

УДК 550.4;552.11;552.6

ВЕРОЯТНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАННЕЙ ЗЕМЛИ© 2004 г. **И. А. Гарагаш, В. А. Ермаков**

Представлено академиком В.Н. Страховым 26.04.2003 г.

Поступило 29.04.2003 г.

Ранняя история Земли, охватывающая период приблизительно от начала до раннего или среднего архея, – одна из важнейших проблем современной геологии [7, 12]. Ряд физических моделей для этого времени широко обсуждается. Это модели магматического океана, локального плавления и дифференциации в магматических камерах и модель железного океана, когда все силикаты остаются твердыми и лишь железо расплавлено. Последняя модель объясняет образование низкотемпературных плавней, которые в последующем сепарируются с образованием ядра Земли. Мы обсудим петрологический и термодинамический аспекты ранней Земли в связи появлением принципиально новых данных о более раннем образовании кислой коры (по отношению к базитовой). В сообщении показана возможность быстрого образования сиала при мелкочаистой конвекции (типа ячеек Бенара) прямо из первичного вещества мантии.

Геохронологические данные последних лет свидетельствуют об образовании древнейших пород коры в период 4.4–3.9–3.5 млрд. лет [12, 15]. Это преимущественно породы среднекислого состава: серые гнейсы или тоналит-гранодиоритовые (ТТГ) комплексы. Основные объемы сиалической протокры (по разным оценкам от 45 до 85%) [12]) были сформированы уже к среднему архею или к протерозою. Повсеместно фиксируется налегание пород зеленокаменных поясов на комплексы сиалической коры, часто с конгломератами. Предположения о существовании более ранней, чем серые гнейсы, коматит-базальтовой или базальт-габбро-анортозитовой, т.е. симатической, коры пока априорны. В недавней работе [14] сделан вывод об отсутствии на Земле ранней габбро-анортозитовой стадии, широко проявленной на Луне в период 3.2–4.5 млрд. лет.

Трудность заключается в том, что неизвестен механизм, который позволил бы образовать значительные количества вещества среднекислого

состава из протовещества хондритов, близких к перидотитам. Процессы дифференциации и фракционирования магмы не могут дать столь большого количества необходимого вещества; кроме того, они влекут за собой образование комплементарных кристаллизатов основного состава, которые должны были бы иметь на порядок больший объем, чем сиалическая кора. Статистически равновероятна сохранность как симатической, так и сиалической протокры, поэтому отсутствие первой при ее вероятных значительно больших объемах необъяснимо. Селективное плавление водосодержащей мантии (на 5–7%) может обеспечить образование дацит-андезитовых магм [5], аналогов ТТГ-комплекса, однако возникает проблема их отделения и сепарации. В стационарных моделях на глубинах 180–300 км плотность пленочных расплавов становится выше, чем плотность кристаллов, что препятствует их сепарации и подъему [4].

В период образования протокры предполагается существование магматического океана с высокими температурами поверхности (100–1200°C), в среднем 400°C до 700°C (по данным И.Д. Рябчикова, Г.П. Брая в [7]) [9]. Сопоставление расчетной геотермы и РТ-условий плавления показывает, что мощность частично расплавленного слоя ниже поверхности может достигать почти 400 км, границы между верхней и нижней мантией [1, 9]. Низкие солидус и вязкость слоя определяются высоким содержанием летучих, соответствующих всей гидросфере и атмосфере, компоненты которых к этому времени, после периода ранней аккреции, по-видимому, были локализованы в веществе протомантии. Если всю массу летучих и гидросферы ($2.26 \cdot 10^{24}$ г) соотнести с верхней мантией при ее мощности 400 км ($62 \cdot 10^{25}$ г), их содержание по массе составит не менее 0.35%. Необходимая доля плавления, как отмечено, составит ~5–7%. Весьма приблизительно, по данным [5], состав расплава оценивается как плагиогранит, близкий по химии породам ТТГ-комплекса. Б. Майсеном изучены составы выплавов лишь до 15 кбар, поэтому интерполяция этих данных на большие глубины мантии априорна. Использо-

ние данных для сухого плавления в данном случае неприемлемо.

