиогенного энерговыделения в мантии заметно уменьшалась, особенно в архее, поскольку именно в это время радиоактивные элементы с наибольшей скоростью переходили в континентальную кору. В настоящее время выделение радиогенной энергии в мантии не превышает $0,337 \cdot 10^{20}$ эрг/с, т.е. составляет всего 4,7 % от начального уровня и 8% суммарных теплопотерь современной Земли. За все время жизни Земли в ее недрах выделилось около $4,33 \cdot 10^{37}$ эрг радиогенной энергии, причем в катархее за первые 600 млн лет, т.е. еще до начала геологического развития Земли, выделилось приблизительно $1,16 \cdot 10^{37}$ эрг. За весь архей, от 4 до 2,6 млрд лет назад, в Земле выделилось примерно $1,67 \cdot 10^{37}$ эрг радиогенной энергии, из них в мантии $1,35 \cdot 10^{37}$ эрг и в континентальной коре $0,32 \cdot 10^{37}$. За остальное

время геологического развития нашей планеты, т.е. за последние 2,6 млрд лет, в мантии выделилось только $0,6 \cdot 10^{37}$ эрг, или приблизительно 14% радиогенной энергии (рис. 5.9). Всего же в мантии Земли выделилось приблизительно $3,11 \cdot 10^{37}$ эрг, в континентальной коре $1,22 \cdot 10^{37}$ эрг, а в Земле в целом – $4,33 \cdot 10^{37}$ эрг радиогенной энергии.

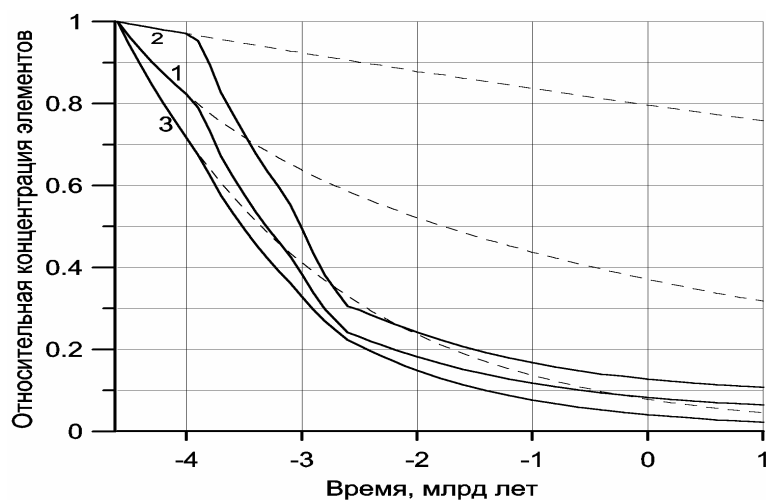


Рис. 5.7. Относительная концентрация радиоактивных элементов в мантии (сплошные линии) и в Земле (пунктирные линии). За единицу принята концентрация рассматриваемых элементов в первичном веществе Земли: 1 – суммарная концентрация ^{238}U и ^{235}U ; 2 – концентрация ^{232}Th ; 3 – концентрация ^{40}K

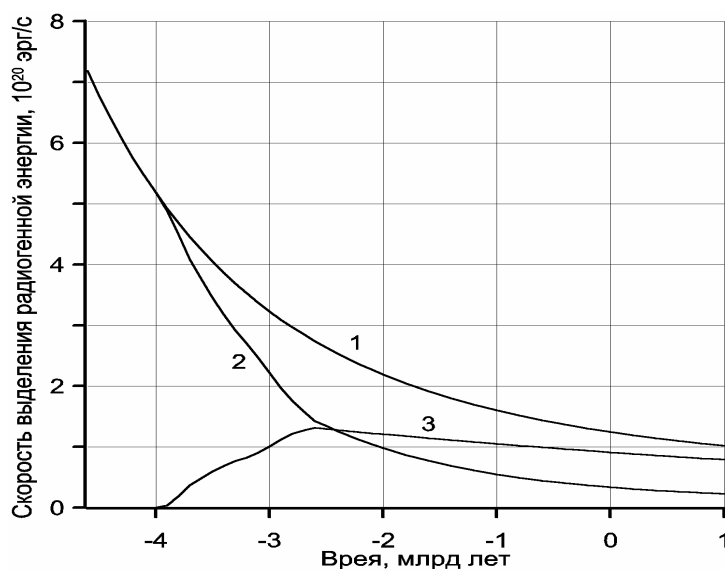


Рис. 5.8. Скорость выделения радиогенной энергии: 1 – в Земле; 2 – в мантии; 3 – в континентальной коре

Таким образом, приведенные выше оценки, построенные по методологии, независимой от гипотезы исключительно радиогенного разогрева Земли, показывают, что вклад радиоактивных элементов в энергетику Земли оказался значительно более скромным, чем это принималось ранее (а иногда принимается и до сих пор), но все-таки заметным (табл. 5.1).

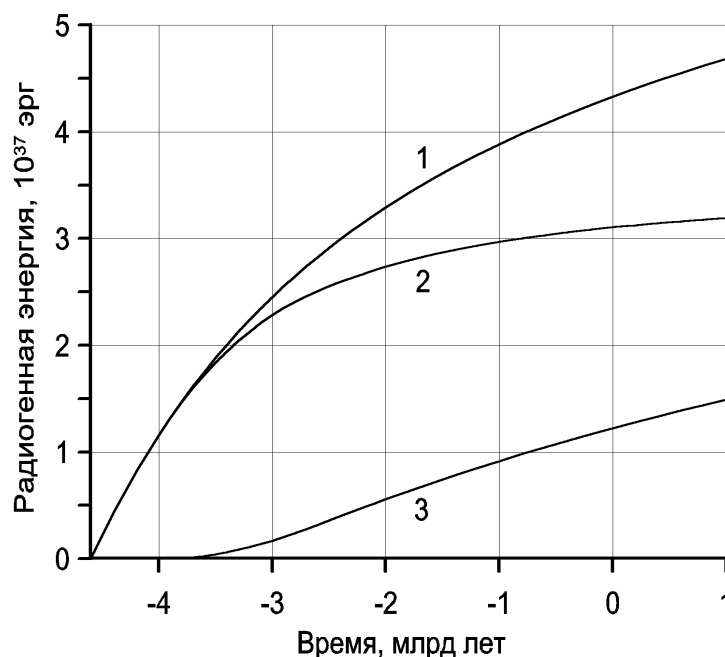


Рис.5.9. Выделение радиогенной энергии: 1 – в Земле; 2 – в мантии; 3 – в континентальной коре

