**Происхождение и эволюция земных оболочек**

В. В. Орлёнок, доктор геолого-минералогических наук

Ключевым вопросом, определяющим направленность эволюции протопланетного вещества Земли, является вопрос о природе ее оболочечного строения. При этом необходимо в первую очередь решить, являются ли оболочки производными физико-химических процессов, возникающих в недрах однородно-конденсированного холодного пыле-газового материала, или же основы зонального строения были заключены при первичном формировании планеты? В первом случае при однородной консолидации, вследствие равномерного распределения по всему объему планеты радиоактивных элементов (урана, тория, калия, а также некоторых недолговечных изотопов с меньшим периодом полураспада), неизбежно произошел бы равномерный разогрев всей планеты. С учетом низкой теплопроводности силикатных пород охлаждение недр путем нормальной диссипации тепла происходило бы крайне медленно, главным образом за счет охлаждения самых верхних слоев. Если же учесть, что генерация тепла осуществлялась не только за счет энергии сжатия протовещества вращающейся планеты и энергии, возникшей при этом дифференциации, в результате сильного приливного воздействия близкой Луны, а также начавшихся процессов физико-химических реакций, то общий баланс тепла был бы существенно положителен (табл. III.1). Отсюда неизбежен значительный разогрев планеты с переходом протовещества в пластичное состояние, лишенное отмеченных выше особенностей оболочечной дифференциации и, в частности, твердой нижней мантии.

Таблица III.1

Баланс тепла на Земле (по Орлёнку, 1980)

|  |  |
| --- | --- |
| Источник тепла | Q |
|  | кал | эрг |
| Радиоактивный разогрев(только долгоживущие изотопы) | 1,4 – 4,5⋅1030 | 0,6 – 1,2⋅1038 |
| Гравитационная дифференциация | 6-20⋅1031 | 1,5 – 5⋅1038 |
| Сжатие Земли | 3⋅1031 | 1,2⋅1039 |
| Физико-химические реакции | 4⋅1030 | 1,7⋅1037 |
| Приливное трение | 0,9⋅1030 | 0,36⋅1038 |
| Всего | 9⋅1031 | 3,4⋅1039 |

Во-вторых, потребовался бы длительный, порядка миллиарда лет, интервал времени для разогрева недр до температур, необходимых для осуществления физико-химических реакций и механизма дифференциации протовещества на геосферы (Любимова, 1968). Это, в свою очередь, противоречит данным о возрасте древнейшей земной и лунной коры равном 4,5-4,7 млрд. лет (Ботт, 1974) и указывает на ее образование сразу же после формирования планетных тел. В-третьих, нет никаких оснований полагать, что формирование Земли происходило из однородного газопылевого облака. Вполне вероятно наличие первичного ядра конденсации в виде конгломерата крупных астероидов, имевших к тому же большую, чем окружающие частицы, плотность. Приведенные соображения свидетельствуют в пользу принятия второй гипотезы, а именно – прообраз современного оболочечного строения Земли в основных чертах был заложен в самом первоначальном механизме формирования планеты. Согласно В. Руднику и Э. Соботовичу (1973), впервые предложившим зональную гипотезу аккреции протовещества, «центром» конденсации Земли служили крупные реликтовые фрагменты типа железных (а, возможно, каменных и даже ледяных) астероидов, практически не содержащих радиоактивности. По мере расходования крупных реликтовых тел уменьшался вызываемый ими общий термальный эффект на поверхности растущей Земли и над возникшем расплавом (пластичное ядро) образовалась термоизоляционная покрышка (нижняя мантия). Таким образом были сформированы протогеосферы Земли – твердое внутреннее ядро и твердая холодная мантия, между которыми, как в термосе, сохранился расплав.

В модели В. Рудника и Э. Соботовича природу слоя Гутенберга, характеризующегося, как мы видели, пониженной вязкостью, можно объяснить как зону вторичного разогрева и аккумуляции радиогенного тепла, вследствие концентрации здесь основной массы радиоактивных, в том числе короткоживущих изотопов 10Ве, 26Аl, 36Cl, 227Np и др. с периодом полураспада 106 – 108 лет (Войткевич, 1973). Следовательно, эти изотопы в первые же десятки миллионов лет после образования планетного тела способствовали быстрому разогреву и первоначальному поддержанию тепла в областях внешнего ядра и зарождающейся астеносферы. Изотопы 238U, 232Th и 40K, имеющие период полураспада соответственно 4, 5; 13,9 и 1,3⋅109 лет, основное тепло дали в первый миллиард лет после образования планеты; в последующем их вклад должен был уменьшаться.

