

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕЩЕСТВА МАНТИИ В ПРОЦЕССЕ АККУМУЛЯЦИИ ЗЕМЛИ И ФОРМИРОВАНИЕ ПЕРВИЧНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

© 2012 г. В. Н. Анфилов*, Ю. В. Хачай**

*Институт минералогии УрО РАН

456317, г. Миасс, Челябинская обл.

E-mail: anfilov@mineralogy.ru

**Институт геофизики УрО РАН

620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100

E-mail: yukhachay@yandex.ru

Поступила в редакцию 11.04.2012 г.

На основе численного моделирования исследуется динамика P - T условий во внутренних областях Земли в процессе ее аккумуляции. Основное внимание уделено условиям формирования мантии и первичной коры. Более подробно прослеживаются варианты, в которых преимущественно силикатное вещество первичной мантии отлагается на разогретой поверхности ядра, температура которой выше температуры ликвидуса силикатного вещества мантии. В результате прогрева на границе ядро–мантия образуется слой силикатного расплава. При достижении слоем критической мощности расплав начинает кристаллизоваться и на границе ядро–мантия формируется слой кристаллического материала, преимущественно Mg-перовскитового и магнезиовюститового состава. По мере увеличения мощности мантии, слой расплава перемещается к поверхности. На завершающей стадии аккумуляции Земли расплав дифференцируется, обогащаясь FeO и Al_2O_3 и из него формируется древняя анортозитовая кора. Одновременно происходит образование океана с высокой температурой воды, и анортозитовая кора трансформируется в хомогенные осадочные кварциты с прослоями корундовых и силлиманитовых гнейсов.

Ключевые слова: *Земля, гетерогенная аккумуляция, ядро, мантия, древняя кора.*

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время принято считать, что на начальном этапе процесс формирования зародышей Земли происходил в режиме гетерогенной аккумуляции. Установлено, что наиболее древним кристаллическим веществом в Солнечной системе, с которого начинается процесс конденсации в протопланетном облаке, являются CAI, богатые кальцием и алюминием включения, обнаруженные в углистых хондритах. Возраст CAI, определенный разными методами, оценивается в 4567–4568 млн. лет [16, 19, 25, 32]. Вслед за материалом CAI в интервале 1–3 млн. лет происходила конденсация металлического железа, фрагменты которого наблюдаются в виде железных метеоритов [31, 41]. Важный шаг был сделан в определении возможного источника энергии, необходимого для разогрева вещества CAI и железных метеоритов выше температуры плавления. Модельные расчеты, выполненные в работе [33], показали, что при отношении $^{26}Al/^{27}Al$, равном $5 \cdot 10^{-5}$ [35, 37], тела астероидного размера могут быть нагреты до температуры выше 2000K в результате распада ^{26}Al . Это позволило предположить, что, по крайней мере, в области формирования планет земной группы в прото-

планетном облаке были образованы планетезимали, состоящие из расплавленного материала CAI и железо-никелевого сплава и из них формировались первичные зародыши планет [47]. Отмеченные особенности процесса аккумуляции легли в основу, предложенной нами модели двухстадийного варианта формирования Земли [1, 17, 29]. В отличие от других моделей гетерогенной аккумуляции Земли [4, 21, 45], она учитывает, что при столкновении первичных зародышей с разогретыми до расплавленного состояния центральными областями и тонкими, холодными, преимущественно силикатными поверхностными оболочками реализуется своеобразный процесс сепарации. Расплавленные центральные области сливаются, а осколки силикатной верхней оболочки еще не удерживаются слабым гравитационным полем зародыша и уходят в “зону питания” планеты. Из-за практически неупругого соударения жидких, расплавленных тел большая часть потенциальной энергии переходит в тепловую энергию растущей Земли, в результате чего, как показали численные решения задачи [17, 29], процесс гетерогенной аккумуляции может проходить при температуре, превышающей температуры плавления вещества ядра и силикатной мантии.

СОСТАВ И P - T УСЛОВИЯ ПЛАВЛЕНИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МОДЕЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА СИЛИКАТНОЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Дифференциация вещества мантии в процессе аккумуляции Земли зависит от P - T условий в растущей планете и, прежде всего, от состава вещества, из которого формируется мантия. Возможное распределение температуры в ядре и на его поверхности, ко времени начала отложения вещества мантии получено нами на основе численного решения задачи о распределении температуры в растущей планете в процессе ее аккумуляции. Постановка задачи, метод и результаты ее решения приведены в работах [1, 29]. Различные варианты полученных результатов представлены на рис. 1. Следующей задачей является определение возможного состава протопланетного вещества, из которого формируется силикатная оболочка Земли. Единственным источником информации о составе этого вещества являются метеориты, и для нас важна возможность восстановить, в какой последовательности это вещество отлагалось на поверхность растущей Земли. Ранее предполагалось, что метеоритное вещество образовалось до того как начался процесс формирования планет. Выполненные в последние годы определения абсолютного возраста метеоритного вещества показали, что процессы формирования планет и образования метеоритов протекали синхронно. Поэто-

му, аккумуляция заключается не только в выпадении тел и частиц на поверхность растущей планеты.

Она сопровождалась разрушением планетезималей при их столкновении друг с другом и выбросом части вещества с поверхности протопланет при падении на нее тел. Из этого материала в зоне питания планет формировались новые планетезимали и родительские тела метеоритов. Кроме материала, выброшенного с поверхности растущих планет, в состав родительских тел метеоритов входили также продукты конденсации, которые появлялись в протопланетном облаке при понижении его температуры. Таким образом, в процессе гетерогенной аккумуляции планет постоянно соблюдалось динамическое равновесие между составом вещества, отлагающегося на их поверхности и последовательностью формирования метеоритного вещества.

Это позволяет по-новому интерпретировать возрастные интервалы, установленные для железных метеоритов и обыкновенных хондритов. Большинство исследователей рассматривают временной интервал между возрастом САИ и железных метеоритов, равный 1–3 млн. лет, как время формирования ядер планетезималей астероидного размера [18, 20, 41]. В нашей модели этот интервал соответствует времени, в течение которого формировались и разрушались первичные зародыши Земли [17]. Именно в это время при разрушении первичных зародышей в зону питания Земли вновь выбрасывалась основная масса преимущественно силикатного материала, входившего в состав твердых оболочек первичных зародышей, и вещество, из которого формировались родительские тела железных метеоритов, мезосидеритов и Н-хондритов. Одновременно, в результате объединения железа первичных и образования вторичных зародышей, образовалась основная масса ядра. По мере увеличения массы протопланеты на поверхности растущей Земли начинал отлагаться силикатный материал и формироваться перекрывающая ядро ее силикатная оболочка. При этом выброс расплавленного железа из растущей Земли и образование железных метеоритов этой генерации практически прекратился, но процесс формирования ядра продолжился. Время, в течение которого происходил этот процесс, можно определить по относительному возрасту обыкновенных хондритов. В пользу такого заключения свидетельствует последовательность оценок возраста метеоритов, закономерно изменяющегося состава. Так, Н-хондриты, которые, вероятно, формировались из материала силикатных оболочек первичных и вторичных зародышей, появились через 3–5 млн. лет после САИ и продолжали образовываться до 15 млн. лет. L и LL-хондриты появились через 13–15 млн. лет после САИ и продолжали образовываться до 25–40 млн. лет [32]. Это позволяет предположить следующую последовательность формирования хондритов. Материал Н-хондритов выбрасывается из

