

ЭВОЛЮЦИЯ ЯДРА И СИЛИКАТНЫХ ОБОЛОЧЕК В ПРОЦЕССЕ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККУМУЛЯЦИИ ЗЕМЛИ

© 2013 г. В. Н. Анфилогов*, Ю. В. Хачай**

*Институт минералогии УрО РАН

456317, Челябинская обл., г. Миасс

E-mail: anfilogov@mineralogy.ru

**Институт геофизики УрО РАН

620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100

E-mail: yu-khachay@yandex.ru

Поступила в редакцию 27.04.2012 г.

В работе рассмотрен вариант гетерогенной аккумуляции Земли. В его основе лежит двухстадийный механизм формирования зародышей Земли. Из модельных расчетов следует, что на стадии образования первичные зародыши разогреваются за счет распада ^{26}Al до температур около 2000 К. При столкновении первичных зародышей между собой происходит разделение геохимических резервуаров ядра и мантии Земли и формирование основной части ее ядра. По мере роста Земли, температура внешнего ядра может подняться до 4000 К. Благодаря этому, на начальном этапе формирования силикатной оболочки Земли на границе ядро–мантия образуется слой расплава, положение и мощность которого определяют механизм формирования мантии Земли.

Ключевые слова: Земля, гетерогенная аккумуляция, ядро, силикатные оболочки.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время существенно изменились представления о процессе образования планет Солнечной системы. Было установлено, что наиболее древним кристаллическим веществом в Солнечной системе являются САИ (calcium-aluminium-rich inclusion), богатые кальцием и алюминием включения, обнаруженные в углистых хондритах. Возраст САИ, определенный разными методами, оценивается в 4567–4568 млн. лет [12, 19, 28]. Применение ^{182}Hf - ^{182}W метода с использованием уточненного, по сравнению с прежними данными [24], значения $\epsilon^{182}\text{W}$ позволило достаточно точно определить возраст вещества железных метеоритов [26, 27, 35]. Важный шаг был сделан в определении возможного источника энергии, необходимой для разогрева вещества САИ и железных метеоритов выше температуры плавления. Модельные расчеты, выполненные в работе [30] показали, что при отношении $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$, равном $5 \cdot 10^{-5}$ [32], в результате распада ^{26}Al тела астероидного размера могут быть нагреты до температуры выше 2000 К (рис. 1). Существенная роль этого источника тепла в первые миллионы лет аккумуляции протопланетных тел подчеркивается в [5]. Приведенные выше факты, позволили сделать два важных вывода: 1) на начальном этапе формирование зародышей Земли происходило в режиме гетерогенной аккумуляции; 2) вещество железных метеоритов образовалось в интервале 1–3 млн. лет после САИ. Это привело к появлению целого ряда моделей двухстадийного образования пла-

нет, согласно которым на первой стадии в процессе гетерогенной аккумуляции произошло формирование достаточно крупных планетезималей и обособление в них значительной части вещества ядра. Эти планетезимали в течение первых 3 млн. лет являлись строительными блоками для протоземли. Финальная стадия аккреции внутренних планет, по мнению авторов этих моделей, происходила путем столкновения, содержащих железные ядра крупных тел размером от Меркурия до Марса [37]. Предполагается, что в результате таких столкновений Земля была частично или полностью расплавлена, что создало условия для установления равновесия между веществом коры и мантии. Варианты двухстадийных моделей формирования Земли изложены в работах [11, 18, 27, 37].

В настоящей работе мы предлагаем иную модель двухстадийного формирования Земли, которая учитывает, что при столкновении разогретых до расплавленного состояния первичных зародышей резко возрастает вклад потенциальной энергии в энергию растущей Земли, в результате чего процесс гетерогенной аккумуляции происходит при температуре, превышающей температуры плавления вещества ядра и силикатной мантии.

ФОРМИРОВАНИЕ ПЕРВИЧНЫХ ЗАРОДЫШЕЙ ЗЕМЛИ

В настоящее время принято считать, что Солнечная система сформировалась из небулярного газовой-пылевого облака, которое в течение ран-