Начавшаяся аккреция протовещества, физико-химические процессы и сопутствующая им гравитационная дифференциация в условиях быстро вращающейся планеты и под сильным влиянием близкорасположенной Луны (Мельхиор, 1968), образовали источники тепла и энергии. Таким образом, две зоны – реликтовая протогеосфера внешнего ядра и вторичная радиогенная астеносфера – явились, по всей вероятности, в дальнейшем тем горнилом, через которое прошла значительная часть первичного планетного вещества. Итог этой дифференциации и гетерогенной аккреции протопланетного облака известен. Он хорошо отражен в сводной таблице Гутенберга – Буллена (1966) (табл. III.2).

Таблица III.2

Внутреннее строение Земли (по Гутенбергу-Буллену, 1966)

|  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Геосфера | Интервалглубин, км | Интервалплотности,г/см3 | ДоляобъемаЗемли, % | М⋅1025 г | Доля полной массы, % |
| Кора А | 0 – 33 | 2,7-3,0 | 1,55 | 5 | 0,8 |
| Мантия В | 33-400 | 3,3-3,6 | 16,67 | 62 | 10,4 |
|  С | 400-1000 | 3,6-4,6 | 21,31 | 98 | 16,4 |
|  D | 1000-2900 | 4,6-5,6 | 44,28 | 245 | 41,0 |
| Ядро Е | 2900-5000 | 9,4-11,5 | 15,16 | - | - |
|  F | 5000-5100 | 11,5-12,0 | 0,28 | 188 | 31,5 |
|  G  | 5100-6371 | 12,0-12,3 | 0,76 | - | - |

Третья часть массы Земли приходится на ядро и 2/3 на ее мантийную оболочку. При этом почти половина вещества планеты сконцентрирована в нижней мантии в интервале 1000 – 2900 км. Учитывая тот факт, что древнейшие породы земной коры имеют возраст порядка 3,9⋅109 лет, а возраст Земли не превышает 4,6⋅109 лет, необходимо признать, что процесс тепломассопереноса из недр к перисфере начался еще на ранней стадии развития Земли. Следовательно, формирование планетного тела шло очень быстро.

Согласно оценкам В. Сафронова (1972), время образования современной массы Земли составляет 107 – 108 лет, что вполне согласуется с данными о возрасте (4,5⋅109 лет) лунной коры. А это значит, что астеносфера сформировалась уже в первые сотни миллионов лет.

Как же шла дальнейшая эволюция протопланетного вещества и каков современный состав оболочек Земли? От решения этих вопросов во многом зависит установление ведущего механизма в формировании конечного звена всей иерархии процессов – внешней перисферы Земли в ее океанических и континентальных секторах. В литературе этот вопрос обсуждается давно, начиная с работ Г. Джеффриса (1960), Б. Гутенберга (1949, 1963), В. Лодочникова (1939), А. Капустинского (1958), К. Буллена (1966), В. Магницкого (1965), Б. Личкова (1965), В. Виноградова (1962) и др. и кончая последними работами В. Жаркова и др. (1971), Ф. Стейси (1972), М. Ботта (1974), Г. Войткевича (1973), В. Кесарева (1976) и др. Однако, несмотря на превосходный синтез, выполненный в большинстве указанных работ, и высокий авторитет исследователей, труды которых фактически создали новое направление в естественной науке – «физику Земли», единого мнения по рассматриваемой проблеме нет. Наиболее же противоречива та часть этих работ, где авторы начинают рассматривать приложение физических процессов, идущих в недрах Земли, их проявление в тектогенезе перисферы.

Вместе с тем рассмотренные выше данные и их последующий синтез с известными явлениями и процессами в перисфере Земли и других планет позволяет выстроить логику фактов и следующих из них простых умозаключений (допускающих проверку натурным экспериментом), которые приводят к закономерным следствиям, объясняющим многие аспекты рассматриваемой проблемы.

И дело здесь отнюдь не в недостатке информации. Выводы могут уточняться и, как справедливо заметил В. Кесарев (1976), «сущность проблем состоит не только и не столько в дополнительной информации, сколько в выработке определенного угла зрения на имеющуюся информацию» (с. 8 – 9).

По единодушному мнению исследователей, выпадающие на Землю метеориты являются остатками космического материала, который пошел на формирование протопланет Солнечной системы. Поскольку все метеориты подразделяются на три класса – железные, железно-каменные и каменные (есть еще и ледяные астероиды) – и практически содержат все элементы, известные в породах Земли, то вслед за Г. Юри и В. Гольдшмидтом исследователи полагают следующий состав главных оболочек: железные метеориты отражают состав твердого субъядра, каменные – состав верхней мантии, железокаменные – внешнее «жидкое» ядро. Нижняя мантия скорее всего представлена материалом железо-каменных метеоритов.

