

ОСОБЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ ЛУНЫ И ЗЕМЛИ, ОПРЕДЕЛЯЕМЫЕ МЕХАНИЗМОМ ОБРАЗОВАНИЯ СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ–ЛУНА (ДОКЛАД НА 81-Й МЕЖДУНАРОДНОЙ МЕТЕОРИТНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ, МОСКВА, ИЮЛЬ 2018)

© 2019 г. Э. М. Галимов

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
Россия, 119991 Москва, ул. Косыгина, 19
e-mail: galimov@geokhi.ru*

Поступила в редакцию 15.01.2019 г.

После доработки 15.01.2019 г.

Принята к публикации 10.02.2019 г.

В статье рассматриваются некоторые черты геохимии Земли и Луны, в которых проявляется специфика механизма их образования путем фрагментации протопланетного газо-пылевого сгущения (Galimov, Krivtsov, 2012). Принципиальное отличие этой модели от других гипотез образования системы Земля–Луна, в том числе гипотезы мегаимпакта, состоит в том, что она предполагает существование длительной стадии дисперсного состояния вещества, начиная с формирования протопланетного газо-пылевого сгущения, его сжатия и фрагментации и кончая завершающей аккрецией на образовавшиеся высокотемпературные зародыши Земли и Луны. Наличие дисперсного состояния позволяет определенным образом интерпретировать наблюдаемые свойства системы Земля–Луна. Частичное испарение твердых частиц вследствие адиабатического прогрева сжимающегося сгущения приводит к утрате летучих, в том числе FeO. Компьютерное моделирование показывает, что заключительная аккреция в основном совершается на больший фрагмент (зародыш Земли) и лишь незначительно увеличивает массу меньшего фрагмента (зародыш Луны).

Это объясняет относительное обеднение Луны железом и летучими и повышенную концентрацию тугоплавких компонентов по сравнению с Землей. Обратимый характер испарения в дисперсное пространство, в отличие от кинетического режима, и вынос летучих в гидродинамическом потоке за пределы газо-пылевого сгущения определяет утрату летучих без эффекта фракционирования изотопов. Обратимый характер испарения летучих обеспечивает также, в отличие от кинетического режима, сохранение части высоколетучих компонентов, например, воды, в планетном теле, в том числе в Луне. Из существа модели следует, что по крайней мере, значительная часть земного ядра образуется не путем сегрегации железа в расплаве силикат-металл, а путем испарения и восстановления FeO в дисперсной среде с последующим осаждением кластеров элементного железа к центру масс. Этот механизм образования ядра объясняет причину избытка сидерофильных элементов в земной мантии. Он позволяет также дать правдоподобное объяснение наблюдаемому характеру изотопного фракционирования железа ($\delta^{57}\text{Fe}\%$) на Земле и на Луне. Он решает проблему формирования металлического ядра из первично окисленного железа FeO. Дисперсное состояние вещества в период аккреции дает основание предполагать, что утрата летучих происходила в течение времени аккреции. Используя тот факт, что изотопные системы U–Pb, Rb–Sr, ^{129}J – ^{129}Xe , ^{244}Pu – ^{136}Xe содержат летучие компоненты, удается оценить хронологию событий в процессе эволюции протопланетного состояния. В результате получаются согласованные оценки времени фрагментации первичного протопланетного сгущения и образования зародышей Земли и Луны: от 10 до 40 млн лет, и время завершения аккреции Земли и рождения ее как планетного тела: 110–130 млн лет после возникновения солнечной системы. Представленная интерпретация согласуется с тем фактом, что минеральные образования на Луне уже возникли по крайней мере через 60 млн лет после зарождения солнечной системы (Barboni et al., 2017), а металлические ядра Земли и Луны не могли образоваться раньше 50 млн лет от момента зарождения солнечной системы, как следует из анализа Hf–W системы (Kleine et al., 2009). В работе показано, что гипотеза мегаимпакта не удовлетворяет многим ограничениям и не создает основу для объяснения особенностей геохимии Земли и Луны.