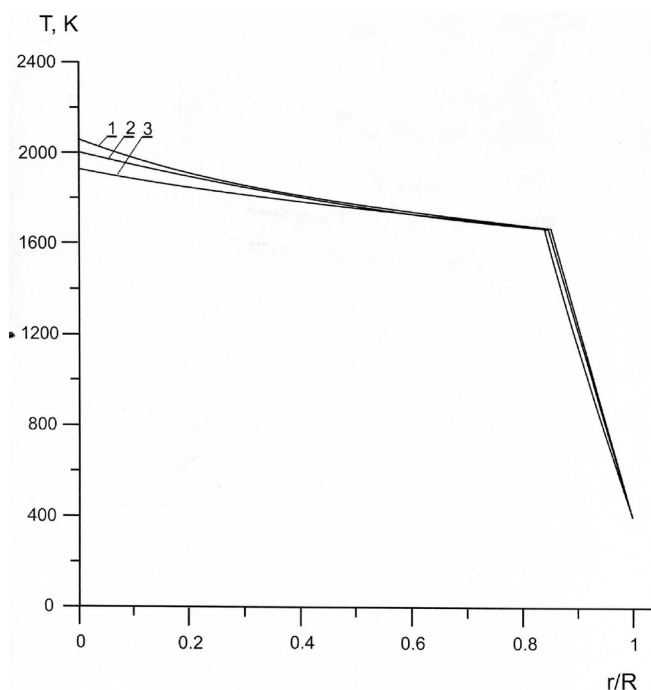


Рис. 1. Распределение температуры в зародыше растущей планеты.

Радиус зародыша: 400(1), 300(2), 250 км (3).

ней высокотемпературной стадии находилось в газообразном состоянии [20]. При охлаждении газообразного протопланетного облака возможны два сценария: 1 – в процессе конденсации образуются пылевые частицы, содержащие весь спектр твердых фаз, и только после перемешивания пылевого материала и образования однородного по составу облака начинается формирование планетезималей; 2 – аккумуляция пылевых частиц и образование планетезималей начинается с момента появления в облаке наиболее высокотемпературных продуктов конденсации, состав которых варьирует от корунда до анортита [22, 23] (табл. 1). Свидетельством того, что формирование планет происходило по второму сценарию является наличие железных метеоритов и присутствие в углистых хондритах САI – богатых кальцием и алюминием включений, сложенных корундом, гибонитом, гросситом, перовскитом, мелилитом, шпинелью фассаитом и анортитом [16]. Минеральный состав грубозернистых САI приведен в табл. 2 [29]. При давлении 10^{-3} бар конденсация этих фаз происходит в интервале температур от 1760 до 1360 К (табл. 1).

Са-АI включения в углистых хондритах представляют собой обособленные фрагменты, которые могли сформироваться только в том случае, если агломерация пылевых частиц, состоящих из этих минералов, происходила в момент их конденсации, когда другие, более низкотемпературные продукты в протопланетном облаке отсутствовали. Структура

Таблица 1. Последовательность конденсации минералов при давлении 10^{-3} бар [22, 23]

Минерал	Формула	$T_{\text{появл.}}$, К	$T_{\text{исчезн.}}$, К
Корунд	Al_2O_3	1758	1513
Перовскит	$CaTiO_3$	1647	1393
Мелилит	$Ca_2Al_2SiO_7$	1625	1450
Шпинель	$MgAl_2O_4$	1513	1362
Железо	$(Fe,Ni) + Co + Cr$	1471	
Диопсид	$CaMgSi_2O_6$	1450	
Форстерит	Mg_2SiO_4	1444	
Анортит	$CaMgSi_2O_6$	1362	
Энстатит	$MgSiO_3$	1349	
Рутил	TiO_2	1125	
Щелочной полевой шпат	$NaAlSi_3O_8$ $KAlSi_3O_8$	~ 1000	
Троилит	FeS	700	
Магнетит	Fe_3O_4	405	

Таблица 2. Главные минералы грубозернистых САI [29]

Минерал	Модальная распространенность		
	A	B	I
Шпинель, $MgAl_2O_4$	15–20	15–30	20
Мелилит, $Ca_2Al_2SiO_7$	80–85	5–20	редок
Перовскит, $CaTiO_3$	1–2	редок	
Анортит, $CaAl_2Si_2O_8$	редок	5–25	50
Пироксены	редки	36–60	30

включений свидетельствует о том, что они прошли стадию плавления и кристаллизации расплава в телах размером в первые сотни километров [25, 36]. Температура ликвидуса САI по экспериментальным данным равна 1830 К [36].