В физическом плане первичное планетное вещество со средней плотностью 2,9 г/см3 представляет собой твердую фазу. Именно из такого твердого холодного вещества формировалась первоначальная масса протопланеты. В химическом плане, согласно В. Кесареву (1976), протопланетное вещество можно рассматривать как двухкомпонентное топливо, состоящее из гидридов металлов (FeH2) – восстановителей и пероксидов металлов (СаО2) – окислителей. Первые в условиях высоких температур и давлений, порождаемых энергий термогравитации, высоких скоростей вращения, сильных приливных возмущений и падения на начальном этапе больших масс крупных метеоритов, играли роль горючего, вторые – окислителя. Окислы кремния, алюминия, магния и др. металлов – инициирующих добавок к топливу. Катализатором и регулятором физико-химических процессов в молодой Земле, несомненно, явилось мощное приливное воздействие сравнительно близко расположенной Луны и большая скорость вращения (Орлёнок, 1980, 1985).

При меньших расстояниях приливные возмущения в твердой Земле были значительней, чем сейчас, и это способствовало быстрому гра­витационному перемешиванию протовещества в горячих зонах. Выделившаяся при этом значительная энергия также способствовала разогреву ядра и астеносферы Земли и отсюда раннему формированию протокоры, остатки которой сегодня обнаруживаются на древних докембрийских щитах суши и океанического дна. Аналогичное влияние оказывало земное притяжение на твердые лунные приливы в сочетании с быстрым вращением. Поэтому нет ничего удивительного, что лунная протокора имеет возраст, близкий к возрасту обеих планет. Мощные твердые приливы инициировали быстрый разогрев недр обеих планет и выплавление протокоры. Но если в условиях Земли, обладающей большой абсолютной массой, этот разогрев в основном локализовался в двух зонах – внешнем ядре и астеносфере, что стало лишь началом длительного процесса дифференциации протовещества, который в итоге привел к ее современной глубинной структуре, то в условиях Луны, имеющей массу 1/81 земной, этой вспышкой активности все в основном и закончилось. Только поэтому американские астронавты смогли прямо на поверхности Луны подобрать образцы пород возраста 4,6⋅109 и 3,7⋅109 лет (Ботт, 1974; Стейси, 1972). На Земле отыскать древнейшие породы так легко не удалось бы, ибо в ходе последующей геологической деятельности они оказались либо переработаны, либо захоронены под толщей более молодых экзогенных и эндогенных образований. Взаимодействие системы Земля – Луна выражалось также в замедлении скорости вращения обеих планет, что компенсировалось отчасти увеличением орбитального момента Луны. В итоге Луна удалялась от Земли и одновременно замедлялось вращение ее вокруг оси. Уменьшавшееся при этом приливное взаимодействие стабилизировало процессы в недрах Земли. Скорость удаления Луны сразу после образования системы была значительно больше, чем в последующие эпохи (Мельхиор, 1968; Ботт, 1974; Стейси, 1972). Экстраполяции по известной скорости замедления вращения Земли позволили Х. Герстенкорну (1955) прийти к заключению, что максимальное сближение планет на 3 – 4 земных радиуса имело место в интервале между 1400 – 1600 млн. лет. Это невероятно поздно. Да и в докембрийской геологии мы не знаем следов катастроф. Х. Герстенкорн не учитывал изменение момента инерции Земли за счет роста ее ядра, на что указал С. Ранкорн (1964). Вследствие этого скорость обмена моментами количества движения между двумя телами могла быть существенно различна в разные периоды времени. Не учитывался также фактор поздней океанизации Земли, начавшейся всего 60 – 70 млн. лет назад (Орлёнок, 1980, 1985). Если основной физико-химический процесс переработки первичного протопланетного вещества Земли шел в зоне внешнего ядра, характеризующегося, как мы видели, наиболее сильными аномалиями во всех параметрах, то твердое субъядро, сложенное в основном первичным конденсационным материалом, лишь в малой степени наращивалось продуктами полураспада в результате термохимических реакций протовещества. Первичное протопланетное вещество, исходя из логики вышеизложенного, слагает всю нижнюю мантию и внутреннее субъядро. Следовательно, около 40% протовещества еще не прошло через горнило химических реакций внешнего ядра и отчасти астеносферы.