Ключевые слова: происхождение Луны; ядро Земли; сидерофильные элементы; $\delta^{57}\text{Fe}\%$, изотопные системы

DOI: 10.31857/S0016-7525648762-776

ВВЕДЕНИЕ

Должен сразу сказать, что я не разделяю идею мегаимпакта, как события, определившего образование Луны и раннюю историю Земли. Гипотеза мегаимпакта со времени первого ее выдвижения в 70-е годы (Hartmann, Davis, 1975; Cameron, Ward, 1976) многократно меняла свое содержание (Melosh, 2000; Canup, 2004), но в любой версии, включая последние (Cuk, Stewart, 2012; Canup, 2012), она не удовлетворяет ряду ограничений. Я не буду останавливаться на детальном критическом анализе модели мегаимпакта, но по ходу изложения укажу на некоторые ее принципиальные слабости, которые заставляют отказаться от нее.

Модель, которая была сформулирована нами (Галимов, 1995), а разные ее аспекты развиты в сотрудничестве с коллегами (Galimov et al., 2005; Galimov, 2011; Galimov, Krivtsov, 2012), основана на предположении, что система Земля–Луна образовалась не в результате мегаимпакта, а путем фрагментации массивного газо-пылевого сгущения, сформировавшегося на околосолярной орбите. Механизм образования подобных массивных сгущений остается пока недостаточно разработанным. Гипотеза мегаимпакта следует в русле принятой теории твердотельной аккумуляции планет. Но эта теория, развитая в свое время В.С. Сафроновым (1969), В. Каулой (Kaula, Harris, 1975), Г. Везериллом (Wetherill, 1986) и другими, так и не смогла разрешить присущих ей трудностей, в частности, преодолеть парадокс так называемого “метрового барьера” (metr-size boulder barrier problem) (см., например, Morbidelli et al., 2012). В качестве альтернативы уже высказывались идеи роста газо-пылевых сгущений до размера, соответствующего 100-км планетезиалиям (Johansen et al., 2007). Еще раньше предполагалось, что среди подобных сгущений единичные образования достигали массы планет (Энеев, 1979). Применение этого сценария к проблеме происхождения Луны показывает, что он согласуется с наблюдаемыми характеристиками Луны и Земли (Галимов, 1995).

Принципиальное отличие нашей модели от других гипотез образования системы Земля–Луна, в том числе гипотезы мегаимпакта, состоит в том, что она предполагает существование длительной стадии дисперсного состояния вещества, начиная с формирования протопланетного газо-пылевого образования, его сжатия и фрагментации и кончая завершающей аккрецией на образовавшиеся зародыши. Наличие

дисперсного состояния позволяет определенным образом интерпретировать наблюдаемые свойства системы Земля–Луна и предсказывать некоторые ее параметры. На этом я хочу сосредоточить внимание в этом сообщении.