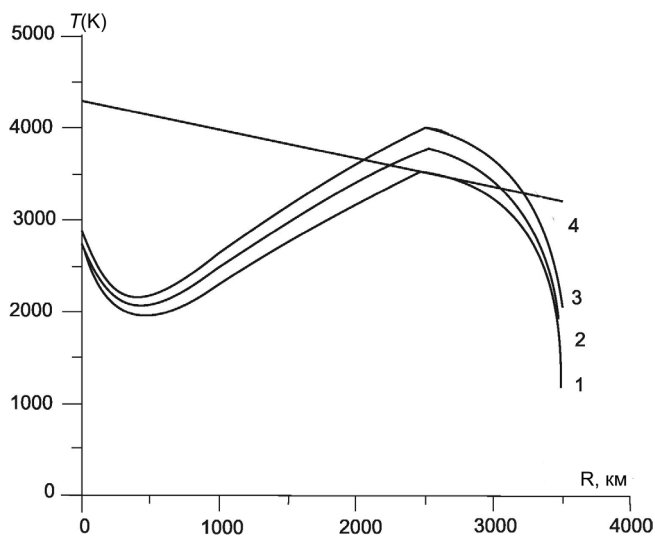


Рис. 1. Варианты распределения температуры в области формирующегося ядра Земли.

k – доля потенциальной энергии падающих планетезималей, переходящая в тепло: 1 – в железном протоядре ($k = 0.3$), в силикатной мантии ($k = 0.01$) (в интервале глубин 2500–3500 км k изменяется линейно); 2 – в железном протоядре ($k = 0.4$), в силикатной мантии ($k = 0.02$); 3 – в железном протоядре ($k = 0.4$), в силикатной мантии ($k = 0.03$); 4 – зависимость температуры плавления вещества современного ядра от расстояния до центра Земли.

Таблица 1. Средние составы обыкновенных хондритов (в круглых скобках – число анализов), перидотита KLB-1 и метеорита Алленде

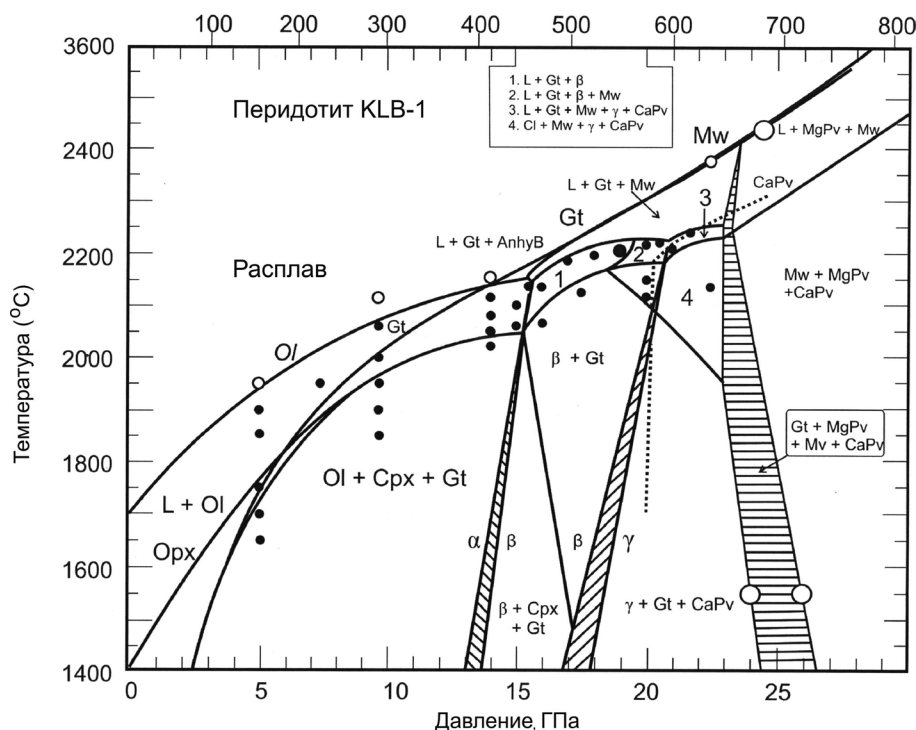
Компоненты	Тип H [7, 8] (53)	Тип L [7, 8] (79)	Тип LL [7] (17)	Перидотит KLB-1 [28]	Метеорит Алленде CV-3 [15]
SiO ₂	47.0	45.2	42.8	44.5	38.55
Al ₂ O ₃	3.0	2.9	2.7	3.6	4.01
FeO	12.9	17.7	21.5	8.1	23.90
MgO	30.1	28.6	27.8	39.2	29.76
CaO	2.5	2.2	2.0	3.4	2.42
Na ₂ O	1.1	1.0	0.9	0.3	0.15
FeS	5.6	5.8	5.3	—	—
Fe	17.3	6.7	1.3	—	—

многочисленных первичных зародышей, разогретых за счет распада короткоживущего ²⁶Al до температуры плавления железа. К тому времени, когда появляются L- и LL-хондриты, ²⁶Al практически распадётся. Температура небольших первичных зародышей уже существенно понизится. Поэтому родительскими телами L- и LL-хондритов становятся уже массивные зародыши Земли и других внутренних планет, разогретые до температуры выше 1100K [29] за счет перешедшей в тепло кинетической энергии тел при неупругом соударении. Таким образом, обыкновенные хондриты могут рассматриваться как возможный материал, из которого формируется силикатная мантия растущей Земли.

Обратимся к среднему составу хондритов, из которых вычтено содержание металлического железа и троилита (табл. 1) [7, 8]. Там же приведены со-

ставы гранатового перидотита KLB-1 [28] и валовый состав метеорита Алленде [15]. Из табл. 1 видно, что все эти составы достаточно близки, что свидетельствует об определенной однородности силикатного резервуара. Поэтому в качестве модельного вещества, из которого в процессе гетерогенной аккумуляции формировалась силикатная мантия Земли можно принять состав, средний между перидотитом KLB-1 и метеоритом Алленде. Это позволяет нам при моделировании динамики слоя расплава зарождающейся мантии Земли воспользоваться их фазовыми диаграммами.