Экспериментальные данные [4, 5] позволяют реконструировать соотношение главных летучих частей H_2O и CO_2 “в магматическом океане” приблизительно как 3 : 2. Жидкости, близкие к ТТГ-комплексу, образуются из разных типов перидотитов при их частичном плавлении с избытком воды. При начале плавления изменение доли расплава на 5–10% происходит без заметных изменений его щелочности и кремнеземистости. Подобный ход плавления обусловлен высокой активностью воды и устойчивостью фаз, содержащих калий.

В перидотитах, богатых нормативным оливином, состав выплавки является андезитовым при $X_{H_2O} > 0.6$. С другой стороны, понижение активности воды ($X_{H_2O} < 0.4–0.5$) по отношению к CO_2 приводит в некоторых случаях к появлению щелочных (нефелиннормативных) расплавов. Как известно, щелочные магматические породы появились не ранее 2.5 млрд. лет назад. Выявленный экспериментом барьер, связанный с вариациями щелочности расплавов, может указывать на то, что в раннем архее плавление водосодержащей протомантии происходило при высокой активности воды, что препятствовало появлению щелочных расплавов.

Обсуждаемая здесь модель ранней Земли основана на гипотезе ее “холодного” происхождения, разработанной О.Ю. Шмидтом, В.С. Сафроновым, а в последние годы О.Г. Сорохтиным [9]. Согласно этой гипотезе, выделяются два периода в развитии Земли. В ранний период 4.4–3.9 млрд. лет назад наиболее высокие температуры соответствуют исключительно поверхностной части Земли (200–400, до 1000 км). Следующий период начался 2.6 млрд. лет назад в связи с образованием плотного земного ядра, что привело к выделению огромной энергии, которая стимулировала конвективные течения в мантии. Численные эксперименты для мантийной конвекции на двумерных моделях вязкой жидкости с фазовым переходом свидетельствуют о возможности существования в этот второй период двухслойной мантийной конвекции в течение длительного времени, когда мантия была горячее современной [11].

Мы приведем оценки формирования конвективных ячеек в ранний период. Сочетание физических параметров верхнего слоя протомантии в это время могло привести к формированию конвекции (с формированием ячеек Бенара), которая обеспечивает быстрое отделение и перенос вещества с его одновременной сепарацией на поверхности за счет плавучести. Подобная идея уже высказывалась, однако лишь в аспекте тектоники плит (по [12]). В связи с этим обратим внимание на то, что в теории ячейки Бенара вообще не име-

ют отношения к тектоническим движениям (твердого вещества); они образуются в слоях жидкости с небольшой вязкостью и тесно связаны с высокими температурами конвектирующего слоя. Условием образования ячеек Бенара в слое является возникновение в нем сверхкритических значений ΔT^0 (разности между температурой подошвы и поверхности слоя), когда происходит преобразование структуры движения материала и тепловой поток от нижней к верхней поверхности резко возрастает. Собственно, образование ячеек отражает стремление системы сбросить лишнее тепло. Проявление процессов самоорганизации во внешней оболочке с формированием высокоорганизованной структуры предполагает, что предыдущее состояние в этой оболочке было хаотическим [6]. В данном случае это относится к стадии появления магматического океана и к предшествующему времени.

Рассмотрим этот процесс более подробно. Известно, что характер конвекции зависит от безразмерной константы – числа Рэлея

$$Ra = \frac{g\beta\Delta TL^3\rho}{\eta\chi},$$

где β – коэффициент теплового расширения (для оливина и пироксена в интервале температур от 20 до 1000°C коэффициент β близок $3 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$), ΔT – сверхадиабатическая разность температур по вертикали, L – характерный линейный размер,

η – коэффициент сдвиговой вязкости, $\chi = \frac{\kappa}{\rho c_p}$ –

коэффициент температуропроводности (в коре и 50-километровом слое верхней мантии значение χ , вероятно, близко к $6 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с} = 6 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$; для больших глубин χ может быть заметно больше, если лучистый перенос тепла достаточно эффективен), κ – коэффициент теплопроводности, ρ – плотность.