Т а б л и ц а 5.1

Содержание радиоактивных элементов в Земле

элементы	Континентальная кора, масса $2,25 \cdot 10^{25}$ г		Мантия Земли, масса $4,07 \cdot 10^{27}$ г		Земля в целом, масса $5,98 \cdot 10^{27}$ г	
	содержание элементов	выделяемая энергия, эрг/с	содержание элементов	выделяемая энергия, эрг/с	содержание элементов	выделяемая энергия, эрг/с
^{238}U	$3,64 \cdot 10^{19}$ г	$0,341 \cdot 10^{20}$	$1,047 \cdot 10^{19}$ г	$0,098 \cdot 10^{20}$	$4,69 \cdot 10^{19}$ г	$0,439 \cdot 10^{20}$
^{235}U	$0,026 \cdot 10^{19}$ г	$0,015 \cdot 10^{20}$	$0,008 \cdot 10^{19}$ г	$0,004 \cdot 10^{20}$	$0,034 \cdot 10^{19}$ г	$0,02 \cdot 10^{20}$
^{232}Th	$15,18 \cdot 10^{19}$ г	$0,408 \cdot 10^{20}$	$2,89 \cdot 10^{19}$ г	$0,078 \cdot 10^{20}$	$18,07 \cdot 10^{19}$ г	$0,486 \cdot 10^{20}$
^{40}K	$5,24 \cdot 10^{19}$ г	$0,146 \cdot 10^{20}$	$5,62 \cdot 10^{19}$ г	$0,157 \cdot 10^{20}$	$10,86 \cdot 10^{19}$ г	$0,303 \cdot 10^{20}$
K/U	$1,23 \cdot 10^4$	–	$4,6 \cdot 10^4$	–	$1,98 \cdot 10^4$	–
K/Th	$3 \cdot 10^3$	–	$1,67 \cdot 10^4$	–	$5,16 \cdot 10^3$	–
Th/U	4	–	2,74	–	3,83	–
Σ	–	$0,91 \cdot 10^{20}$	–	$0,337 \cdot 10^{20}$	–	$1,248 \cdot 10^{20}$

5.3. Энергия приливного торможения Земли

Как известно, в системе планеты со спутником, объединенных между собой гравитационно-приливными связями, суммарный момент количества движения остается неизменным, хотя при этом и происходят перераспределения моментов между планетой и спутником. Однако такие изменения возникают только под влиянием выделения и рассеяния первоначально запасенной в системе кинетической энергии.

Поскольку после образования Луны угловая скорость осевого вращения Земли всегда превышала угловую скорость орбитального движения Луны, то диссипация приливной энергии в теле Земли приводила только к уменьшению такой скорости и у планеты и у спутника, откуда, согласно третьему закону Кеплера, следует, что расстояние между Луной и Землей постоянно увеличивалось (см. раздел 3.4). При этом происходившие изменения рассматриваемых параметров системы существенно зависели от скорости диссипации приливной энергии в теле Земли.

В настоящее время большая часть приливной энергии выделяется в мелководных морях и значительно меньшая – в глубоких океанах и астеносфере Земли. По оценкам Г. Макдональда (1975), скорость выделения приливной энергии в настоящее время

приблизительно равна $0,25 \cdot 10^{20}$ эрг/с, причем около 2/3 приливной энергии диссипирует в мелководных морях благодаря трению интенсивных придонных приливных течений о морское дно. По нашим определениям, сейчас в Земле рассеивается приблизительно $0,287 \cdot 10^{20}$ эрг/с приливной энергии, а в мантии – только $0,018 \cdot 10^{20}$ эрг/с, тогда как в гидросфере – около $0,269 \cdot 10^{20}$ эрг/с, или 94% от всей приливной энергии. Поскольку современный суммарный тепловой поток через поверхность Земли достигает приблизительно $4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с (см. раздел 2.1), то получается, что в настоящее время доля приливной энергии, рассеиваемой в “твердой” Земле, не превышает 0,5% от полной энергии, генерируемой в ее недрах. Отсюда видно, что лунные приливы теперь играют скромную роль в питании тектонической активности Земли, хотя сами приливные деформации литосферной оболочки, достигающие по амплитуде нескольких десятков сантиметров, в некоторых случаях, по-видимому, могут выступать в качестве “спусковых механизмов” землетрясений. Тем более незначительны влияния на тектонику Земли солнечных приливов, эффект которых не превышает 20% от воздействия лунных приливов.

Однако если амплитуда солнечных приливов всегда была незначительной, то воздействия лунных приливов в прошлые геологические эпохи были значительно бóльшими. Теория приливов показывает, что интенсивность таких воздействий обратно пропорциональна шестой степени расстояния между планетами (Макдональд, 1975; Рускол, 1975). Отсюда следует, что в далекие геологические времена, когда Луна располагалась значительно ближе к Земле, ее приливные воздействия на нашу планету были значительно сильнее. Более того, можно ожидать, что на самых ранних этапах развития Земли, когда Луна еще располагалась вблизи предела Роша, амплитуда лунных приливов достигала 1,5 км, а приливная энергия превалировала над всеми остальными источниками эндогенной энергии и поэтому во многом определяла собой тектоническое развитие Земли.

Известно (Макдональд, 1975; Рускол, 1975), что выделяемое за счет приливных деформаций тепло черпается из кинетической энергии осевого вращения Земли. В настоящее время эта энергия сравнительно невелика и равна $0,214 \cdot 10^{37}$ эрг, но вначале эволюционного пути системы Земля–Луна, около $4,6 \cdot 10^9$ лет назад, была значительно бóльшей и достигала $4,019 \cdot 10^{37}$ эрг. Часть этой энергии, выделяющейся в процессе замедления вращения Земли, тратится на увеличение энергии орбитального движения Луны, а часть диссипирует в самой Земле. Учитывая, что в момент образования Луны ее расстояние от Земли составляло $1,72 \cdot 10^9$ см (см. раздел 3.4), можно определить исходную орбитальную энергию Луны: она была равной $-8,54 \cdot 10^{36}$ эрг. Заметим, что энергия орбитального движения Луны по определению потенциальная энергия и поэтому меньше нуля (т.е. отрицательная). К настоящему времени расстояние между центрами тяжести Земли и Луны увеличилось до $3,844 \cdot 10^{10}$ см, соответственно возросла и орбитальная энергия Луны до $-0,38 \cdot 10^{36}$ эрг. Таким образом, за время жизни системы Земля–Луна, т.е. за $4,6 \cdot 10^9$ лет, кинетическая энергия вращения Земли уменьшилась на $3,84 \cdot 10^{37}$ эрг, а кинетическая энергия орбитального движения Луны, наоборот, возросла на $0,76 \cdot 10^{37}$ эрг. Следовательно, за это же время в Земле диссипировало и превратилось в тепло $3,84 \cdot 10^{37} - 0,76 \cdot 10^{37} = 3,08 \cdot 10^{37}$ эрг приливной энергии.

Для нахождения основных закономерностей выделения в Земле приливной энергии следует использовать зависимость расстояния между центрами тяжести Земли и Луны от времени и воспользоваться основными уравнениями движения планет, позволяющими определить связь между угловой скоростью вращения Земли и этим же расстоянием. В результате оказывается, что скорость выделения приливной энергии в Земле пропорциональна разности угловых скоростей осевого вращения Земли и Луны, обратно пропорциональна фактору добротности Земли и шестой степени расстояния между планетой и спутником. В этой сложной функции связь приливной энергии со временем

определяется через зависимость от времени расстояния между Землей и Луной, рассмотренной в разделе 3.4 (см. рис. 3.4). Остальные параметры постоянны или задаются принятой моделью эволюции Земли. В предыдущей главе было показано, что фактор приливной добротности Земли существенно менялся со временем на протяжении всей истории развития нашей планеты. На основании анализа геологического материала и условия равенства возрастов Земли и Луны была обоснована приближенная модель изменений этого фактора со временем (см. раздел 3.4). Учитывая эту модель, нами по уравнениям, приведенным в работе (Сорохтин, Ушаков, 1989), были рассчитаны скорость выделения в Земле приливной энергии (рис. 5.10), и ее суммарное значение (рис. 5.11).