Фазовые диаграммы для метеорита Алленде и перидотита KLB-1 приведены в работах [15, 28], рис. 2, 3. Несмотря на большую разницу в содержании FeO и MgO, обе диаграммы, геометрически подобны, что объясняется изоморфизмом маг-

**Рис. 2.** P-T диаграмма фазовых равновесий перидотита KLB-1 [28].

L – расплав; Ol – оливин; Орх – ортопироксен; Срх – клинопироксен; Gt – гранат; AnhyB – безводная фаза B; Mw – магнезиовюстит; MgPv – магниевый перовскит; CaPv – кальциевый перовскит; α – альфа модификация оливина; β – β-модификация шпинели, (Mg,Fe)₂SiO₄; γ – гамма-шпинель, (Mg,Fe)₂SiO₄;

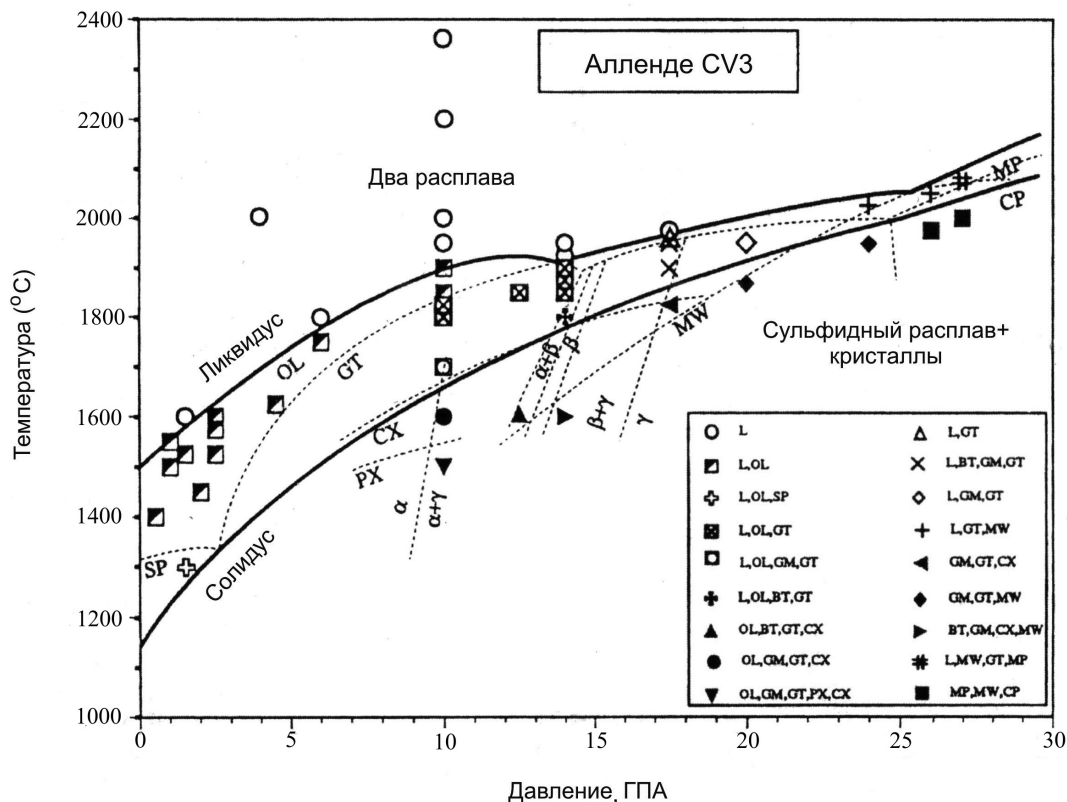


Рис. 3. P - T диаграмма фазовых равновесий метеорита Алленде [15].

Два расплава – область существования силикатного и сульфидного расплавов; L – силикатный расплав; OL – оливин; SP – Cr-Al-Mg шпинель; GT – гранат; GM – гамма шпинель; BT – бета-фаза; CX – диопсид; PX – низко кальциевый пироксен; MW – магнезиовюстит; MP – $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$ – перовскит; CP – CaSiO_3 – перовскит.

ния и железа в твердых фазах. Главным их различием являются более низкие температуры ликвидуса на диаграмме метеорита Алленде, обусловленные высоким содержанием оксида железа. При давлении 30 ГПа температуры ликвидуса метеорита и перидотита различаются на 300°C . Наличие на диаграмме метеорита Алленде поля не смешивающихся сульфидной и силикатной жидкостей на фазовые равновесия в силикатной части системы существенного влияния не оказывает, так как растворимость сульфида железа в силикатном расплаве и в твердых фазах пренебрежимо мала.

ПЛАВЛЕНИЕ И КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ СИЛИКАТНОГО ВЕЩЕСТВА В ПРОЦЕССЕ РОСТА ЗЕМЛИ

Рассмотрим возможный процесс формирования силикатной оболочки Земли. Из приведенных на рис. 1 результатов видно, что для большей части вариантов к началу формирования мантии температура на поверхности ядра оказывается выше температуры ликвидуса модельных составов. Поэтому на границе ядра и формирующейся силикатной оболочки возникает слой силикатного расплава. Дальнейшее развитие процессов плавления и дифферен-

циации силикатного вещества мантии определяется тепловым режимом растущей Земли и, прежде всего, вкладом потенциальной энергии, падающих на поверхность Земли планетезималей в тепловую энергию. Величина этого вклада зависит от степени неупругости столкновения аккумулируемых тел с поверхностью растущей Земли.

На рис. 4 приведены рассчитанные распределения температуры, которые устанавливаются к моменту, когда радиус планеты достигает указанного значения (непрерывные кривые 1–6), а также зависимости температуры ликвидуса перидотита KLB-1 от литостатического давления в силикатной мантии. Температура в слое силикатного материала на границе с расплавленным ядром (кривые 8 и 9) оказывается выше температуры плавления перидотита (линия 7), и силикатный материал мантии на контакте с ядром начнет плавиться. Температура, необходимая для плавления, будет поддерживаться как за счет высокой теплопроводности вещества ядра, так и за счет выделения тепла при неупругом соударении аккумулируемых тел. В результате на поверхности ядра образуется слой силикатного расплава, перекрытый достаточно тонкой твердой оболочкой. Вследствие неравномерного прогрева слоя силикатного расплава в нем возникнет тепловая конвекция, которая обе-

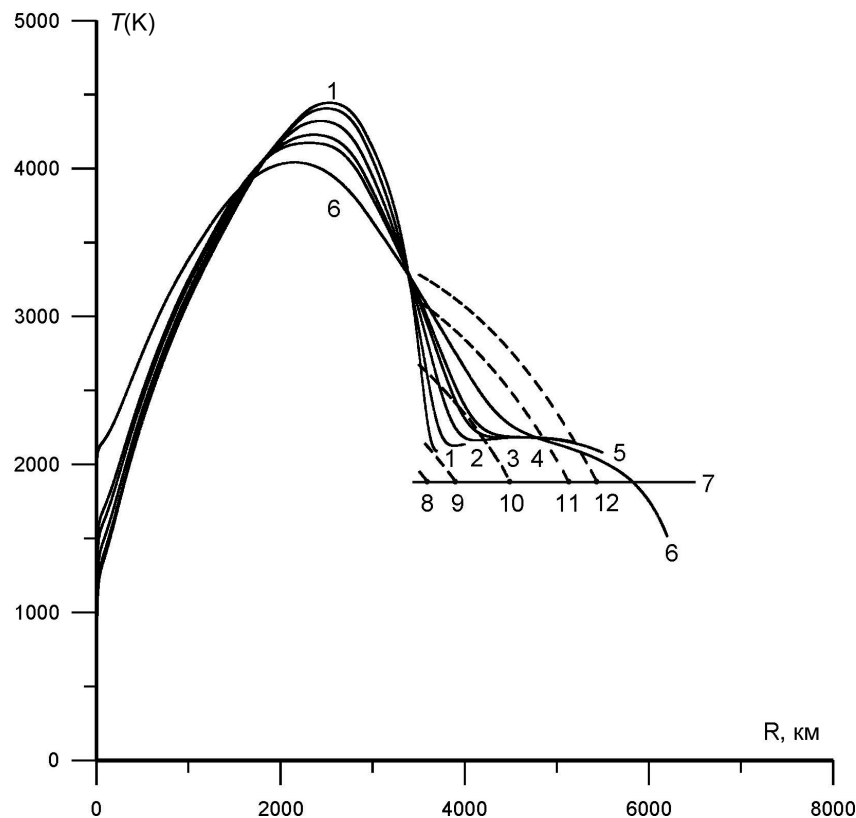


Рис. 4. Распределение температуры в растущей Земле к моменту достижения ею определенного радиуса.