В последнее время установлено, что геохимические вариации состава железных метеоритов III AB и IV AB являются результатом кристаллизации скоплений расплавленного железа в одиночных родительских телах [35]. Это также возможно только в том случае, если имела место дифференцированная конденсация железа, которая привела к образованию родительских тел, в которых большой объем занимало железо, не содержащее включений других твердых фаз. Отмеченные особенности состава и структуры САI и железных метеоритов позволяют предположить, что, по крайней мере, в области формирования планет земной группы в протопланетном облаке были образованы планетезимали, состоящие из минералов САI и железо-никелевого сплава и из них формировались первичные зародыши планет [2]. Установленный наиболее древний возраст САI и отсутствие в них металлического железа (табл. 2) позволяют предполагать, что некоторое время материал САI был единственным твердым веществом в протопланетном облаке и поэтому центральные части первичных зародышей были сформированы из минералов, которые конденсировались в интервале 1500–1760 К. Значительный объем в первичных зародышах должно занимать

Таблица 3. Вычисленная зависимость температуры в центре растущего зародыша планеты от радиуса и среднего содержания Al_2O_3

Радиус, км	Концентрация Al_2O_3 , %			
	1.0	3.0	4.6	9.0
Температура в центре, К				
50	1240	1701	1734	1825
100	1676	1752	1812	1978
150	1690	1793	1876	2104
200	1701	1828	1928	2206
250	1711	1856	1972	2290
300	1718	1878	2006	2359
400	1730	1912	2059	2461

металлическое железо и силикаты, которые конденсировались вслед за минералами САI и металлическим железом в интервале температур от 1500 до 1350 К. При этом количество железа в зародыше уменьшалось в направлении от центра к периферии. Существование железных метеоритов свидетельствует о том, что в определенном интервале температур происходила конденсация железоникелевого материала без примеси силикатных минералов и поэтому в средней части первичных зародышей мог сформироваться слой, преимущественно сложенный железоникелевым сплавом. Такой состав первичных зародышей обеспечивает высокое содержание Al_2O_3 в зародыше, при котором энергии распада ^{26}Al достаточно для их разогрева выше температуры плавления.

Численные оценки разогрева тел астероидного размера за счет энергии распада ^{26}Al даны в работе [30]. Авторы этой работы решали частную задачу: выявление возможного источника энергии, необходимого для разогрева и метаморфизма метеоритного вещества в астероидных телах малого размера. Аналогичные результаты получены нами для первичных зародышей планет, центральные части которых сложены материалом, близким по составу к САI, масса которых растет со временем по модели Сафронова [8]. Распределение температуры в зародышах разного размера приведено на рис. 1. При вычислениях использованы следующие значения тепловых параметров: теплоемкость $c = 1 \cdot 10^3$ Дж/(кг·К), теплопроводность при нормальных условиях $\lambda_0 = 2$ Вт/(м·К), теплота плавления $L = 4 \cdot 10^5$ Дж/кг, энергия тепловыделения ^{26}Al $q = 2.9 \cdot 10^6$ eV/атом, период полураспада – $7.38 \cdot 10^5$ лет. Температура, которая достигается в центре зародыша определенного радиуса, решающим образом зависит от содержания Al_2O_3 (табл. 3).

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ И ВОЗМОЖНЫЙ СОСТАВ ЯДРА ЗЕМЛИ

Возможность разогрева первичных зародышей Земли до температур плавления САI позволя-

ет предложить принципиально новый механизм образования ядра Земли [2]. Смысл его заключается в следующем. На начальном этапе формирования Земли в протопланетном облаке образовались первичные зародыши Земли размером в первые сотни километров, центральные области которых были разогреты и расплавлены. Вместе с фазами, богатыми алюминием и кальцием, было расплавлено и железо, которое находилось преимущественно в средней части зародышей.

Согласно предложенной нами модели, железоникелевое ядро Земли формировалось при столкновениях первичных зародышей. Благодаря тому, что основной объем первичных зародышей находился в расплавленном состоянии, их столкновения были неупругими. При неупругих столкновениях происходит слияние зародышей. Фрагменты расплавленного железа при столкновении и объединении зародышей вытесняют из центральных частей первичных зародышей менее плотный расплавленный алюмосиликатный материал, который вместе с осколками твердой холодной оболочки выбрасывается в зону питания планеты.

В соответствии с геофизическими данными, современное распределение плотности в ядре Земли требует, чтобы кроме железа в нем присутствовало заметное количество легких компонентов. В нашем варианте на начальном этапе процесса гетерогенной аккумуляции рост ядра происходит при низких давлениях из материала, поступающего на поверхность растущей Земли из зоны питания. Поэтому в состав ядра могли входить только те компоненты, которые к этому времени присутствовали в зоне питания и которые в заметных количествах растворяются в расплавленном железе при низких давлениях. Наиболее обоснованным является предположение о том, что основным легким компонентом в ядре является FeO [6]. На начальном этапе, когда образуются первичные зародыши Земли, состав их железоникелевого материала соответствует составу железных метеоритов, в которых содержание FeO пренебрежимо мало. Троилит, который рассматривается как возможный легкий компонент ядра [6] и который присутствует в железных метеоритах, образовался в них позже железа и не находится в равновесии с железом [21, 33]. Поэтому вхождение заметных количеств серы в ядро в процессе гетерогенной аккумуляции является проблематичным.