При оценке вязкости поверхностного слоя будем исходить из того, что слой представляет собой систему разогретых деформируемых блоков, разделенных расплавленным веществом. Предположим, что вязкость последнего близка к вязкости обсидиана, составляющей около $10^{12} \text{ Па} \cdot \text{с}$ при температуре 800°C. Обсидиан близок по составу к породам ТТГ-комплекса; кроме того, он содержит много воды, что отвечает нашим условиям. Эффективная вязкость слоя должна быть значительно выше. Основываясь на расчетах вязкости концентрированных суспензий [13], можно утверждать, что при концентрации расплава около 10% эффективная вязкость слоя будет на два-три порядка превышать вязкость расплава. На рис. 1 показана поверхность числа Рэлея для градиента температуры, меняющегося в пределах $800^\circ\text{C} \geq \Delta T \geq 200^\circ\text{C}$, и вязкости $-10^{15} \geq \eta \geq 10^{14} \text{ Па} \cdot \text{с}$

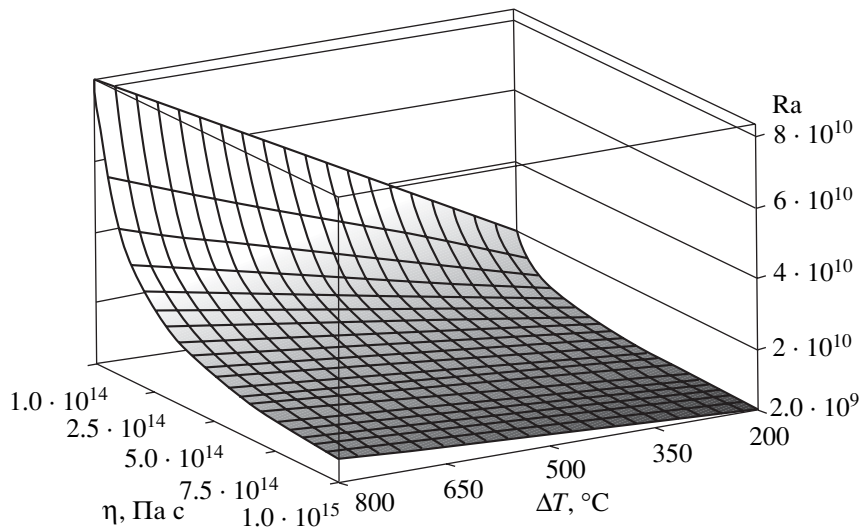


Рис. 1. Поверхность числа Рэлея.

при толщине слоя $h = 4 \cdot 10^5$ м, $\rho = 3300$ кг/м³, $\beta = 3 \cdot 10^5$ °С⁻¹, $\chi = 6 \cdot 10^{-6}$ м²/с. Заметим, что в предельном случае ΔT может достигать 1000–1300°С.

Таким образом, число Рэлея для заданных параметров слоя лежит в пределах $2 \cdot 10^9 \leq Ra \leq 8.3 \cdot 10^{10}$. С другой стороны, согласно численному анализу условий образования конвективных ячеек в горизонтальном слое со свободной верхней границей [2], минимальное значение числа Рэлея, при котором возникает неустойчивость Рэлея–Бенара, $Ra_m \approx 1100$. В зависимости от величины числа Рэлея реализуются разные формы конвективного течения. При $Ra < 2 \cdot 10^4$ возникает валиковая конвекция. При больших числах Рэлея формируется система перпендикулярных валов, которая при $Ra > 10^5$ становится неустойчивой и сменяется сложной картиной трехмерных течений. В этом случае будет происходить интенсивное перемешивание расплавленного материала. Поскольку

для изучаемого слоя число Прандтля $P_r = \frac{\eta}{\rho\chi}$ очень велико, то инерционные силы отсутствуют и течения в слое являются ламинарными.