1–6 – кривые, соответствующие радиусам Земли: 1 – 3500 км, 2 – 3900 км, 3 – 4300, 4 – 4600 км, 5 – 5600 км, 6 – 6200 км; 7 – температура ликвидуса перидотита при нормальном давлении; 8–12 – зависимость температуры ликвидуса перидотита от мощности сформированной силикатной оболочки для значений радиусов Земли, обозначенных цифрами 1–6.

спечивает эффективную теплопроводность в слое. В результате этого, верхняя граница слоя будет перемещаться к поверхности растущей Земли вдоль кривой плавления, подобно варианту, описанному в работе [11]. Это будет продолжаться до тех пор, пока потери тепла через поверхность слоя не скомпенсируют приток тепла от его нижней границы.

По мере увеличения мощности силикатной оболочки и литостатического давления возрастает температура ликвидуса силикатного материала на границе ядро–мантия. Одновременно, за счет передачи тепла из внутренней области ядра к его поверхности, на этой границе будет расти температура расплавленного ядра. Поскольку температура ликвидуса модельного перидотита при повышении литостатического давления растет быстрее, чем температура ядра на границе ядро–мантия, наступит момент, когда слой силикатного расплава на границе с ядром начнет кристаллизоваться. Мощность слоя силикатного расплава, при которой начнется его кристаллизация можно рассматривать как глубину “океана” магмы, который образуется в процессе формирования мантии Земли. В полученных вариантах численного решения мощность слоя расплава может достигать 800–900 км, рис. 4.

Первыми кристаллическими фазами, которые будут кристаллизоваться на дне магматического “океана”, исходя из принятого модельного состава и диаграмм фазовых равновесий [15, 28], являются Mg-пироксен со структурой перовскита и магнезиовюстит. Кристаллизация магнезиовюстита и Mg-пироксена приведет к образованию в основании мантии слоя из смеси этих минералов. Заметим, что к выводу о том, что именно этой минеральной ассоциацией сложен переходный слой “D” на границе ядро–мантия, опираясь на сейсмические данные, пришли авторы работ [27, 36, 40]. В нашем варианте состав этого слоя определяется последовательностью кристаллизации принятого модельного состава мантии и вычисленного варианта распределения температуры в процессе ее аккумуляции.

Важным моментом начального этапа кристаллизации является распределение железа между расплавом и твердыми фазами. Металлическое железо, поступающее на поверхность Земли в составе хондритового материала, будет плавиться, образуя капли не смешивающейся с силикатным расплавом жидкости, насыщаться оксидом железа и опускаться на поверхность ядра. По данным А.Е. Рингвуда и У. Гиберсона [39], при давлении 16 ГПа растворимость FeO в расплавленном железе достигает

30 мас. %. Растворимость Fe в оксиде железа около 25 мас. %. Эти содержания значительно выше взаимной растворимости Fe и FeO при низких давлениях, при которых формировалось железное ядро. Имея меньшую плотность, чем плотность расплавленного ядра, оксид железа и металлическое железо, насыщенное оксидом, может сформировать слой расплава на границе ядро–мантия, который будет иметь диффузионную границу с расплавленным ядром. Возможность образования такого слоя рассматривается в [36].

Учитывая, что содержание FeO в хондритовом материале выше, чем в модельном перидотите, Mg-перовскит и магнезиовюстит также будут обогащены оксидом железа по сравнению с составом этих фаз в опытах по плавлению перидотита KLB-1 [15, 28]. Высокое содержание FeO при низком парциальном давлении кислорода допускает диспропорционирование оксида железа с образованием Fe и Fe₂O₃ [26]:



Это открывает возможность для перехода, образованного таким путем железа в ядро. Трехвалентное железо вместе с алюминием может входить в состав Mg-перовскита [36] или образовывать магнетит.

ВОЗМОЖНЫЙ СОСТАВ И СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Кристаллизация расплава, которая происходила в основании слоя расплава, на этом этапе осуществлялась в условиях открытой системы, так как в расплав постоянно поступал новый материал, выпадавший на поверхность Земли в процессе аккумуляции. В этих условиях развитие процесса формирования силикатной оболочки зависит от темпа роста Земли и доли кинетической энергии, которая в процессе аккумуляции переходит в тепловую. Независимо от принятой модели аккумуляции Земли (гомогенной или гетерогенной), темп ее роста до ~60% от современного радиуса почти постоянен, а затем он начинает постепенно снижаться [3]. При снижении темпа прироста массы Земли будет уменьшаться количество поступающей энергии. Это приведет к уменьшению мощности слоя расплава и состава фаз, которые выделяются из расплава в основании слоя, что можно оценить, используя кривую ликвидуса модельных систем. Для перидотита KLB-1 последовательность изменения состава фаз имеет следующий вид, рис. 2: интервал мощности слоя 800–670 км – ликвидусные фазы L + MgPv + Mw; интервал 670–440 км – ликвидусные фазы L + Gt + Mw. Выше мы показали, что ассоциация магнезиоперовскита и магнезиовюстита кристаллизовалась на границе ядро–мантия. Согласно [27, 36, 40], в современной структуре Земли она находится в составе переходного слоя “D”. Соответственно, слой расплава имел мощность 800 км в интервале радиуса растущей Земли

от 3000 км (граница ядро–мантия) до 4000 км. Величина 4000 км получается при сложении следующих величин: радиус ядра (3000 км) + мощность переходного слоя (~200 км) + мощность слоя расплава (800 км). Мощность слоя расплава уменьшилась до 670 км, когда радиус Земли достиг 4900 км. Конечно, приведенные оценки являются очень приближительными, но они позволяют увязать смену минеральных ассоциаций при кристаллизации в слое расплава с возможным минеральным составом и физическими характеристиками мантии Земли. При этом необходимо учитывать, что смена минеральных ассоциаций при уменьшении мощности слоя расплава происходит постепенно.

Кристаллизация расплава в интервале радиуса растущей Земли от 3000 до 5570 км происходила только в основании слоя в условиях открытой системы. Состав метеоритного вещества по мере роста Земли постепенно менялся от H-хондритов к LL-хондритам. При этом в метеоритном материале уменьшалось содержание металлического железа и возрастало содержание FeO (табл. 1). В соответствие с этим, состав модельного вещества также изменялся от перидотита KLB-1 к составу метеорита Алленде. Таким образом, первоначально в основании мантии отлагались кристаллические фазы, которые находятся на кривой ликвидуса KLB-1. По мере обогащения расплава FeO ликвидусные фазы KLB-1 сменялись на фазы, которые выделяются на кривой ликвидуса метеорита Алленде. Это должно произойти, когда мощность слоя расплава станет меньше 500 км. Этот переход решающим образом определяет особенности процесса кристаллизационной дифференциации в слое расплава на завершающем этапе аккумуляции Земли, когда ее радиус достигнет современного значения и кристаллизация расплава будет происходить в закрытой системе.