Как видно из приведенных графиков, с наибольшей интенсивностью приливная энергия выделялась в Земле в самом начале ее развития. В те далекие времена, сразу после образования Луны около 4,6 млрд лет назад, скорость выделения приливной энергии достигала гигантской величины – приблизительно $5,2 \cdot 10^{24}$ эрг/с, что почти в 13 тысяч раз превышало скорость генерации эндогенной тепловой энергии в современной Земле. Напомним, что высота приливов в “твердой” Земле тогда приближалась к 1,5 км, а сейсмическая активность, вероятно, могла на три порядка превышать ее современный уровень (см. раздел 3.7).

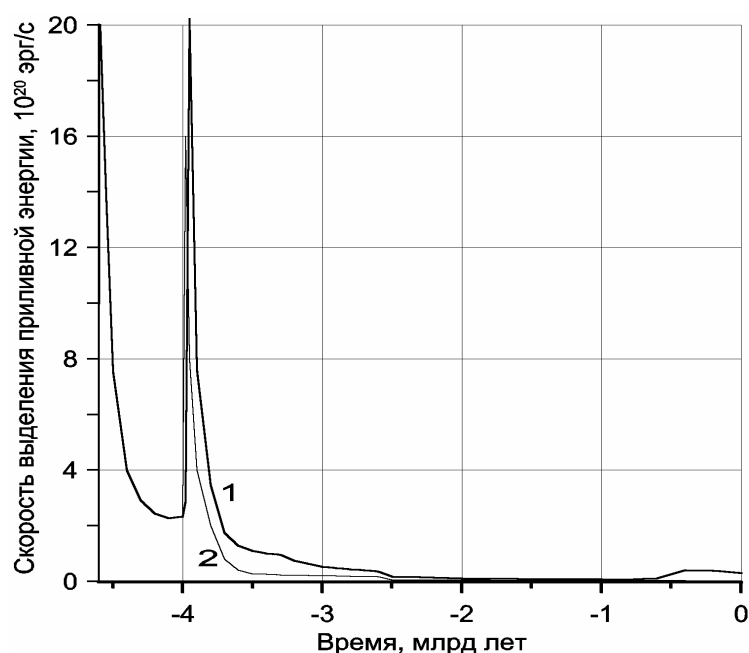


Рис. 5.10. Скорость выделения приливной энергии в Земле: 1 – суммарная скорость выделения энергии в мантии и гидросфере; 2 – выделение энергии мантии

Однако такие экстремальные условия на Земле существовали очень недолго. Уже через 1 млн лет приливная теплогенерация снизилась приблизительно в 100 раз, а еще через 100 млн лет опустилась до уровня $7 \cdot 10^{20}$ эрг/с, превышающего современную суммарную генерацию тепла в Земле всего в два раза. В дальнейшем диссипация приливной энергии продолжала плавно уменьшаться примерно до уровня $1,2 \cdot 10^{20}$ эрг/с в конце катархей, около 4,0 млрд лет назад.

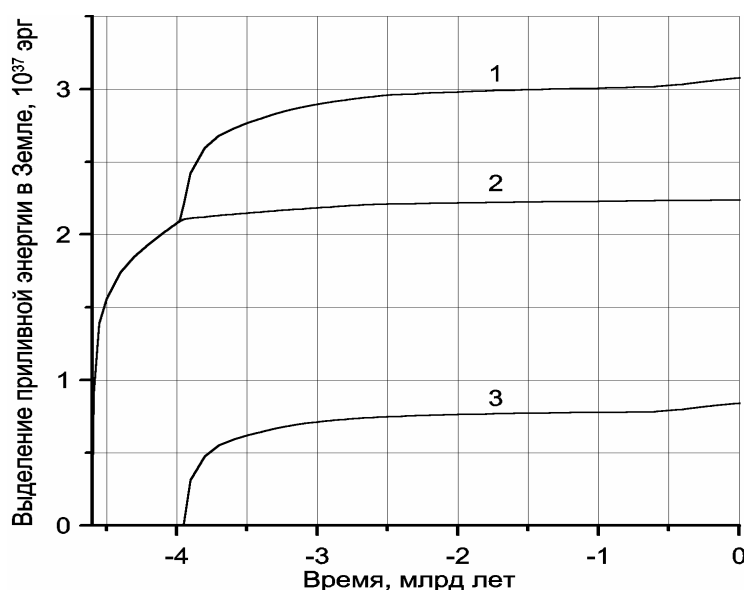


Рис. 5.11. Выделение приливной энергии: 1 – в Земле; 2 – в мантии; 3 – в гидросфере

Как уже отмечалось, у молодой Земли в катархее еще отсутствовала астеносфера и гидросфера. Поэтому приливная энергия тогда распределялась по телу Земли более равномерно, чем в последующие эпохи, и в соответствии со значениями приливного потенциала в ее недрах. При этом амплитуда приливных деформаций уменьшались с глубиной пропорционально четвертой степени текущего радиуса в разрезе планеты. Отсюда следует, что максимальные приливные деформации в катархее происходили в приповерхностных частях Земли на экваторе и в низких широтах. На широте около 55° они обращались в ноль, на более высоких широтах деформации меняли знак, но становились более слабыми, а на полюсах их переменная составляющая вновь обращалась в ноль. Поэтому большая часть приливной энергии в катархее выделялась в экваториальном кольцевом поясе и в низких широтах на уровнях верхней и средней мантии. В результате в этом поясе Земля в катархее могла дополнительно прогреться приблизительно на $600\text{--}700^\circ\text{C}$.

Второй “тепловой удар” приливного происхождения произошел на рубеже катархей и архей, около 4,0 млрд лет назад сразу же после возникновения на экваторе Земли астеносферы и появления первых мелководных морских бассейнов. Объясняется это тем, что приливные деформации планеты в основном концентрируются в слоях с наименьшими значениями модуля жесткости и вязкости, т.е. в слоях, наиболее легко поддающихся деформациям. После же прогрева Земли в катархее и начала дегазации мантии с образованием гидросферы в раннем архее приливные деформации стали концентрироваться главным образом в мелководных морях низкоширотного кольцевого экваториального пояса и частично в астеносфере верхней мантии под этим же поясом. Выделяющаяся при этом приливная энергия приводила к дополнительному перегреву и расплавлению мантийного вещества, а также к расширению слоя астеносферы. Но это снижало приливную добротность Земли и, следовательно, еще более увеличивало скорость выделения приливной энергии. Амплитуда второго пика приливной энергии в начале архей была значительно меньше раннекатархейского, но все-таки достигала $20 \cdot 10^{20}$ эрг/с, т.е. была приблизительно в 4,6 раза выше современной суммарной скорости генерации энергии в Земле. Однако эта энергия выделялась в мантии только в начале архей, но после образования гидросферы стала выделяться в основном только в морях того времени. В результате такого лавинообразного выделения приливной энергии вещество верхней мантии в приэкваториальном кольцевом поясе Земли оказалось

расплавленным и в нем запустился новый и наиболее мощный энергетический процесс гравитационной дифференциации земного вещества.