Одной из проблем, которые возникают при обсуждении вопроса о вхождении FeO в состав ядра, является возможность достижения в протопланетном облаке величины парциального давления кислорода, необходимой для образования FeO. Априори эта величина неизвестна. В литературе обсуждаются разные варианты получения требуемого значения P_{O_2} в том числе с участием воды [6], однако присутствие в оливине палласитов до 30% фаялитовой молекулы [4] свидетельствует о том, что

оксид железа конденсировался из газовой фазы совместно с металлическим железом. При плавлении оливина в расплаве образуется свободный оксид железа, не связанный с SiO_2 . Происходит это в результате частичного разложения фаялитового компонента [1]:



Зависимость содержания свободного оксида железа от состава расплава в системе MgO-FeO-SiO_2 приведена на рис. 2 [3]. Если расплав оливина находится в равновесии с расплавленным железом, то часть FeO будет растворяться в железе и равновесие этой реакции сместится вправо.

Условия растворения FeO в расплавленном железе детально изучены Е. Отани и А.Е. Рингвудом с соавторами [31, 34]. По их оценке, для того, чтобы плотность ядра соответствовала геофизическим данным, содержание оксида железа в ядре должно достигать 40 мол. % [31]. При температуре плавления оливина и низком давлении растворимость FeO в расплаве железа не превышает 4.0 мол. %, но резко возрастает при повышении температуры, [34]. Высокая растворимость оксида железа достигается при увеличении давления [31]. Это обусловлено тем, что молекулярный объем FeO растворенного в расплавленном железе на 3.8 см^3 меньше, чем в расплаве FeO [31]. Тем не менее, возможность растворения в расплавленном ядре 40 мол. % FeO далеко не очевидна. Проблема заключается в том, что основная масса оливина, из которого оксид железа поступает в ядро, концентрируется в поверхностном слое первичных зародышей, и в этих условиях невозможно обеспечить равномерное распределение оксида в их средних железоникелевых оболочках. Это может быть достигнуто только при образовании вторичных зародышей Земли, когда в результате столкновений происходит перемешивание материала первичных зародышей. При радиусе вторичных зародышей более 200 км необходимая растворимость FeO в ядре достигается за счет высоко-го внутреннего давления.

Рассматривая процесс формирования ядра и силикатной оболочки Земли, следует иметь в виду, что процесс гетерогенной аккумуляции планет заключается не только в осаждении конденсированного вещества определенного состава на поверхности растущей планеты. Он сопровождается разрушением планетезималей при их столкновении друг с другом и выбросом вещества с поверхности планет при ударах планетезималей. Из этого материала в зоне питания планет формируются новые планетезимали и родительские тела метеоритов. Кроме материала, выброшенного с поверхности растущей планеты, 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

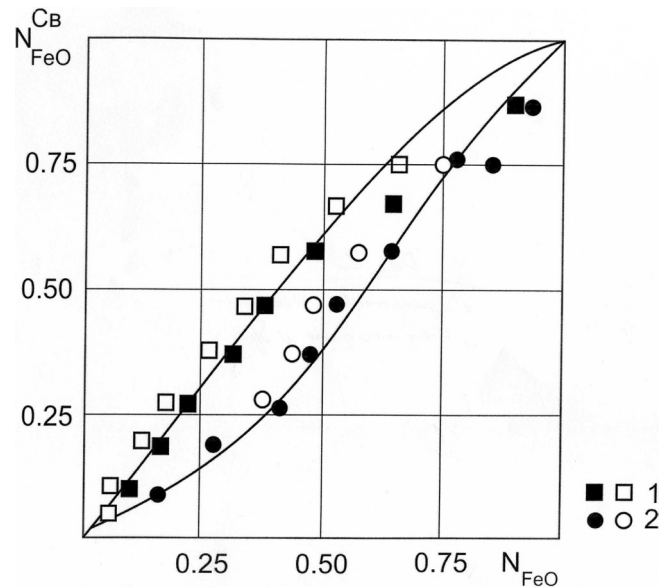


Рис. 2. Зависимость содержания свободного оксида железа в системе MgO-FeO-SiO_2 от мольной доли FeO .