Оценим размеры ячеек. Согласно расчету [2], выполненному для слоя с верхней деформируемой свободной поверхностью и фиксированной нижней границей, критическое значение волнового числа $k_{cr} \approx \frac{2.7}{h}$. Наиболее эффективно избыточное тепло выносится в случае формирования гексаго-

нальных ячеек. Вертикальная скорость в такой ячейке определяется выражением

$$v_z(x, y, z) = v(z) \left[2 \cos \frac{\sqrt{3}}{2} kx \cos \frac{1}{2} ky + \cos ky \right],$$

согласно которому расстояние между центрами соседних ячеек равно

$$d = h \frac{4\pi}{\sqrt{3}k}.$$

Очевидно, что при $k_{cr} \approx \frac{2.7}{h}$ расстояние $d_{cr} = 2.7h$.

Заметим, что в случае конвекции между двумя плоскими стенками, вдоль которых возможно скольжение, $k_{cr} = \frac{2.221}{h}$ и $d_{cr} = 3.27h$. Если стенки сцеплены с вязким слоем, то $k_{cr} = \frac{3.116}{h}$ и $d_{cr} = 2.33h$.

При найденных соотношениях размеров гексагональных ячеек и толщине конвектирующего слоя в 400 км поперечник ячеек составит 1160 км, что соизмеримо со средним размером щитов; размеры платформ (включая щиты) могут достигать 3500 км. Известно, что платформы также обладают внутренней делимостью с размерами локальных участков, близкими к таковым щитов.

Для оценки скорости движения вещества в ячейках воспользуемся моделью конвекции конечной амплитуды в предположении формирования холодного и горячего погранслоев на верхней и нижней границах слоя [10]. В этом случае при-

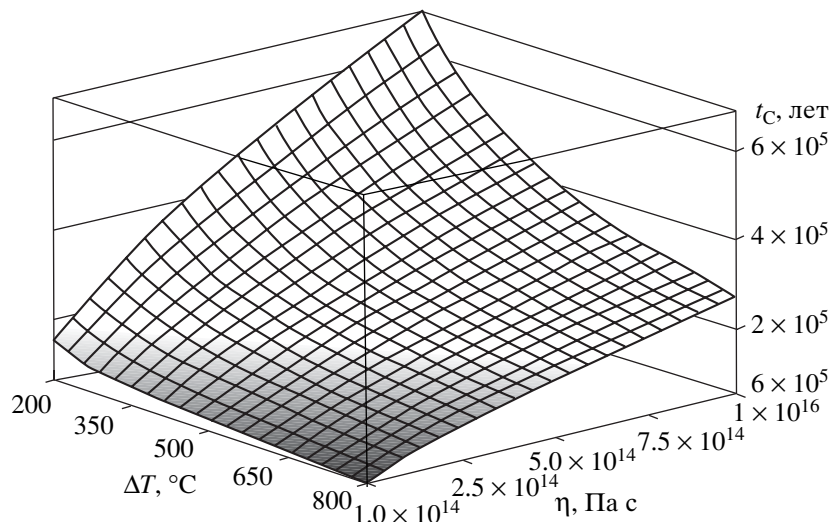


Рис. 2. Время оборота ячейки.

ближенное максимальное значение вертикальной скорости определяется формулой

$$v = \frac{2\chi}{d} \left(\frac{d}{2h} \right)^{\frac{7}{3}} \left(\frac{Ra}{2\sqrt{\pi} \left(1 + \frac{d^4}{16h^4} \right)} \right)^{\frac{2}{3}}.$$

Горизонтальная максимальная скорость находится из условия сохранения массы, $u = v \frac{d}{2h}$. Зная скорости, можно приближенно подсчитать время одного оборота ячейки t_c . На рис. 2 показана поверхность зависимости времени t_c от разности температур $800 \geq \Delta T \geq 200^\circ\text{C}$ и вязкости $10^{16} \text{ Па} \cdot \text{с} \geq \eta \geq 10^{14} \text{ Па} \cdot \text{с}$. При этом время одного оборота ячейки лежит в пределах $6 \cdot 10^5 \leq t_c \leq 7 \cdot 10^6$ лет. С геологических позиций предпочтительнее первое значение, поскольку градиент температур может достигать 1300°C .