Выделение приливной энергии в позднем архее и тем более в протерозое стало более спокойным. К этому времени на Земле уже появились настоящие океаны, и поэтому большая часть приливной энергии стала рассеиваться в земной гидросфере. Скорость выделения приливной энергии вновь несколько увеличилась только в фанерозое. Однако на этот раз такая активизация приливных взаимодействий с Луной была связана только с эволюцией земной гидросферы – с развитием в эту эпоху первых широких трансгрессий океана на континенты и с формированием мелководных эпиконтинентальных морей, в которых сейчас и расходуется большая часть приливной энергии.

Всего же в катархее за первые 600 млн лет существования Земли выделилось около $2,1 \cdot 10^{37}$ эрг тепловой энергии приливного происхождения (см. рис. 5.11). За архей, протерозой и фанерозой в Земле выделилось приблизительно $1 \cdot 10^{37}$ эрг приливной энергии, из этого количества в гидросфере выделилось около $0,84 \cdot 10^{37}$ эрг, тогда как в мантии Земли – только $0,46 \cdot 10^{37}$ эрг. Всего же с момента образования Луны на околоземной орбите, около 4,6 млрд лет назад, в Земле выделилось приблизительно $3,08 \cdot 10^{37}$ эрг приливной энергии, из которых на мантию пришлось около $2,24 \cdot 10^{37}$ эрг (см. рис. 5.11).

Рассмотренная в разделе 3.4 модель изменения со временем эффективной добротности Земли в принципе позволяет приближенно оценить доли энергии, диссипируемые сейчас в мелководных морях, океанах и мантии. Сейчас фактор приливной добротности Земли равен 13, поэтому можно определить, что в настоящее время в Земле рассеивается около $0,287 \cdot 10^{20}$ эрг/с приливной энергии. Пользуясь теперь условием аддитивности диссипативных функций, находим, что в гидросфере диссипирует около $0,27 \cdot 10^{20}$ эрг/с, тогда как в мантии – только $0,017 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Следовательно, в настоящее время около 94% приливной энергии рассеивается в гидросфере и только 6% – в земной мантии. Таким образом, доля приливной энергии в эндогенной энергетике Земли сейчас не превышает 0,4%.

Из приведенных расчетов видно, что приливная энергия доминировала только в катархее и в начале архея. Вклад же лунных приливов в общую энергетику Земли в позднем архее, протерозое и фанерозое оставался скромным и никогда не превышал 1–2%.

5.4. Теплопотери Земли

За время жизни Земли в ее недрах выделилось $16,85 \cdot 10^{37}$ эрг тепловой энергии гравитационной дифференциации земного вещества, около $4,33 \cdot 10^{37}$ эрг радиогенной энергии и приблизительно $2,24 \cdot 10^{37}$ эрг приливной энергии (без учета ее рассеивания в гидросфере Земли), т. е. всего около $23,42 \cdot 10^{37}$ эрг тепловой энергии. Этого тепла вполне хватило бы для дополнительного разогрева и перегрева Земли почти на 4400 °С. Однако такого перегрева Земли не произошло. Отсюда следует, что большая часть тепла была потеряна Землей с ее тепловым излучением в космическое пространство. В следующем разделе эта доля излученного тепла будет оценена количественно, здесь же мы рассмотрим только современные теплопотери Земли.

К настоящему времени накопилось более 20 тыс. экспериментальных определений теплового потока, измеренных в разных точках земной поверхности. Однако выводить из них среднее значение потока и по нему определять суммарный поток тепла для всей Земли было бы методически неверным приемом.

Современные теплопотери Земли можно определить только полуэмпирическим, полутеоретическим методом. Это объясняется тем, что значительная часть глубинного теплового потока из мантии выносится с гидротермальными водами. Если на континентах роль гидротермального выноса тепла сравнительно невелика, то вынос тепла океанскими

водами, циркулирующими по трещинам земной коры в океанических рифтовых зонах и на склонах срединно-океанических хребтов, достигает огромных величин. По нашим оценкам, такой вынос тепла может составлять до 23% суммарных теплопотерь Земли (Сорохтин, 1974), однако экспериментально измерять суммарный конвективный тепловой поток пока не удастся. Поэтому при определении теплопотерь Земли, помимо использования эмпирических данных, приходится прибегать и к помощи теоретических оценок конвективной составляющей глубинного теплового потока.

Известно, что океанические литосферные плиты формируются за счет остывания и полной кристаллизации частично расплавленного вещества верхней мантии (Сорохтин, 1973). Непрерывное движение конвейера океанических литосферных плит от рифтовых зон на гребнях срединно-океанических хребтов, где они возникают, к зонам поддвига плит под островными дугами и активными окраинами континентов, где они вновь погружаются в горячую мантию, приводит к тому, что основные теплопотери нашей планеты происходят именно через океаническое дно (Ушаков, Федынский, 1973). При этом роль континентов и континентальных плит в процессе регулирования теплового баланса Земли значительно скромнее и в основном пассивная. Тепловой поток через океаническое дно превышает суммарный тепловой поток континентов более чем в 2,5 раза. Если же учесть, что большая часть тепла континентов генерируется распадом радиоактивных элементов, сосредоточенных в верхних слоях континентальной коры, то оказывается, что через океаническое дно теряется более 92% эндогенного (мантийного) тепла Земли.

Из кристаллизационной модели образования океанических плит следует, что тепловой поток через плиту обратно пропорционален корню квадратному от ее возраста и прямо пропорционален температуре мантии. Температуру верхней мантии под океанами на уровне астеносферы можно принять равной 1400 °С. Тогда теоретическая зависимость глубинного теплового потока от возраста океанических литосферных плит можно представить графиком (рис. 5.12).

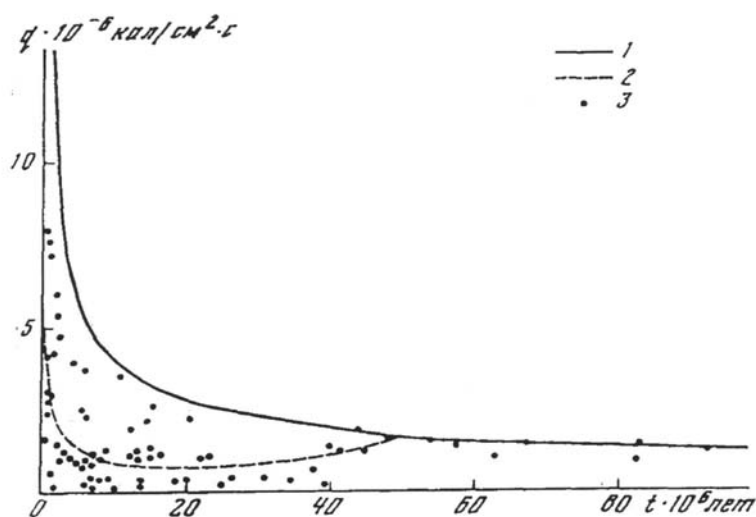


Рис. 5.12. Зависимость теплового потока через океаническое дно от возраста литосферных плит (Сорохтин, 1974): 1 – теоретическая кривая суммарного теплового потока; 2 – кондуктивная составляющая теплового потока (среднее значение по экспериментальным определениям); 3 – экспериментальные измерения теплового потока в Южной Атлантике и Тихом океане

Сравнение теоретической зависимости (см. рис. 5.12) с экспериментальными данными по измерению тепловых потоков на спокойных участках океанического дна (вне трансформных разломов и вулканических областей), приведенными в работах (Сорохтин, 1974; Anderson, Skilbeck, 1981; Lowell et al., 1994), показывает, что теоретическая кривая как бы осредняет только максимальные значения измеренного теплового потока.