Когда мощность слоя расплава достигнет величины 420 км из ликвидусных фаз исчезнет гранат, извлекающий из расплава Al₂O₃ и глинозем будет накапливаться в расплаве. Кристаллизация оливина на линии ликвидуса (рис. 3) будет сопровождаться обеднением расплава MgO и обогащением FeO. Это создаст благоприятные условия для флотации кристаллов плагиоклаза и накоплению их в верхней части слоя расплава. По данным [22], An_{89} флотируется при содержании 14.1–14.5 мас. % Al₂O₃ и 11–12 мас. % суммы оксидов железа. Это позволяет утверждать, что составы расплавов на конечных стадиях формирования Земли и Луны и механизм их дифференциации были близки. Такой же вывод сделан в работе Е.В. Шаркова и О.А. Богатикова [13].

В соответствие с предложенной моделью [17], в последнюю очередь на поверхности Земли будет отлагаться вещество, близкое по составу к углестым хондритам C1, которое содержит наиболее низкотемпературные продукты конденсации протопланетного вещества (табл. 2) [2]. Из этого ма-

териала была сформирована первичная внешняя твердая оболочка Земли. Ее мощность можно оценить из следующих соображений. Масса воды в гидросфере Земли составляет 0.024% массы Земли. Если предположить, что среднее содержание H_2O в углистых хондритах равно 7% и вся вода первоначально входила в состав внешней оболочки, то ее мощность можно оценить в 20 км. Возможно, что материал углистых хондритов некоторое время отлагался одновременно с материалом обычных хондритов. В этом случае мощность верхней, содержащей воду оболочки может увеличиться до 40–50 км. Время отложения на поверхности Земли материала углистых хондритов можно рассматривать как время, близкое к завершению процесса ее аккумуляции. Оно не могло быть меньше возраста матрицы углистых хондритов, состоящей из наиболее низкотемпературных конденсатов, который по оценкам [24, 43] составляет около 60 млн. лет. Возможное строение Земли после отложения на ее поверхности материала углистых хондритов показано на рис. 5.

Интересные результаты, подтверждающие возможность отложения углистых хондритов на конечном этапе аккумуляции Земли, приведены в работе К. Томеока и И. Охниши [44]. Изучая гидратацию хондр и матрицы CV хондрита Мокоя, они установили, что хондры, сложенные оливином и энстатитом и кольца вокруг хондр гидратированы значительно сильнее, чем матрица, сложенная оливином, энстатитом, диопсидом и геденбергит-андрадитовым агрегатом. Авторы пришли к выводу, что гидратация хондр происходила не в углистом хондрите, в котором заключены эти хондры, а в ином родительском теле и в условиях, отличных от тех, которые существовали в углистом хондрите [44]. К этому следует добавить, что основным минералом, который образуется в хондритах при гидратации оливина и пироксена, является сапонит – гидрослюда, которая в земных условиях образуется в процессах выветривания пород основного состава в присутствии жидкой воды при температуре выше $0^\circ C$. Родительское тело, в котором происходила гидратация, должно быть достаточно большим, чтобы оно было способно удерживать воду, нагретую выше $0^\circ C$. Тела, в которых эти условия могли существовать, должны были иметь размер Луны или больше. Их поверхность могла быть сложена слоем материала, близкого по составу к углистым хондритам и, по-видимому, с поверхности этих тел был выбит тот материал, который вернулся на Землю в виде метеоритов.

По мере охлаждения расплава, расположенного под твердой оболочкой, сложенной материалом углистых хондритов (рис. 5), его кристаллизация будет происходить не только в основании слоя, но и на контакте с перекрывающей его твердой оболочкой. При понижении температуры до $1200\text{--}1250^\circ C$ на этом контакте начинает кристаллизоваться пла-

Таблица 2. Составы углистых хондритов [2]

Компоненты	Мигеи	Старое Борискино	Грозная
SiO_2	27.8	26.7	33.8
TiO_2	0.05	0.15	—
Al_2O_3	2.15	3.11	3.45
FeO	19.1	29.8	28.8
MgO	19.5	19.4	23.6
CaO	1.66	2.2	3.20
Na_2O	0.63	1.07	0.06
K_2O	0.05	0.20	0.30
H_2O^+	12.9	8.72	—
H_2O^-	—	2.96	—
H	—	—	0.17
FeS	10.0	1.02 (Сера)	5.37

гиоклаз и у поверхности слоя расплава будет накапливаться “анортозитовая магматическая каша”, состоящая из кристаллов плагиоклаза и остаточного расплава. В виде диапиров эта каша будет выдавливаться через перекрывающий расплав слой углистого хондрита на поверхность, образуя на поверхности Земли крупные скопления анортозита, аналогичного анортозитам, слагающим наиболее древнюю кору Луны.

Механизм формирования лунных анортозитов, детально рассмотрен в работах П.Х. Уоррена [48, 49]. В его основе, также как и в нашем варианте, лежит предположение о том, что на завершающей стадии формирования Луны в ее приповерхностной области существовал “океан магмы” мощностью до 400 км. Дифференциация расплава в процессе его кристаллизации привела к повышению содержания FeO, увеличению плотности расплава, флота-

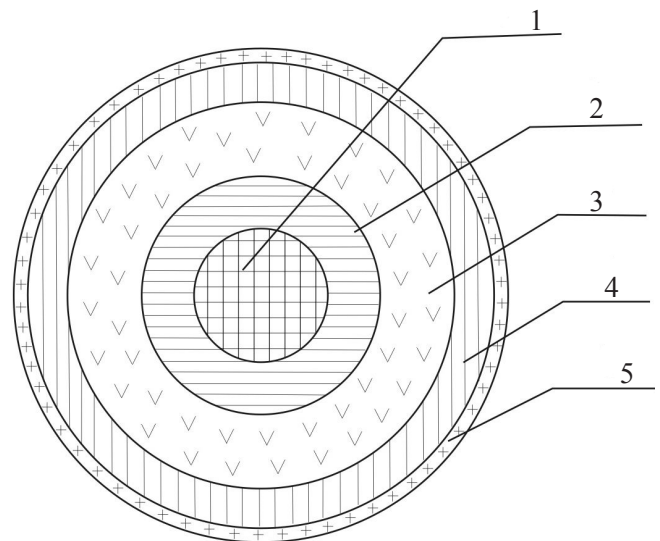


Рис. 5. Строение Земли на конечном этапе аккумуляции.

1 – твердое внутреннее ядро; 2 – внешнее расплавленное ядро; 3 – слой закристаллизованной мантии; 4 – слой расплава у поверхности Земли; 5 – твердая оболочка, сложенная материалом углистых хондритов.

ции плагиоклаза и накоплению его в верхней части слоя расплава. Как мы отметили выше, возможность флотации плагиоклаза в расплаве основного состава экспериментально подтверждена И. Кэмпбеллом с соавторами [22]. Они установили, что реальная плотность плагиоклаза несколько ниже теоретической, а возникающая в расплаве основного состава подъемная сила, соответственно, выше.