1 – расплав $(0.5\text{MgO}-0.5\text{SiO}_2)\text{-FeO}$; 2 – расплав $(0.2\text{MgO}-0.8\text{SiO}_2)\text{-FeO}$. $T = 2173 \text{ К}$ – темные точки; $T = 1873 \text{ К}$ – светлые точки.

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 САI и железных метеоритов равный 1–3 млн. лет как время формирования ядер планетезималей астероидного размера [13, 17, 35]. В нашей модели этот интервал соответствует времени, в течение которого формируются и разрушаются первичные зародыши Земли. Именно в это время при разрушении первичных зародышей за пределы зоны питания Земли выбрасывается основная масса материала, из которого формируются родительские тела железных метеоритов. Одновременно в результате объединения железа первичных и образования вторичных зародышей образуется основная масса ядра. В это же время на поверхности растущей Земли начинает отлагаться силикатный материал и формируется ее силикатная оболочка, которая перекрывает ядро, в результате чего выброс расплавленного железа из растущей Земли и образование железных метеоритов прекращается, но процесс формирования ядра продолжается.

При столкновении планетезималей с растущей Землей тонкая силикатная оболочка разрушается. При ударах расплавленное железо ядра перемешивается с силикатным материалом оболочки и с по-

верхности Земли выбрасывается материал, соответствующий составу мезосидеритов и Н-хондритов. Часть этого материала остается в зоне притяжения Земли и снова возвращается на Землю. Содержащееся в нем железо плавится и под действием гравитации опускается на поверхность ядра. Время, в течение которого происходит этот процесс, можно определить по относительному возрасту обыкновенных хондритов. Как и следовало ожидать, Н-хондриты, которые формируются из материала силикатных оболочек первичных и вторичных зародышей, появляются через 3–5 млн. лет после СА1 и продолжают образовываться до 15 млн. лет. L и LL-хондриты появляются через 13–15 млн. лет после СА1 и продолжают образовываться до 25–40 млн. лет [15]. При такой интерпретации становится понятной термическая история хондритов. Материал Н-хондритов выбрасывается из первичных зародышей, разогретых до температуры плавления железа. Но к тому времени, когда появляются L и LL-хондриты зародыши должны остыть и возникает вопрос об источнике тепла, необходимого для их разогрева до температуры 1100 К [15]. В нашей модели L и LL-хондриты формируются из материала, выброшенного с разогретой поверхности Земли. Тепловой режим, растущей Земли, обеспечивающий высокую температуру L и LL-хондритов, обсуждается в следующем разделе.

Таким образом, процесс формирования ядра Земли можно разбить на три этапа: 1 – образование первичных зародышей, в которых средняя оболочка преимущественно сложена расплавленным железом; 2 – образование вторичных зародышей, в которых железоникелевый расплав занимает центральную область нового зародыша; 3 – Объединение вторичных зародышей в одну растущую планету. На третьем этапе ядро продолжает расти за счет плавления железа, поступающего на поверхность Земли в составе хондритовых метеоритов и опускания расплава на поверхность ядра. Исходя из среднего содержания железа в метеоритах Н, L и LL типов, на этом этапе в ядро переходит около 30% от массы современного ядра.

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ В ПРОЦЕССЕ РОСТА ЗЕМЛИ

Дальнейшая эволюция растущей Земли решающим образом зависит от температуры, которая была достигнута в ядре. Оценить ее можно следующим образом. Распределение температуры в теле увеличивающегося радиуса находится из численного решения краевой задачи для системы уравнений теплопроводности с конвективным членом, уравнений баланса импульса, массы, гравитационного потенциала и задачи Стефана о перемещении границы фаз [2]. На этом этапе решение можно провести в одномерной модели с учетом возможности

появления расплава без явного выделения положения границы фронта кристаллизации и параметрического учета конвективного теплопереноса в расплаве [10]. На поверхности растущего тела задаются условия, обеспечивающие баланс между поступающей частью потенциальной энергии гравитационного взаимодействия тел, затратой тепла на нагревание выпавшего вещества и излучаемой в пространство тепловой энергии с учетом прозрачности внешней среды.

При математическом моделировании теплового режима ядра следует учитывать, что в рассматриваемой модели процесс разделения протопланетного вещества на металлическую и силикатную составляющие в большей своей части проходит на стадии роста ядра. К моменту завершения формирования ядра концентрация короткоживущих радиоактивных изотопов уменьшается и вклад энергии их распада становится незначительным. Вопрос о вхождении долгоживущих радиоактивных изотопов в состав ядра остается открытым, но в большинстве рассматриваемых моделей их доля предполагается малой.