Объясняется это тем, что земная кора срединно-океанических хребтов разбита густой сетью трещин и разрывных нарушений, возникающих при растяжении литосферных плит в процессе их раздвижения в стороны от рифтовых зон. По этим трещинам, дренирующим океаническую кору, свободно циркулируют океанские воды, выносящие из еще не остывших литосферных плит значительную часть тепла из коры в океаны. В результате суммарный тепловой поток через дно океанов разбивается на две составляющие: кондуктивную и конвективную. Впервые возможность конвективного выноса тепла из срединно-океанических хребтов и существование гидротермальных источников было предсказано теоретическим путем (Lister, 1972; Сорохтин, 1973, 1974), т.е. задолго до открытия самих источников на океаническом дне в 1977–1978 гг. Тогда же впервые была проведена и оценка мощности процесса гидротермального выноса тепла через океаническое дно, оказавшаяся приблизительно равной $2,4 \cdot 10^{12}$ кал/с, или $1 \cdot 10^{20}$ эрг/с, что составляет примерно 23% от суммарных теплопотерь Земли.

Появление конвективной составляющей приводит к увеличению эффективного значения коэффициента теплопроводности океанической коры, а следовательно, и к уменьшению в ней градиента температуры. Экспериментально же тепловой поток можно измерять только на участках дна, присыпанных осадками, при этом он определяется по измеренному температурному градиенту в осадках и коэффициенту теплопроводности самих осадков. Однако при наличии конвективного выноса тепла эффективная теплопроводность трещиноватой коры всегда оказывается меньше теплопроводности монолитных пород. Поэтому измеренные с помощью термозондов по обычной методике тепловые потоки в заполненных осадками карманах рельефа срединно-океанических хребтов, как правило, оказываются меньше истинных (суммарных) потоков. Только в сравнительно редких случаях (в благоприятных условиях) на участках дна с трещинами, полностью засыпанными осадками, измеренные кондуктивные составляющие отвечают суммарному тепловому потоку. По этой причине теоретические кривые тепловых потоков через океаническое дно всегда оказываются выше “облака” экспериментальных точек. Фактически же кривая, характеризующая суммарный тепловой поток через срединно-океанические хребты и дно океанов, должна осреднять максимальные значения экспериментальных измерений потока.

Для современных океанических литосферных плит их средний предельный возраст “жизни”, по-видимому, близок к 120 млн лет. В этом случае средний удельный тепловой поток через океаническое дно оказывается примерно равным $2,41 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Принимая суммарную площадь океанической коры (без учета площади шельфовых и окраинных морей с корой континентального или переходного типа) равной $3,06 \cdot 10^{18}$ см², получим, что суммарный тепловой поток через океаническую кору $\mathcal{Q}_{ок} \approx 7,37 \cdot 10^{12}$ кал/с = $3,09 \cdot 10^{20}$ эрг/с.

Судя по эмпирическим данным, средний удельный тепловой поток через континенты приблизительно равен $1,42 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с (Sclater et al., 1981). Принимая площадь континентальной коры равной $2,04 \cdot 10^{18}$ см² (на этот раз с учетом площади шельфовых и окраинных морей с корой континентального типа), найдем суммарный тепловой поток через континентальную кору $\mathcal{Q}_{кк} \approx 2,9 \cdot 10^{12}$ кал/с = $1,21 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Следовательно, общая потеря тепла современной Землей достигает $\mathcal{Q}_G \approx 4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Для сравнения отметим, что близкие оценки теплопотерь Земли приводились и ранее: $4,2 \cdot 10^{20}$ эрг/с (Сорохтин, 1974; Sclater et al., 1981) и $4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с (Городницкий, Сорохтин, 1981).

5.5. Энергетический баланс Земли

Тектоническая активность Земли полностью определяется только развивающимися в ее мантии энергетическими процессами. Влиянием же на тектоническую активность солнечной радиации или распада радиоактивных элементов в континентальной коре, можно пренебречь, поскольку выделяемое при этом тепло переходит в тепловое излучение Земли и рассеивается в космосе. Поэтому энергетический баланс Земли, управляющий после ее образования тектонической активностью, определяется простым соотношением: глубинные теплотери Земли $\dot{Q}$ равны суммарной скорости генерации в мантии гравитационной, радиогенной и приливной энергии $\dot{E}$ за вычетом скорости изменения теплового запаса Земли $\dot{W}$. В случае теплового равновесия теплозапас Земли W остается постоянным и скорость его изменения равна нулю; при разогреве Земли ее теплозапас возрастает, а при остывании, наоборот, снижается. В этом случае энергетический баланс Земли можно выразить простыми соотношениями: в интегральной форме

$$Q = E - (W - W_0), \quad (5.3)$$

где W_0 – начальный теплозапас Земли, и в дифференциальной форме

$$\dot{Q} = \dot{E} - \dot{W}. \quad (5.3')$$

Современное значение глубинного теплового потока легко найти, отняв от суммарных теплотерь Земли ($4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с) скорость генерации радиогенной энергии в континентальной коре ($0,91 \cdot 10^{20}$ эрг/с). Следовательно, современные потери глубинного тепла равны $\dot{Q}_0 = 3,39 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Они складываются из суммарной генерации в мантии гравитационной, радиогенной и приливной энергии $\dot{E}_0$ и возможной добавки за счет изменения теплозапаса Земли $\dot{W}_0$, т.е. происходящего сейчас дополнительного разогрева или, наоборот, остывания земных недр. Возможная поправка за изменение теплозапаса Земли невелика, и в первом приближении можно положить ее равной нулю. Однако, учитывая приведенные выше значения гравитационной, радиогенной и приливной энергии, выделившейся в мантии к настоящему времени ($E = 16,85 \cdot 10^{37} + 3,11 \cdot 10^{37} + 2,24 \cdot 10^{37} = 22,2 \cdot 10^{37}$ эрг), а также суммарный глубинный тепловой поток $\dot{Q}_0 = 3,39 \cdot 10^{20}$ эрг/с, удастся определить, что поправка за современное изменение теплозапаса Земли равна $\dot{W}_0 = -0,27 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Это значит, что после архейского перегрева верхней мантии, о чем уже говорилось выше, Земля все еще продолжала слабо остывать. Учитывая это, теперь можно определить и суммарную генерацию энергии в глубинных недрах – она достигает $\dot{E}_0 = 3,12 \cdot 10^{20}$ эрг/с.