При прогреве расплавом внешнего твердого слоя Земли, сложенного материалом углистых хондритов, из него выделилась основная масса воды и углекислоты, в результате чего его плотность увеличилась и блоки, сложенные материалом углистых хондритов могли погружаться в слой расплава, опускаясь до его основания. При их взаимодействии с расплавом сформировался верхний гибридный, неоднородный слой мантии. Состав этого слоя может быть близок к составу пиролита А.Е. Рингвуда [9]. Возникшая в результате этого процесса неоднородность мантии фиксируется до глубины 300–350 км в разрезах скоростей поперечных волн для разных типов коры [5]. Отмеченные особенности формирования верхней мантии Земли на завершающей стадии активного этапа аккумуляции планеты позволяют по новому проанализировать имеющиеся данные о формировании протокры.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АРХЕЙСКОЙ ПРОТОКОРЫ ЗЕМЛИ

Одной из главных особенностей докембрийской коры Земли, на которой редко акцентируется внимание исследователей, является большой объем входящих в ее состав сиалических пород, представленных кварцитами, серыми гнейсами диоритового состава и гранитами. Мощность сиалической коры докембрийских щитов достигает 40 км [5]. Эту особенность пытаются объяснить, предполагая что, благодаря выделению воды из первичной мантии на этом этапе действовал особый механизм дифференциации вещества, который привел к образованию больших объемов гранитного расплава. Действительно, в присутствии воды из мантийного материала можно выплавить небольшие объемы расплава диоритового или гранитного состава, но эти объемы не могут обеспечить сиалический состав докембрийской литосферы.

Из предлагаемой модели следует, что материал, необходимый для формирования архейской “гранитной” литосферы, сформировался, благодаря условиям дифференциации вещества, которые возникли на конечном этапе аккумуляции Земли.

Как мы отметили выше, при внедрении анортозитовой “каши” во внешнюю твердую оболочку Земли, сложенную материалом углистых хондритов, она прогревалась. Благодаря этому, из нее выделилась основная масса содержащихся в этом материале воды, углекислоты и других газов и произошло мгновенное, в геологическом масштабе времени, образо-

вание океана и атмосферы. Первоначально эти компоненты образовали первичную плотную атмосферу Земли и существенно определили ее состав. По мере увеличения мощности и давления атмосферы газы конденсировались, осаждались и образовали гидросферу. Вместе с газами осаждалась содержащаяся в атмосфере космическая пыль. Из-за высокой температуры и, следовательно, малой вязкости приповерхностной оболочки поверхность Земли на этом этапе могла быть близка к эквипотенциальной и не иметь существенных аномалий рельефа. Поэтому глубины первичного океана могли быть небольшими, и он покрывал всю поверхность Земли. Это создало условия для парникового эффекта и прогрева поверхности земли и океана. К подобному выводу о времени и механизме образования океана пришел Л.И. Салоп и ряд других исследователей [10, 14].

Благодаря высокой температуре поверхности Земли, температура первичного океана могла превышать 150°C при давлении в основании равновесной с ним атмосферы, достигающем первых десятков бар [10]. Предполагается, что вода первичного океана могла содержать до 5000 см/л CO₂. Кроме того, в ней должно было содержаться довольно много сильных кислот [10]. Изучение включений в кварце древнейших кварцитов Алдана показали, что они содержат до 60% CO₂, около 35% H₂S, SO₂, NH₃, HCl и HF и 1–8% азота и редких газов [10]. Поэтому древняя гидросфера была агрессивной, способной извлекать из горных пород сильные основания. Л.И. Салоп считает, что древнейшие кварциты, лежащие в основании разреза катархея, образовались в результате размыва и химического выветривания гранитоидов. Хемогенная природа кварцитов подтверждается отсутствием в них реликтов обломочной структуры, а также переслаиванием кварцита с высокоглиноземистыми породами – силлиманитовыми и корундсодержащими гнейсами. Однако объяснить существование больших объемов магматических кислотных пород с возрастом более 4400 млн. лет трудно. Проблема решается, если предположить, что химическому выветриванию подверглись не гранитоиды, а первичная анортозитовая кора. Благодаря высокой кислотности первичного океана, кальций, выделившийся при разложении анортозитов, удерживался в растворенном состоянии и при понижении температуры воды вошел в состав карбонатов выше лежащей федоровской свиты катархея, рис. 6, а глинозем, устойчивый в кислой среде, вошел в состав кварцитов в виде прослоев высокоглиноземистых пород. В последние годы идея раннего образования океана получила серьезное подтверждение благодаря изучению изотопного состава кислорода в цирконах из кварцитов и метаконгломератов Западной Австралии, возраст которых, определенный U-Pb методом, достигает 4400 млн. лет [23, 34, 38, 42]. Данные по литологии древнейших кварцитов Австралии, приведенные в работе [42] свидетельствуют о том,

что, так же как и в кварцитах Алдана, в них присутствуют прослои высокоглиноземистых пород: полевошпатовых и гранат-силиманитовых разностей. Изучение изотопии кислорода в древнейших цирконах позволили сделать вывод о существовании океана и фрагментов континентальной коры с возрастом 4.4 млрд. лет [46, 47, 50].

Внедрение анортозитов, образование океана и формирование древнейших кварцитов сопровождалось подводными излияниями базальтов, поступающих из слоя расплава. Они фиксируются в разрезе иенгского стратиграфического комплекса горизонтами пироксеновых и амфиболовых кристаллических ортосланцев, рис. 6. Глобальный характер процессов формирования фундамента катархейской протокры подтверждается корреляцией разрезов катархейских комплексов, приведенной в [10].

Изложенное выше позволяет наметить следующую схему геологической эволюции катархейской коры Земли в интервале от 4.4 до 3.5 млрд. лет.

- Ранее 4400 млн. лет – образование первичного горячего океана, существенно хлоридного состава; глубокое химическое разложение вещества первичной коры: отложение хемогенных кремнистых и высокоглиноземистых осадков; излияния лав основного состава.

- 4400 млн. лет – образование первичной анортозитовой коры.

- 4000–3750 млн. лет – денудация древних пород; локальные отложения карбонатных и железисто-кремнистых осадков; излияния основных и кислых лав; появление обломочных осадков.