Математическое моделирование термической эволюции растущей планеты опирается на изложенную выше схему процесса. Для скорости роста зародыша планеты использована модель Сафронова в варианте [8]:

$$\frac{\partial m}{\partial t} = 2(1 + 2\theta) r^2 \omega \left(1 - \frac{m}{M}\right) \sigma, \quad (1)$$

где: ω – угловая скорость орбитального движения, σ – поверхностная плотность вещества в зоне “питания” планеты, M – современная масса планеты, r – радиус растущего зародыша, θ – статистический параметр, учитывающий распределение частиц по массам и скоростям в зоне “питания”. Распределение температуры в теле увеличивающегося радиуса находили из численного решения краевой задачи для уравнения теплопроводности с учетом возможности появления расплава без явного выделения положения границы фронта кристаллизации по [7] и параметрического учета конвективного теплопереноса в расплаве по [9]:

$$c_{эф} \rho \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla(\lambda_{эф} \nabla T) + Q, \quad (2)$$

где: $c_{эф}$, $\lambda_{эф}$ – эффективные значения теплоемкости, и теплопроводности, T – искомая температура в точке в момент времени t , Q – объемная мощность внутренних источников тепла. На поверхности растущего тела задаются условия, обеспечивающие баланс между поступающей частью потенциальной энергии гравитационного взаимодействия тел, затратой тепла на нагревание выпавшего вещества и излучаемой в пространство тепловой энергии с учетом прозрачности внешней среды:

$$k_p \frac{GM}{r} \frac{dr}{dt} = \varepsilon \sigma [T^4 - T_1^4] + \rho c_p [T - T_1] \frac{dr}{dt}, \quad (3)$$

где: ρ – плотность вещества, G – гравитационная постоянная, M – масса растущей планеты r – ее ра-

диус. T и T_1 – соответственно, температура тела на границе и во внешней среде, ϵ – коэффициент прозрачности среды, c_p – удельная теплоемкость, k – доля преобразованной в тепло потенциальной энергии. Скорость изменения радиуса при выбранной плотностной модели определяется из (1). К настоящему времени предложены более совершенные выражения для времени аккумуляции Земли [5]. Обеспечивая качественное подобие с (1) они дают лучшее соответствие с имеющимися данными, но вычисление Δt по этим соотношениям приводит к дополнительным техническим сложностям, что и объясняет использование (1) на данном этапе. Задача решается с использованием постоянного шага по пространственной сетке $\Delta r = 100$ м, и неоднородного шага по временной сетке, который определяется из (1) по заданному Δt . Используется неявная, консервативная, устойчивая схема со вторым порядком аппроксимации по пространственной и первым порядком по временной координате. Для последовательных моментов времени, в которых радиус планеты увеличивается на Δr , находятся распределения температуры, литостатического давления, адиабатической температуры, температуры плавления, вязкости, эффективной теплопроводности, связанной с твердотельным значением через число Нуссельта. Предполагается, что в области с развитой конвекцией реализуются не очень закритические течения, при которых $Nu \leq 2$. Это означает, что полученные распределения температуры в конвективных областях дают ее верхнюю оценку.

К моменту времени, когда размер протопланеты достиг 3500 км, значительно снизилось содержание и выделение энергии короткоживущим ^{26}Al . Затем, по мере увеличения массы протопланеты, увеличивается роль выделения кинетической энергии при падении аккумулируемых тел и частиц. На завершающем этапе аккумуляции ядра учитывается снижение доли преобразуемой в тепло энергии, обусловленное увеличением доли твердой силикатной составляющей соударяющихся тел, что приводит к значительному уменьшению температуры формируемых слоев.

Как видно из результатов, представленных на рис. 3, распределение температуры определяется выделением тепла при распаде короткоживущих радиоактивных изотопов только на начальном этапе, до радиуса около 300 км. Дальнейший баланс энергии зависит от доли потенциальной гравитационной энергии преобразуемой при столкновении аккумулируемых тел в тепло и ее части, которая теряется путем излучения. В соответствии с изложенным выше механизмом, в представленных вариантах дифференциации в явном виде учтено, что на стадии роста большей части железного ядра соударения происходили практически неупруго и значительная часть потенциальной энергии преобразовывалась в тепловую. На заключительном этапе роста ядра за-