Из трех главных энергетических процессов, рассмотренных выше, два (распад радиоактивных элементов и приливные взаимодействия с Луной) позволяют в рамках принятых моделей непосредственно определять их вклад в энергетику Земли как по суммарной энергии, так и по скорости ее генерации в течение всей истории развития Земли (рис. 5.13). В разделах 5.2 и 5.3 было показано, что современные значения скорости генерации в мантии радиогенной и приливной энергии, соответственно равны $0,34 \cdot 10^{20}$ и $0,02 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Тогда по условию энергетического баланса находим, что генерация энергии гравитационной дифференциации Земли, в пересчете на тепло приблизительно равна $2,76 \cdot 10^{20}$ эрг/с.

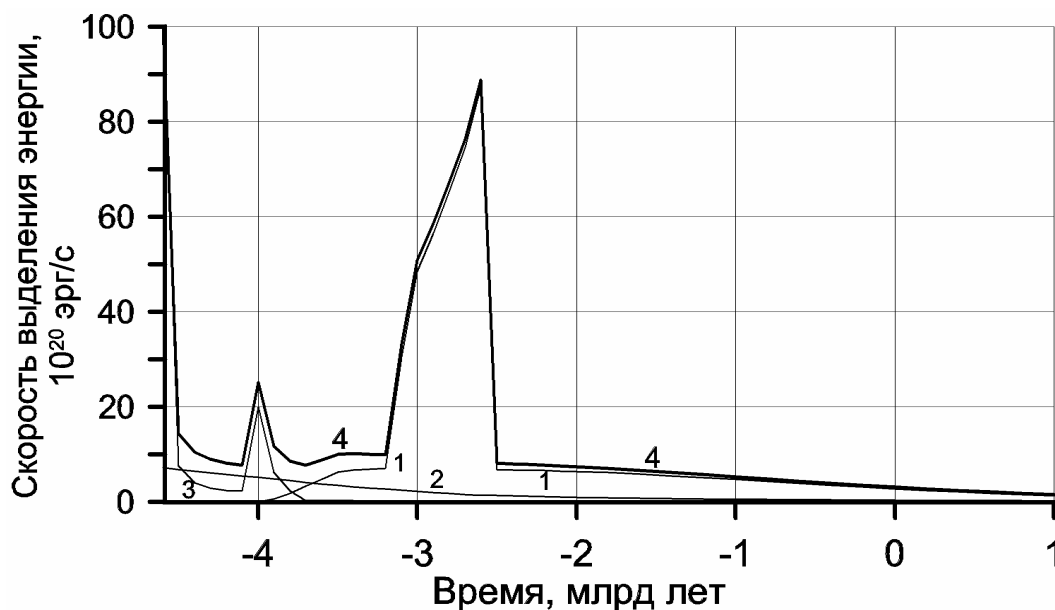


Рис. 5.13. Скорость выделения энергии в Земле: 1 – гравитационной; 2 – радиогенной; 3 – приливной; 4 – суммарной энергии E (пик скорости выделения энергии на времени 2,6 млрд лет назад соответствует моменту образования земного ядра)

Помимо дифференциального условия энергетического баланса Земли можно сформулировать и ее интегральную форму: суммарные теплотери Земли равны суммарной генерации энергии в ее недрах за вычетом полного приращения теплозапаса Земли от момента ее образования (5.3). Рассчитать выделение энергии в Земле по принятым моделям ее генерации несложно, и это было выполнено в предыдущих разделах (см. разделы 5.1–5.3). По распределениям плотности и температуры в молодой Земле (см. табл. 3.1) можно определить начальный теплозапас первичной Земли. Он оказался равным $7,12 \cdot 10^{37}$ эрг. Учитывая теперь генерацию радиогенной и приливной энергии в катархее, удастся также рассчитать теплозапас Земли на рубеже катархей и архей – $9,29 \cdot 10^{37}$ эрг. По распределениям плотности в Земле в конце архей (см. рис. 5.1) с учетом суммарной эндогенной энергии, выделившейся в архее, возможно также определить, что к рубежу архей и протерозоя теплозапас Земли вырос до $16,74 \cdot 10^{37}$ эрг. Теплозапас современной Земли, судя по данным, приведенным в табл. 2.2, оказался несколько меньшим – $15,9 \cdot 10^{37}$ эрг, поскольку Земля, как уже отмечалось выше, все еще продолжает остывать после архейского перегрева мантии, связанного с катастрофическим событием формирования земного ядра.

В первом приближении можно принять, что в процессе разогревания Земли в катархее и архее увеличение ее теплозапаса происходило пропорционально количеству выделяемой в земных недрах энергии, а при ее охлаждении после архей – по экспоненциальному закону остывания нагретых тел. В этом случае теплотери Земли легко находятся вычитанием полного приращения ее теплозапаса из значений суммарной энергии, выделившейся в земных недрах к данному моменту времени. Результаты такого расчета приведены на рис. 5.14, а на рис. 5.15 изображены кривые дифференциальной формы энергетического баланса Земли.

Как видно из приведенных графиков, на ранних этапах существования Земли в ее энергетике явно доминировала приливная энергия, а начиная с архей – только гравитационная. Радиогенная же энергия, особенно рассеиваемая в мантии, вопреки широко распространенному мнению, практически никогда не определяла энергетического режима развития Земли. Это очень важный вывод теоретической геологии, и с ним теперь не считается уже нельзя.

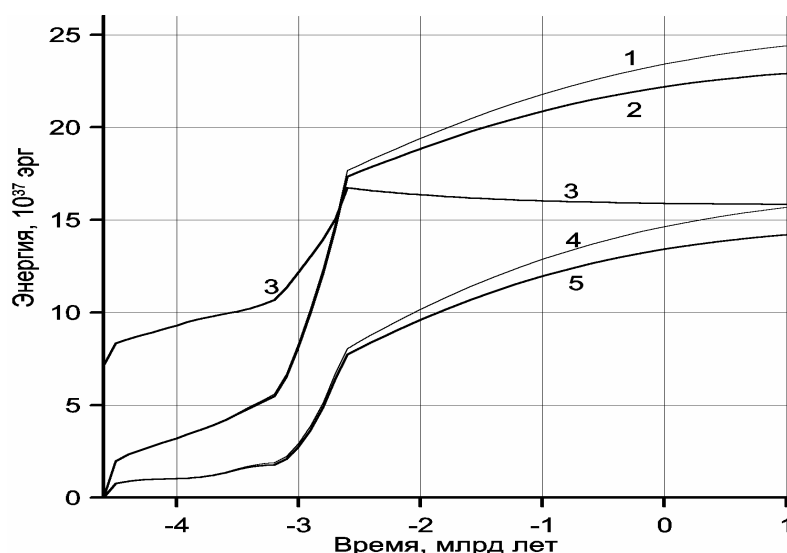


Рис. 5.14. Интегральная форма энергетического баланса Земли: 1 – суммарная энергия, выделившаяся в Земле (без учета приливной энергии, рассеянной в морях и океанах Земли); 2 – суммарная энергия, выделившаяся в земной мантии E ; 3 – тепловой запас Земли W ; 4 – суммарные теплопотери Земли; 5 – теплопотери мантии Q . Разность между кривыми 1 и 2, а также 4 и 5 определяет величину радиогенной энергии, выделившейся в континентальной земной коре