Маловязкое конвектирующее вещество в ячейках Бенара представляет собой смесь флюидизированного частичного расплава и хондритовой каши, приобретающей в итоге свойства деплетированной мантии (ДМ). Предлагаемый процесс позволяет сформировать ТТГ-комплекс без масштабного плавления и фракционирования ультраосновного субстрата. Геолого-петрологические аспекты этой гипотезы уже обсуждались [3]. При ячеистой конвекции идет своеобразная флюидная очистка, которая неоднократно затрагивает весь объем, каждое зерно первичной мантии. Ясно, что при этом выносится огромное количество пневматофильных компонентов вещества мантии, которые должны разместиться в ТТГ-комплексе в рассеянном состоянии. Становится понятным, почему в породах

ТТГ-комплекса отсутствуют сколько-нибудь заметные месторождения металлов. В процессе образования этого комплекса участвует магма, но отсутствуют такие типичные ингредиенты магматического процесса, как вмещающая среда или фракционирование, которое только и приводит к разделению вещества и обогащению металлами остаточных расплавов. В сущности, это нагнетание магматической пены на поверхность дегазирующей и конвектирующей мантии. Условия кристаллизации на поверхности в это время были близки к вулканическим.

Протомантия в этом процессе приобретает свойства ДМ, что наилучшим образом отвечает ее изотопно-геохимическим характеристикам (Ю.А. Балашов и др. в [7]). Показано, что выделение протокры из ультраосновного вещества мантии носило не локальный, а массовый характер; сформировавшаяся при этом остаточная ДМ имела однородный состав. Граничные условия образования коры определяют низкую степень плавления субстрата, которая обуславливает удаление некогерентных элементов при почти неизменном исходном лерцолитовом составе мантии (Ю.А. Балашов и др., И.Н. Толстихин в [7]). Исследования изотопии Sm–Nd и Rb–Sr свидетельствуют о том, что процесс разделения вещества первичной мантии на ДМ и обогащенную кору происходил ранее 4 млрд. лет назад. Большая часть цирконов гнейсового комплекса из Австралии с возрастом 4.14 млрд. лет имеет изотопию гафния, сходную с таковой в хондритах. С другой стороны, значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ для позднеархейских коматиитов Балтийского щита показывают, что мантийный субстрат задолго до их появления был деплетирован; ранние коматииты и базальты были уже заражены веществом древней коры [14]. В древней коре на-

капливались легкие R3Э, K, Rb, Ba и другие некогерентные элементы.

Теоретические модели конвекции показывают, что все вещество циркулирует и перемешивается; главным результатом конвекции является высокая теплопередача и охлаждение слоя. Однако на практике оказывается, что легкое вещество, которое все время поднимается и пополняется, сепарируется на поверхности и исклужается из конвективной циркуляции за счет его высокой плавучести. Легкая пена сгоняется конвективными движениями к нисходящей ветви и здесь быстро увеличивается по площади и в объеме. К концу процесса, т.е. к моменту распада ячеек, мы имеем дело с полностью разделенным первичным веществом. Особо отметим, что в процессе ячейистой конвекции должно было произойти сильное охлаждение ДМ, которая надолго потеряла способность производить магматические расплавы.