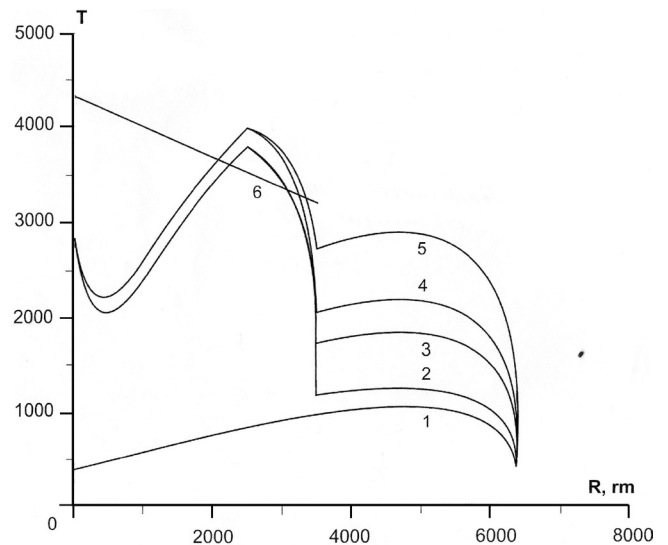


Рис. 3. Возможные варианты распределения температуры к моменту достижения планетой $R = 6300$ км.

1 – аккумуляция из мелких частиц (выделение тепла короткоживущими радиоактивными элементами не учитывается, в области растущего ядра $k = 0.001$, в области мантии $k = 0.001$); 2–3 – учитывается выделение тепла короткоживущими радиоактивными элементами: 2 – в области растущего ядра $k = 0.3$, в области мантии $k = 0.002$; 3 – в области растущего ядра $k = 0.4$, в области мантии $k = 0.1$; 4 – в области растущего ядра $k = 0.4$, в области мантии $k = 0.02$; 5 – в области растущего ядра $k = 0.5$, в области мантии $k = 0.05$; 6 – зависимость температуры плавления вещества ядра от давления [37].

родыш уже оказывался способным удерживать часть внешней хрупкой оболочки тел ударников. Удар становился более упругим, что учитывалось в снижении доли потенциальной энергии, идущей на нагревание. Представленные результаты показывают, что уже к концу формирования ядра распределение температуры, в полученных вариантах в соответствии с экспериментальной зависимостью температуры плавления железа и смеси Fe-FeO от давления [14], обеспечивают расплавленное состояние внешнего, и твердое состояние внутреннего ядра. На рис. 3 представлены некоторые возможные варианты распределения температуры к моменту времени, когда размер протопланеты достиг 6300 км.

ВЫВОДЫ

1. Предложенный вариант гетерогенной аккумуляции позволяет решить один из наиболее сложных вопросов, возникающих при обсуждении различных механизмов формирования Земли: разделение геохимических резервуаров будущего железного ядра и силикатной мантии в течение первых 10 млн. лет.

2. Образование расплавленных центральных областей в первичных зародышах за счет распада

^{26}Al обеспечивает не только сепарацию вещества, но и эффективное преобразование гравитационной энергии в тепловую. Это позволяет получить расплавленное состояние внешнего и твердое состояние внутреннего ядра, еще на этапе аккумуляции Земли.

3. Высокая начальная температура ядра допускает возможность образования на границе ядромантия слоя расплава и дальнейшую дифференциацию вещества мантии в нем.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 13-05-00138-а