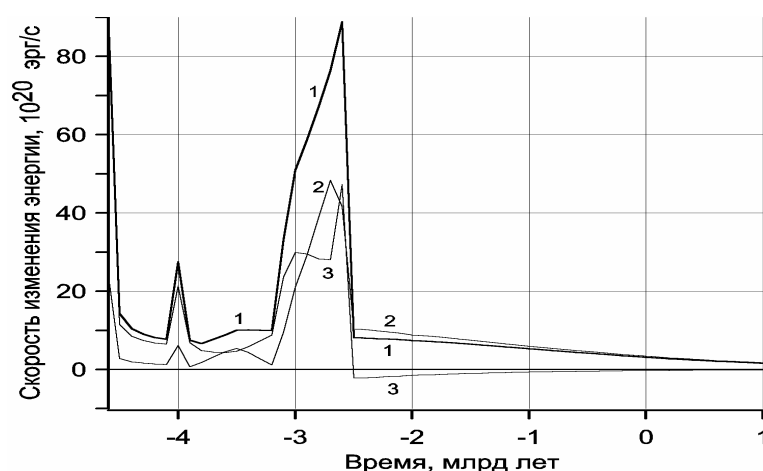


Рис. 5.15. Дифференциальная форма энергетического баланса Земли: 1 – суммарная скорость выделения эндогенной энергии в мантии Земли $\dot{E}_m$; 2 – суммарное значение глубинного (мантийного) теплового потока $\dot{Q}_m$; 3 – скорость изменения теплового запаса Земли $\dot{W}$; (пик суммарной скорости выделения эндогенной энергии на времени 2,6 млрд лет назад соответствует моменту образования земного ядра)

Суммарная генерация энергии в катархее приблизительно равнялась $3,2 \cdot 10^{37}$ эрг, теплопотери Земли в это же время были сравнительно низкими – около $1,03 \cdot 10^{37}$ эрг, тогда как теплозапас Земли за катархей возрос на $2,17 \cdot 10^{37}$ эрг (с $7,12 \cdot 10^{37}$ эрг при образовании Земли до $9,29 \cdot 10^{37}$ эрг, около 4,0 млрд лет назад).

В архейскую эру наибольшей тектонической активности Земли в ее мантии выделилось около $14,15 \cdot 10^{37}$ эрг тепловой энергии. Из этой энергии несколько бóльшая часть $7,45 \cdot 10^{37}$ эрг ушла на дополнительный разогрев Земли, а $6,7 \cdot 10^{37}$ эрг излучилось в космическое пространство. К концу архея теплозапас Земли увеличился до $16,74 \cdot 10^{37}$ эрг. При этом наиболее интенсивно энергетические процессы развивались в позднем архее, когда экваториальный кольцевой пояс тектонической активности Земли уже расширился до умеренных и даже до высоких широт. Генерация эндогенной энергии с наибольшей скоростью, достигавшей $88,85 \cdot 10^{20}$ эрг/с и превышавшей почти в 28,5 раза современный уровень генерации этой энергии, происходила около 2,6 млрд лет назад, когда завершался

процесс образования земного ядра. Отметим здесь же, что всплеск приливно-лунной энергии в начале архея в основном рассеивался в мелководных раннеархейских морских бассейнах и поэтому он слабо влиял на эндогенное энерговыделение. Излучение глубинного тепла Землей в конце архея около 2,7 млрд лет назад достигло $48,33 \cdot 10^{20}$ эрг/с, что более чем в 14 раз превышало суммарный глубинный тепловой поток, поступающий на поверхность из современной мантии: $3,39 \cdot 10^{20}$ эрг/с.

В протерозое и фанерозое эндогенные энергетические процессы протекали уже существенно более спокойно. Так, за все это время, начиная с $2,6 \cdot 10^9$ лет назад и до наших дней, в недрах Земли (без учета радиогенной энергии, генерировавшейся в континентальной коре) выделилось около $4,85 \cdot 10^{37}$ эрг тепла от основных источников глубинной энергии и около $0,84 \cdot 10^{37}$ эрг за счет дополнительного послеперархейского остывания Земли, а всего $5,69 \cdot 10^{37}$ эрг. Вся эта энергия была потеряна с тепловым излучением Земли, которое в начале раннего протерозоя достигало $10,33 \cdot 10^{20}$ эрг/с, т.е. более чем в три раза превышало современный уровень ($3,39 \cdot 10^{20}$ эрг/с).

5.6. Тектоническая активность Земли

Тектономагматическая активность Земли, как известно, связана с движениями земных масс и плавлением земного вещества. Проявляется эта активность в магматических внедрениях глубинного вещества в земную кору (например, в океанических рифтовых зонах Земли), в деформациях земной коры (например, в горных поясах Земли), во вторичном переплавлении коровых пород (например, в зонах поддвига плит или при образовании гранитных плутонов), при землетрясениях и во многих других случаях движения земного вещества. Однако в конце концов все эти перемещения земных масс приводят к преобразованию кинетической энергии движения вещества в тепло, которое с течением времени рассеивается в окружающем пространстве и теряется с тепловым излучением Земли. Поэтому естественным мерилom тектономагматической активности Земли является поступающий из мантии глубинный тепловой поток $\mathcal{Q}_m$ (рис. 5.16, кривая 2). Обобщая весь круг таких явлений, мы для краткости будем говорить просто “тектоническая активность Земли” имея в виду, при этом все тектономагматические проявления на Земле. Поскольку после образования нашей планеты перемещения земных масс и их плавление впервые начались только в архее, понятие тектонической активности Земли мы распространим только на время ее развития после катархея, т.е. после 4,0 млрд лет назад. Катархей (т.е. интервал времени от 4,6 до 4,0 млрд лет назад) следует относить к крипто тектонической эре. Зависимость тектонической активности Земли от времени, удовлетворяющая принятому выше определению, приведена на рис. 15.16.

Кривая 1 на рис. 15.16 характеризует тектоническую активность в среднем по всей Земле в целом. Но, как мы старались показать выше, в архее скорее всего тектоническая активность проявлялась только в широтном кольцевом поясе Земли, размеры которого со временем постепенно увеличивались. Однако только в конце архея, во время образования земного ядра, тектоническая активность охватила всю Землю. Для восстановления “локальной” тектонической активности, характеризующей интенсивность тектономагматических процессов в архейском широтном кольцевом поясе дифференциации, надо в суммарное распределение теплопотерь Земли внести поправку, учитывающую ширину этого пояса. Считая, что ширина пояса зонной дифференциации земного вещества в архее определялась выделяемой в нем энергией, а к концу архея этот пояс охватил всю Землю, такую поправку оказывается возможным рассчитать. Определенная таким путем “локальная” тектоническая активности Земли в архее изображена на рис. 5.16 кривой 2. Как видно из приведенного графика, тектоническая активность Земли в широтном кольцевом поясе раннего архея была весьма интенсивной и

около 3,7–3,5 млрд лет назад превышала современную активность нашей планеты приблизительно в 7–8 раз. В середине архея такая активность оказалась существенно сниженной, приблизительно до современного уровня. Однако в позднем архее наблюдался новый и наиболее интенсивный всплеск тектонической активности, по амплитуде превышающий современный уровень почти в 17 раз. Объясняется это переходом зонной дифференциации земного вещества к сепарации не только металлического железа, но и его окиси (см. раздел 4.2), а также начавшимся около 3 млрд лет назад процессом формирования земного ядра (см. раздел 4.4). Оба всплеска тектонической активности Земли в архее коррелируются с изменениями поверхностной температуры верхней мантии во время эпизодов ее перегрева в архее (см. рис. 4.2).