- 3750–3500 млн. лет – саамский диастрофизм, интенсивная складчатость, ранне-тектонические интрузии основного и ультраосновного состава, синтектонические интрузии больших масс гранитоидного состава (гранодиориты, кварцевые диориты), метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Начиная с 3700 млн. лет в катархейской литосфере резко увеличивается объем гранитного материала. Источником, из которого в докембрийской коре могли образоваться кислые расплавы является катархейская протокура, сложенная кварцитами, обогащенными глиноземом. Кислые расплавы могли образоваться из этого материала в результате его взаимодействия с глубинными расплавами основного состава. Поэтому, как правило, они имели гибридную природу [12]. Процесс образования гибридных кислых расплавов может быть реализован только в условиях высоких температур и давлений, которые достигаются на глубине не менее 15 км. Поэтому его развитию предшествовало накопление осадочного материала и образование осадочного чехла мощностью более 15 км. На формирование такого мощного чехла потребовалось около 900 млн. лет и большие объемы гибридных пород, представленные так называемыми серыми гнейсами тоналитового состава появились только на уровне 3600–3700 млн. лет [6,

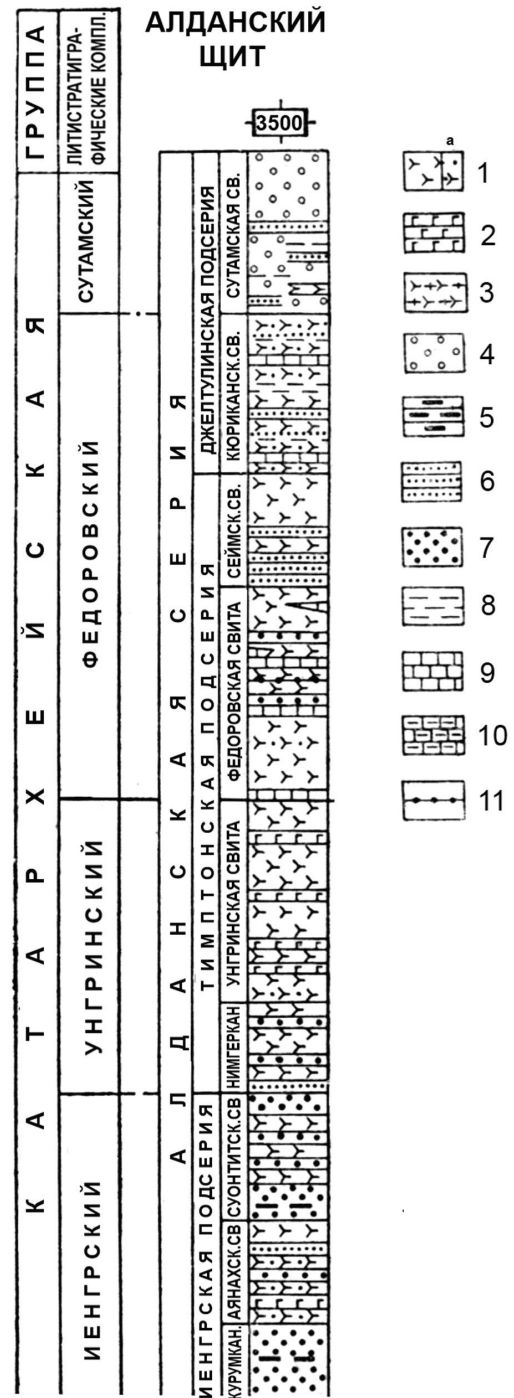


Рис. 6. Литостратиграфические комплексы катархейского Алданского щита по Л.И. Салоу [10].

1 – основные кристаллические ортосланцы или гнейсы, амфиболиты и другие метабазиты; 2 – ультраосновные кристаллические сланцы и метапироксениты; 3 – гранитизированные гнейсы с реликтами амфиболовых и амфибол-пироксеновых пород; 4 – лейкократовые гранулиты; 5 – высокоглиноземистые гнейсы; 6 – гранатсодержащие биотитовые гнейсы; 7 – кварциты; 8 – графитовые гнейсы; 9 – мраморы, кальцифиры и известково-силикатные породы; 10 – диопсид-плаггиоклазовые и диопсид-скаполитовые кристаллические сланцы; 11 – железорудные породы.

12]. Во многих случаях серые гнейсы являются фундаментом зеленокаменных поясов, в которых большую роль играют граниты и кислые вулканиды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты численного моделирования теплового режима Земли, растущей в процессе гетерогенной аккумуляции, позволяют построить “горячую” модель формирования мантии. Слой расплава, который образуется на начальном этапе формирования преимущественно силикатного материала мантии на поверхности разогретого ядра, постепенно перемещается вверх, приближаясь на завершающем этапе к поверхности Земли.

Кристаллизация расплава происходит в основании слоя в результате повышения температуры ликвидуса при увеличении литостатического давления, поэтому нижняя часть мантии формируется из более тугоплавких минеральных ассоциаций, которые выпадают из расплава в процессе кристаллизации, в предложенной модели – Mg-перовскита и магнезиевюстита.

Первичная верхняя мантия, формируется в процессе кристаллизационной дифференциации слоя расплава в условиях закрытой системы и постепенного уменьшения мощности слоя. Слой мантии до глубины 300–350 км может быть сформирован в результате взаимодействия блоков, сложенных материалом углистых хондритов, с расплавом при их погружении в слой расплава.

Формирование катархейской протокрыши началось с образования океана и отложения хемогенных осадочных пород, представленных кварцитами с прослоями высокоглиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев.

Работа выполнена при поддержке РФФИ. Грант № 09-05-00983.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анфилов В.Н., Хачай Ю.В. Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли // Докл. АН. 2005. Т. 405, № 6. С. 803–806.
2. Вдовыкин Г.П. Метеориты. М.: Наука, 1974. 183 с.
3. Витязев А.В., Печерникова Г.В., Сафронов В.С. Планеты земной группы. М.: Наука, 1990. 296 с.
4. Войткевич Г.В. Основы теории происхождения Земли. М.: Недра, 1979. 135 с.
5. Дорман Д. Данные о поверхностных волнах и верхняя мантия // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 215–222.
6. Майерс Дж. С. Раннедокембрийский гнейсовый комплекс Гренландии // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 176–188.
7. Маракушев А.А. Ранняя кора Земли по данным изучения метеоритов // Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991. С. 27–38.
8. Мэйсон Б. Метеориты. М.: Мир, 1965. 306 с.
9. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
10. Салон Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
11. Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Об эволюции зон проплавления в термической истории Земли. Докл. АН СССР. 1969. Т. 188, № 2. С. 338–342.
12. Чадвик Б., Ко К. Новые данные об архейской геологии юго-западной Гренландии // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 212–222.
13. Шарков Е.В., Богатилов О.А. Эволюция тектономагматических процессов в истории Земли и Луны // Геотектоника. 2010. № 2. С. 3–22.
14. Шульдинер В.И. Первичная кора и ее эволюция // Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991. С. 87–94.
15. Agee C.B., Li J., Shannon M.C., Circone S. Pressure-temperature phase diagram for the Allende meteorite // J. Geophys. Res. 1995. V. 100, № B9. P. 17725–17740.
16. Amelin Y., Krot A.N. Pb isotopic age of the Allende chondrules // Meteorit. Planet. Sci. 2007. V. 42. P. 1321–1337.
17. Anfilogov V.N., Khachay Y.V. The mechanism of the Earth core and silicate envelopes formation // Deep-seated magmatism, its sources and plumes. Proceeding of VIII International Workshop. Irkutsk: IG SB RAS, 2008. P. 5–13.
18. Babechuk M.G., Kamber B.S., Greig A. et al. The behavior of tungsten during mantle melting revised with implications for planetary differentiation time scale // Geochim. Cosmochim. Acta. 2010. V. 74. P. 1448–1470.
19. Bouvier A., Blichert-Toft V., Moynier F. et al. Pb-Pb dating constraints on accretion and cooling history of chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. P. 1583–1604.
20. Burkhardt C., Kleine T., Bourdon B. et al. Hf-W mineral isochron for Ca, Al rich inclusions: Age of the solar system and timing of core formation in planetesimals // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72. P. 6177–6197.
21. Cameron A.G.W. Accumulation processes in the primitive solar nebula // Icarus. 1973. V. 18. P. 407–450.
22. Campbell I.H., Roeder P.L., Dixon J.M. Plagioclase buoyancy in basaltic liquids as determined with centrifuge furnace // Contrib. Miner. Petrol. 1978. V. 67, № 4. P. 369–378.
23. Cavoise A.J., Valley J.W., Wilde S.A. Magmatic $\delta^{18}\text{O}$ in 4400–3900 Ma. Detrital zircons: A record of the alteration and recycling of crust in early Archean // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 235. P. 663–681.
24. Chen J.H., Tilton G.R. Isotopic lead investigations on the Allende carbonaceous chondrite // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. P. 635–643.
25. Connelly R.N., Amelin Y., Krot A.N., Bizzarro M. Chronology of the solar system's oldest solids // Astrophys. J. 2008. V. 675. P. L121–L124.
26. Frost D.J., Liebske C., Langenhorst F. et al. The experimental evidence of iron-rich metal in the Earth's lower mantle // Nature. 2004. V. 428. P. 409–412.
27. Herlund J.W., Thomas C., Traskley P.J. A doubling of the post-perovskite phase boundary and structure of the Earth's lower mantle // Nature. 2005. 434. P. 882–886.
28. Herzberg C., Zang J. Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: Compositions of magmas in the upper mantle and transition zone // J. Geophys. Res. 1996. V. 101, № B4. P. 8271–8295.
29. Khachay Y.V., Anfilogov V.N. Variant of temperature dis-