В условиях высоких температур (3000°С) и давлений (1,3⋅106 атм), которые достигаются на уровне 2900 км и переводят вещество в ионизованное состояние, действуют законы не межмолекулярной, а ионной, атомной и радиационной химии, и реакция, согласно В. Кесареву (1976), идет по схеме:

МеН2 + МеО2 → Ме + МеО + Н2О, (III.1)

т.е. в результате взаимодействия дигидритов металлов с пероксидами образуются металлы, их окислы и вода. Вместе с карбидами, нитридами, сульфидами глубинная вода образует газы. При этом наиболее тяжелые компоненты – металлы – в поле термогравитации опускаются к центру Земли и наращивают твердое субъядро, окислы металлов поднимаются к подошве твердой оболочки, а газообразные продукты реакции выводятся к внешним зонам планеты, к ее перисфере (рис. 13). Выше мы видели, что по давлениям, температуре, жесткости, периоду релаксации и высокой вязкости нижняя мантия никак не сравнима с зоной внешнего ядра. Поэтому допустить возможность миграции через нее легких продуктов внутриядерных реакций, по меньшей мере, физически необоснованно. Речь мо­жет идти о диффузии через толщу чудовищно сжатой протопланетной массы оболочки к периферии планеты лишь горячих газов и паров окислов металлов и силикатов.

При наличии сверхплотной упаковки атомов вещества такая диффузия возможна благодаря нарушениям кристаллической струк­туры молекул вещества вследствие радиоактивного самооблучения или химических процессов. Это способствует уменьшению энергии активации, необходимой для преодоления всего барьера оболочки газами. Наиболее быстро эту зону, видимо, проходят гелий и водород, имеющие самые легкие молекулы и наибольшую энергию активации. Необходимость вывода газовых продуктов из реакционной зоны внешнего ядра диктуется также простыми соображениями сохранения планеты от саморазрушения. Легкие компоненты реакции, окислы металлов и силикаты поднимутся к подошве оболочки. Прошедшие оболочку горячие газообразные продукты первой реакционной зоны, очевидно, не сразу прорвутся через внешнюю холодную оболочку планеты. Обладая низкой теплопроводностью, эта последняя оказы­вается непроницаемым барьером для летучих. Поэтому происходит постепенная концентрация горячих летучих под литосферой, что способствует дополнительному разогреву верхов мантии и вследствие этого – образованию здесь второй пластичной зоны, известной под названием «астеносфера». Температура и давление здесь меньше, чем в первой зоне (1300°С и 0,3⋅106 атм), однако этого оказывается достаточно, чтобы заставить работать второй термохимический реактор, продукцией которого является земная кора.

Таким образом, мы приходим к важному выводу, а именно – астеносфера есть зона накопления глубинного тепла Земли. Последующая разгрузка его осуществляется посредством тепломассопереноса сквозь твердую литосферу. При этом диссипация тепла – тепловое дыхание планеты – осуществляется двумя способами – посредством нормальной теплопроводности со средней скоростью 1,2 кал/см2⋅с и через глубинные разломы и вулканические аппараты.

Регулярность и цикличность действия буферной зоны, каковой является астеносфера, и относительная проницаемость литосферы предохраняют Землю от теплового разрыва. Избыток тепла вместе с магмой выводятся периодически по мере накопления через глобальные системы разломов, что сопровождается усилением общей тектонической активности на поверхности Земли. Альтернативное допущение увеличения температуры в астеносфере за счет повышенной радиоактивности невозможно, ввиду примерно равномерного распределения радиоактивных элементов по всей оболочке и уменьшения с течением времени доли радиоактивного тепла в общем балансе теплопоступлений. Кроме того, нет никаких указаний на повышенную радиоактивность верхней мантии, а ведь очаги вулканизма имеют свои корни как раз на глубинах астеносферы. Наоборот, ультраосновные породы, слагающие эту зону, обладают пониженным содержание радиоактивных элементов. С другой стороны, значительная концентрация радиоактивных элементов в коре отнюдь не приводит к образованию в ней зон расплавов, а равенство тепловых потоков над океаническими и континентальными секторами свидетельствует о том, что источники тепла под этими областями одни и те же и лежат они существенно ниже границы структурных различий указанных областей.

Из приведенного можно заключить, что физико-химическая переработка первичного планетного вещества происходит в двух зонах Земли – во внешнем ядре и астеносфере. Следовательно, так же как и в первой зоне, в основании астеносферы должна регистрироваться граница уплотнения вещества за счет концентрации тяжелых элементов металлов, так как более легкие силикаты и гидроокислы и летучие вместе с водой будут стремиться к поверхности планеты.