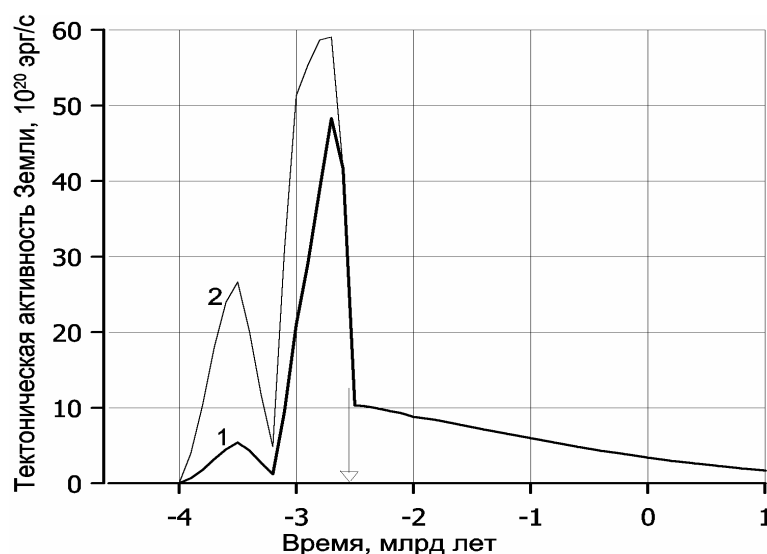


Рис. 5.16. Тектоническая активность Земли, определяемая глубинным тепловым потоком $\dot{Q}_m$: 1 – в среднем для Земли в целом; 2 – тектоническая активность архея в широтном кольцевом поясе над зоной дифференциации земного вещества; стрелкой отмечен момент выделения земного ядра

В протерозое и фанерозое генерация гравитационной энергии происходила в значительно более спокойном режиме по механизму бародиффузионной дифференциации мантийного вещества. Поэтому и тектоническая активность Земли стала более спокойной, хотя нельзя забывать, что приведенные на рис. 5.16 кривые характеризуют ее осредненные значения, с масштабом осреднения порядка продолжительности тектонических циклов (т.е. порядка сотен миллионов лет). Реальная зависимость тектонической активности Земли от времени может быть более сложной, хотя амплитуда наложенных на осредненную кривую колебаний тектонических циклов в относительном масштабе, по-видимому, не очень велика (пример будет рассмотрен в разделе 9.3). В связи с постепенным истощением запасов “ядерного” вещества в мантии тектоническая активность протерозоя и фанерозоя также постепенно затухает. Продолжится эта тенденция и в будущем.

Введем по аналогии с эволюционным параметром Земли x (см. раздел 4.4) тектонический параметр Земли

$$z = (Q_m - Q_{4,0}) / (Q_{m0} - Q_{4,0}), \quad (5.4)$$

где $Q_{4,0} \approx 1,03 \cdot 10^{37}$ эрг – теплотери Земли к началу ее тектонической активности около 4 млрд лет назад; $Q_{m0} \approx 13,42 \cdot 10^{37}$ эрг – суммарные теплотери мантии Земли к настоящему времени. В этом случае тектоническая активность Земли будет характеризоваться производной по времени от этого параметра, равной

$$\mathcal{Z} = \mathcal{Z}_m / \mathcal{Z}_{m0}, \quad (5.5)$$

откуда современное значение параметра $z_0 = 1$ и производной $\mathcal{Z} = 1$ (для сравнения напомним, что $x_0 = 0,865$ и $\mathcal{X} = 0,668 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹).

Эндогенными источниками энергии возбуждается и магнитное поле Земли. Мощность этого поля сравнительно невелика и, по разным оценкам, заключена в пределах от $2 \cdot 10^{16}$ до 10^{19} эрг/с (Паркинсон, 1986). В настоящее время можно считать почти очевидным, что генерация геомагнитного поля связана с конвективными процессами, развивающимися в жидком и электропроводящем веществе внешнего (жидкого) ядра Земли. Ясно также, что магнитное поле Земли связано и с вращением Земли. Однако конкретный механизм генерации этого поля пока еще остается неясным.

Основная сложность с разработкой теории геомагнитного поля связана с тем, что в земном ядре отсутствуют заметные источники энергии, способные возбуждать это поле. Действительно, ни в окисно-железном внешнем, ни в железном внутреннем ядре не должны содержаться радиоактивные элементы, поскольку все они чисто литофильные и мигрируют из мантии только в земную кору. Об этом же свидетельствует и геохимия железоникелевых метеоритов, представляющих собой скорее всего осколки разрушенных когда-то протопланет лунного размера (см. раздел 3.3). Действительно, в таких метеоритах всегда отсутствуют даже следы радиоактивных элементов, хотя продукты их распада, например, изотопы свинца иногда встречаются в заметных концентрациях.

С точки зрения рассматриваемой здесь теории глобальной эволюции Земли наиболее вероятными источниками энергии геомагнитного поля могут быть два процесса. Первый из них – это возможно продолжающееся остывание земного ядра после этапа его перегрева, связанного с формированием ядра в конце архея: как отмечалось в разделе 5.1, тогда за сравнительно короткое время в глубинных недрах Земли выделилось около $5,52 \cdot 10^{37}$ эрг кинетической энергии. Оценка скорости остывания ядра показывает, что сейчас таким путем может выделяться около $1,8 \cdot 10^{18}$ эрг/с тепловой энергии, что соответствует отмеченным выше возможным значениям энергии геомагнитного поля.

Второй и более реальный механизм генерации геомагнитного поля может быть связан с возникновением на поверхности земного ядра струйных течений дезинтегрированного (распавшегося на отдельные гранулы и кристаллы) мантийного вещества. Течения эти замыкают собой конвективные движения мантии в единые замкнутые структуры и всегда направлены от подошвы нисходящих потоков в мантии к центрам восходящих мантийных потоков (см. рис. 4.6). Мощность этого процесса определяется амплитудой перепада рельефа подошвы нижней мантии (см. рис. 2.12), разностью плотностей ядерного и мантийного вещества, скоростью распада мантийного вещества и ускорением силы тяжести на поверхности ядра. Учитывая это, величина кинетической энергии, выделяемой на поверхности земного ядра в настоящее время, оказывается равной $9,3 \cdot 10^{19}$ эрг/с.

Приведенная оценка показывает, что гравитационная энергия, выделяемая на поверхности земного ядра, приблизительно в 50 раз превышает возможную энергию остывания ядра и намного выше энергии магнитного поля. Следовательно, процесс гравитационной дифференциации земного вещества – мощнейший источник эндогенной энергии на Земле, одновременно может питать собой и магнитное поле Земли. Этим, в частности, можно объяснить изменения частоты инверсий геомагнитного поля в прошлые геологические периоды, характеризовавшиеся различной тектонической активностью нашей планеты.