Следующий крупный рецидив эндогенной активности относится главным образом к позднему архею – раннему протерозою (2.9–2.0 млрд. лет), когда сформировались упомянутые зеленокаменные пояса; к ним относятся главные объемы габброидов, базальтов и коматиитов. Приблизительно в это же время выделяются главные объемы сидерофильных компонентов (Fe, Ti, V, Cr, Au и платиноиды), формируются месторождения-супергиганты [9]. Вероятно, что в названный период резко увеличилась температура мантии и (или) углубились области выплавления. Более реален второй вариант, поскольку предыдущий этап как раз характеризовался сильным охлаждением верхней мантии. Происходит первый масштабный всплеск магматизма. Повышение температуры связано с выделением гравитационной энергии в период, когда происходила окончательная локализация ядра (2.6 млрд. лет [9]); по расчетам А.Э. Рингвуда этот процесс способен поднять температуру мантии в среднем на 2000°C.

Подобный процесс (по интенсивности) больше не повторялся в истории Земли. С другой стороны, как раз к этому периоду (2.5–2.3 млрд. лет) относится Гуронское оледенение. Магматизм в это время проявлялся локально. Это свидетельствует о том, что в позднем архее и протерозое глобальная мелкочейистая конвекция сменилась мощными плюмами.

Таким образом, в раннюю стадию развития Земли можно выделить короткий период аккреции длительностью 100–150 млн. лет (1) и затем две длительных стадии эндогенного породообразования: 4.4–3.9–3.5 млрд. лет (2) – образование протосиала и менее 3.5 – до 2.0 млрд. лет (3) – образование зеленокаменных поясов и основной части симатической коры. Сиалическая протокора сформирована при мелкочейистой конвекции; поскольку временной масштаб конвекции (период од-

ного оборота в ячейке) невелик, менее 10 млн. лет, то точные детали динамических процессов не так существенны для периодов порядка полмиллиарда лет и более. В течение второй стадии, по-видимому, появились масштабные водные бассейны. Зеленосланцевый метаморфизм собственно и является индикатором появления массовой воды. Магматизм следующей стадии (3) порождается крупнейшими плюмами. Продолжается наращивание протокоры за счет образования “симы”, вероятно, с использованием механизма “андерплеттинга”, но вместе с тем в эту стадию уже идет переработка протосиала.

Тектонический и магматический процессы в более позднее время, в фанерозое, свелись к переработке, реновации (до Д.В. Рундквисту) протоконтинентальной коры [8]. В этот период все запасы литофильных компонентов, которые в рассеянном виде хранились в протосиалической коре, были мобилизованы и концентрированы интрузивным и метасоматическим процессами. Максимальные концентрации литофильных компонентов (месторождений) приходятся на ранний фанерозой, а их максимальное разнообразие – на поздний фанерозой [8, 9].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Голицын Г.С.* Изучение Земли как планеты методами астрономии, геофизики и геодезии. Киев: Наук. думка, 1982. С. 33–39.
2. *Гершуни Г.З., Жуховицкий Е.М.* Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. М.: Наука, 1972. 392 с.
3. *Ермаков В.А.* Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. Т. 1. С. 192–196.
4. *Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В.* Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 348 с.
5. *Майсен Б., Беттчер А.* Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 124 с.
6. *Осинов А.И.* Самоорганизация и хаос. М., 1986. 64 с.
7. *Ранняя кора: ее состав и возраст.* М.: Наука, 1991. 225 с.
8. *Рундквист Д.В., Дергачев А.Л.* // ДАН. 1996. Т. 346. № 3. С. 372–374.
9. *Старостин В.И., Сорохтин О.Г.* // Изв. секции наук о Земле РАЕН. 2002. № 8. С. 64–76.
10. *Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. М.: Мир, 1985. Т. 2. 730 с.
11. *Трубицын В.П., Рыков В.В.* Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Наука, 2002. С. 42–56.
12. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. М., 1995. 190 с.
13. *Ханпель Дж., Бреннер Г.* Гидродинамика при малых числах Рейнольдса. М.: Мир, 1976. 632 с.
14. *Шарков Е.В., Богатиков О.А.* // ДАН. 1999. Т. 368. № 1. С. 79–83.
15. *Kramer Jan* // Science. 2001. V. 293. P. 619–620.