- tributions in the Earth on its accumulation // The study of the Earth as planet by methods of geophysics, geodesy and astronomy. Proceedings of 6th Orlov conference. Kiev: Ukraine NAS, 2009. P. 197–202.
30. Kleine N., Mezger K., Palme H. et al. Early core formation and late accretion of chondrite parent bodies: Evidence from ^{182}Hf - ^{182}W in CAIs, metal rich chondrites and iron meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. V. 69. P. 5805–5818.
 31. Kleine T., Touboul M., Bourdon B. et al. Hf-W chronology of accretion and early evolution of asteroids and terrestrial planets // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. V. 73. P. 5150–5188.
 32. Krot A.N., Amelin Y., Bland P. et al. Origin and chronology of chondritic components. A review // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. V. 73. P. 4963–4997.
 33. Merk R., Breuer D., Spohn T. Numerical modeling of ^{26}Al – Induced radioactive melting of asteroids concerning accretion. *Icarus*. 2002. V. 159. P. 183–191.
 34. Mojzsis S.J., Harrison N.M., Pidgeon R.T. Oxygen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the Earth's surface 4.300 Myr ago // *Nature*. 2001. V. 409. P. 178–181.
 35. Nichols R. H. Jr. Short lived radionuclides in meteorites: constraints on nebular time scales to the production of solids // *Space Sci. Rev.* 2000. № 1-26. P. 113–122.
 36. Ozawa H., Hirise K., Mitome M. et al. Experimental study of reaction between perovskite and molten iron to 146 GPa and implication for chemically distinct buoyant layer at the top of the core // *Phys. Chem. Minerals*. 2009. V. 36. P. 365–363.
 37. Papanastassiou L.T., Wasserburg G.J. Demonstration of ^{16}Mg excess in Allende and evidence for ^{26}Al // *Geophys. Res. Lett.* 1976. V. 3. P. 109–112.
 38. Peck W.H., Valley J.W., Wilde S.A., Graham C.M. Oxygen isotope ratios and rare earth elements in 3.3–4.4 Ga. Zircons: ion microprobe evidence for high $\delta^{18}\text{O}$ continental crust and oceans in early Archean // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2001. V. 65. P. 4215–4229.
 39. Ringwood A.E., Hibberson W. The system Fe–FeO revisited // *Phys. Chem. Minerals*. 1990. V. 17. P. 313–319.
 40. Saxena S.K., Lasor P., Dubrovinsky L.S. A model of Earth's deep interior based on mineralogical data // *Mineral. Petrol.* 2000. V. 69, № 1. P. 1–10.
 41. Schersten A., Elliot T., Nawskesworth C. et al. Hf-W evidence for rapid differentiation of iron meteorite parent bodies // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 241. P. 530–542.
 42. Spaggiaria C.V., Pidgeon R.T., Wilde S.A. The Jack Hills greenstone belt. Western Australia: Part 2: Lithological relationships and implications for the deposition of ≥ 4.0 Ga detrital zircons // *Precambrian Research*. 2007. V. 155. Is. 3-4. P. 261–296.
 43. Tatsumoto M., Unruh D.M., Desborough G.A. U-Th-Pb and Rb-Sr systematics of Allende and U-Th-Pb systematics of Orgueil // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1976. V. 40. P. 617–634.
 44. Tomeoka K., Ohnishi I. A hydrated clast in the Mokoia CV3 carbonaceous chondrite: Evidence for intensive aqueous alteration in the CV parent body // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2011. V. 75. P. 6064–6079.
 45. Turekian K., Clark S.P. Inhomogeneous accumulation of the Earth from the primitive solar nebula // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1969. V. 6. P. 346–348.
 46. Valley J.W., Peck W.H., King E.M., Wilde S.A. A cool early Earth // *Geology*. 2002. V. 30. P. 351–354.
 47. Walter M.J., Tronnes R.G. Early Earth differentiation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 225. P. 253–269.
 48. Warren P.H. Lunar anorthosites and the magma–ocean plagioclase–floatation hypothesis: importance of FeO enrichment in parent magma // *Amer. Miner.* 1990. V. 75. P. 46–58.
 49. Warren P.H. A concise compilation of petrologic information on possible pristine nonmare Moon rocks // *Amer. Miner.* 1993. V. 78. P. 360–376.
 50. Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H., Graham C.M. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and ocean on the Earth 4.4 Gyr ago // *Nature*. 2001. V. 409. P. 175–178.

Рецензент Л.Н. Козарко

Differentiation of mantle material at the Earth accumulation and formation of primary crust

V. N. Anfilogov*, Y. V. Khachay**

*Institute of Mineralogy, Urals Branch of RAS

**Institute of Geophysics, Urals Branch of RAS

P-T conditions in the internal zones of the Earth at their accumulation process is investigated by numerical computer simulation. The emphasis is on mantle and primary crust formation. The condition, when material of silicate mantle precipitates on the heated surface of core, is considered more detail. It is suggested that core surface temperature higher than melting temperature of silicate mantle material. Layer of silicate melt forms on the core–mantle border as a result of silicate material grows worm. When lithostatic pressure on the core–mantle border reaches the limiting value melt begins to crystallize and silicate crystalline material layer forms. At thickness mantle increases, the layer of melt transfers to the Earth surface. The melt is differentiated and enriched by FeO and Al_2O_3 . Ancient anorthosite crust was formed at final stage of accumulation. Ocean, which have aggressive hot water, is formed coincidentally and anorthosite crust is transformed to chemogeneous sedimental quartzite.

Key words: *the Earth, heterogeneous accumulation, core, mantle, ancient crust.*