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анфилов В.Н., Быков В.Н., Осипов А.А. Силикатные расплавы. М.: Наука, 2005. 357 с.
2. Анфилов В.Н., Хачай Ю.В. Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли // Докл. АН. 2005. Т. 405, № 6. С. 803–806.
3. Бобылев И.Б., Анфилов В.Н. Расчет концентраций оксидов металлов в свободной форме и структурных параметров многокомпонентных силикатных расплавов // Изв. АН СССР. Металлы. 1986. № 2 С. 23–27.
4. Мэйсон Б. Метеориты. М.: Мир, 1965. 305 с.
5. Печерникова Г.В., Витязев А.В. Импаکتы и эволюция ранней Земли // Катастрофические воздействия космических тел / Ред. В.В. Адушкин. М.: ИКЦ Академкнига, 2005. С. 251–265.
6. Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 293 с.
7. Самарский А.А., Моисеенко Б.Д. Экономичная схема сквозного счета многомерной задачи Стефана // Журн. вычислит. математики и мат. физики. 1965. Т. 5. С. 816–827.
8. Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
9. Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188. С. 338–342.
10. Хачай Ю.В., Анфилов В.Н. Численные модели распределения температуры в оболочках Земли на этапе ее аккумуляции // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Пятое научные чтения Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. С. 520–522.
11. Agnor C.B., Capur R.M., Levison H.F. On the character and consequences of large impacts in the late stage of terrestrial planets formation // Icarus. 1999. V. 142. P. 219–237.
12. Amelin Y., Krot A.N. Pb isotopic age of the Allende chondrules // Meteorit. Planet. Sci. 2007. V. 42. P. 1321–1337.
13. 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.
14. Boehler R., Chopelas A., Zerr A. Temperature and chemistry of the core-mantle boundary // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 199–205.
15. 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.
16. Brearley A.J., Jones R.H. Chondrite meteorites // Rev. Min. 1998. V. 36. P. 3–83–3–190.
17. 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.
18. Chambers J.E., Wetherill G.W. Making of the terrestrial planets: N-body integration of planetary embryos in three dimensions // Icarus. 1998. V. 136. P. 304–327.
19. Connelly R.N., Amelin Y., Krot A.N., Bizzarro M. Chronology of the solar system's oldest solids // Astrophys. J. 2008. V. 675. L121–L124
20. Davis A.M., Richert F.M. Condensation and evaporation of solar system material // Meteorites, Comets and planets. V. 1. Treatise on Geochemistry. 2003. V. 341. P. 407–430.
21. Goresy A.E. Quantitative electron microprobe analyses of coexisting sphalerite, daubreelite and troilite in Odessa iron meteorite and their genetic implications // Geochim. Cosmochim. Acta. 1967. V. 31, № 10. P. 1667–1676.
22. Grossman L. Condensation in the primitive solar nebula // Geochim. Cosmochim. Acta. 1972. V. 36. P. 597–619.
23. Grossman J.N., Olsen E. Origin of the high-temperature fraction of C2 chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V. 38. P. 173–187.
24. Harper C.L., Jacobsen S.B. Evidence for ^{182}Hf in the early solar system and constraints in the timescale of terrestrial accretion and core formation // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 1131–1153.
25. Itoh S., Yurimoto H. Contemporaneous formation of chondrules and refractory inclusions in the early Solar System // Nature. 2003. V. 423. P. 728–731.
26. 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.
27. 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.
28. Krot A.N., Amelin Y., Bland P. et al. Origin and chronology of chondritic components // Rev. Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. V. 73. P. 4963–4997.
29. McSween H.R. Chemical and petrographic constraints on origin of chondrules and inclusions in carbonaceous chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. P. 411–418.
30. 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.
31. Othani E., Ringwood A.E., Hibberson W. Composition of core 3, II. Effect of high pressure on solubility of FeO in molten iron // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 71. P. 94–103.
32. 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.
33. Park F.R., Bunch T.E., Masalski T.B. A study of the silicate and other phases in Campo del Cielo meteorite // Geochim. Cosmochim. Acta. 1966. V. 30, № 4. P. 399–414.

34. Ringwood A.E., Hibberson W. The system Fe–FeO revised // *Phys. Chem. Minerals*. 1990. V. 17. P. 313–319.
35. Schersten A., Elliot T., Newskeworth C. et al. Hf-W evidence for rapid differentiation of iron meteorite parent bodies // *Earth Planet. Sci Lett*. 2006. V. 241. P. 530–542.
36. Stolper E. Crystallization sequences of Ca-Al inclusions from Allende: An experimental study // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1982. V. 46, № 11. P. 2159–2180.
37. Walter M.J., Tronnes R.G. Early Earth differentiation // *Earth Planet. Sci Lett*. 2004. V. 225. P. 253–269.

Рецензент И.В. Голованова

Evolution of core and silicate covers during heterogeneous accumulation of the Earth

V. N. Anfilogov*, Yu. Khachai**

**Institute of Mineralogy, Urals Branch of RAS*

***Institute of Geophysics, Urals Branch of RAS*

A variant of heterogeneous Earth's accumulation is considered in that paper. The two stage mechanism of Earth's pre planets forming is the base of that variant. According to results of numerical modeling, on the stage of planets forming the initial pre planets were heating due to decay ^{26}Al up to temperatures about 2000 K. The separation of geochemical reservoirs of the Earth's core and mantle and forming of the main cores part occur due to impact of the initial pre planets. As the Earth grows, the temperature of the outer core can rise up to 4000 K. **Due to this heating during the initial stage of forming of Earth's silicate envelope, a melting layer is developed on the boundary core-mantle, its location and thickness define the mechanism of Earth's mantle forming.**

Key words: *Earth, heterogeneous accumulation, core, silicate envelope.*