**ОТНОСИТЕЛЬНОЕ ОБОГАЩЕНИЕ
ЛУНЫ ЭЛЕМЕНТАМИ ТУГОПЛАВКИХ
КОМПОНЕНТОВ, ОБЕДНЕНИЕ
ЛЕТУЧИМИ И ДЕФИЦИТ ЖЕЛЕЗА**

Объяснение этих трех фундаментальных особенностей лунной геохимии является пропуском для серьезного рассмотрения любой гипотезы происхождения Луны. Изначальная привлекательность гипотезы мегаимпакта состояла как раз в том, что она правдоподобно объясняла эти особенности. Земля содержит массивное ядро, составляющее ~31% ее массы, в то время как масса ядра Луны не может превышать (исходя из ограничений, связанных с ее моментом инерции и пониженной плотностью) 3–5% ее массы. Дефицит железа на Луне гипотеза мегаимпакта объясняла тем, что выброс вещества земной мантии произошел, когда большая часть земного железа уже была сосредоточена в ядре. Но даже эта сильная сторона модели мегаимпакта при углубленном рассмотрении оказывается уязвимой. Надо иметь в виду, что мантия Земли содержит 8% оксида железа, а мантия Луны 12–14%, а учитывая железо в лунном ядре, общее содержание железа в Луне близко к 15%. Анализ Hf–W изотопной системы показывает, что земное ядро не могло возникнуть раньше 50 млн лет с момента образования солнечной системы (Kleine et al., 2009), а на Луне найдены минеральные образования (цирконы), возраст которых оценивается в 60 млн лет, отсчитывая от момента образования солнечной системы (Barboni et al., 2017). Так что ядра Земли могло и не быть в момент предполагаемого мегаимпакта.

В нашей модели дефицит железа на Луне объясняется утратой его в процессе испарения. При гравитационном сжатии температура внутренней части сжимающейся газо-пылевой аккумуляции адиабатически нарастает, и происходит частичное испарение частиц. Было показано, что если фактор испарения включить в уравнения динамики, то становится возможной фрагментация первичного газо-пылевого облака (Galimov et al., 2005; Galimov, Krivtsov, 2012).

Динамика процесса и соответствующие расчеты были изложены раньше. Поэтому я напомним кратко только основные положения, так как

цель моего сообщения сегодня — остановиться на тех геохимических особенностях Земли и Луны, которые получают объяснение в рамках предложенной модели.

Рисунок 1, заимствованный из работы (Galimov, Krivtsov, 2012), иллюстрирует последовательные фазы сжатия и фрагментации газо-пылевого облака с параметрами системы Земля–Луна, полученные при компьютерном моделировании.

Мы подчеркиваем решающее значение фактора испарения. В отсутствии испарения вращательный момент системы Земля–Луна оказывается недостаточным для фрагментации первичного газо-пылевого сгущения. Поэтому оказывались несостоятельными гипотезы отделения Луны от Земли в конденсированном состоянии (в отсутствие дисперсного состояния), например, гипотеза Дж. Дарвина отрыва жидкой Луны из расплавленного земного океана магмы.

В то же время фактор испарения обеспечивает лишь дополнительный вклад к собственному моменту вращения. Поэтому фрагментация исходного газо-пылевого сгущения и, соответственно, крупный спутник возникли только у Земли, изначально обладавшей самым высоким угловым моментом среди планет земной группы (Ringwood, 1979), и не возникли у Меркурия, Венеры и Марса.

Фактор испарения не только важен с точки зрения динамики процесса, но и позволяет

адекватно интерпретировать геохимию Земли и Луны.

Железо — относительно тугоплавкий элемент. Но в первичном космическом веществе, представителями которого являются углистые хондриты, железо находится в форме FeO. Закись железа FeO испаряется инконгруэнтно при относительно низких температурах. Как показали эксперименты (de Maria et al., 1971; Hashimoto, 1983; Маркова и др., 1986), в процессе плавления и испарения вещества хондритов FeO удаляется в пар сразу вслед за наиболее летучими компонентами K_2O и Na_2O (рис. 2).

Показательно, что если плавить материал хондритового метеорита, то при потере приблизительно 40% первоначальной твердой массы остаток приобретает состав, очень близкий к составу Луны (таблица на рис. 2). Это касается и железа. В нашей модели испарение — и есть основной механизм утраты железа Луной.

В процессе испарения происходит выделение в пространство между частицами летучих компонентов и концентрация в частицах тугоплавких элементов. Исследование образцов, доставленных с Луны экспедициями «Аполлон» (США) и «Луна» (СССР), показали, что лунные базальты обогащены Ti и Al. На Земле нет таких высокотитанистых и высокоглиноземистых базальтов как на Луне. Лунные континенты сложены преимущественно анортозитами, в которых доминирующее место занимает Са-плагиоклаз

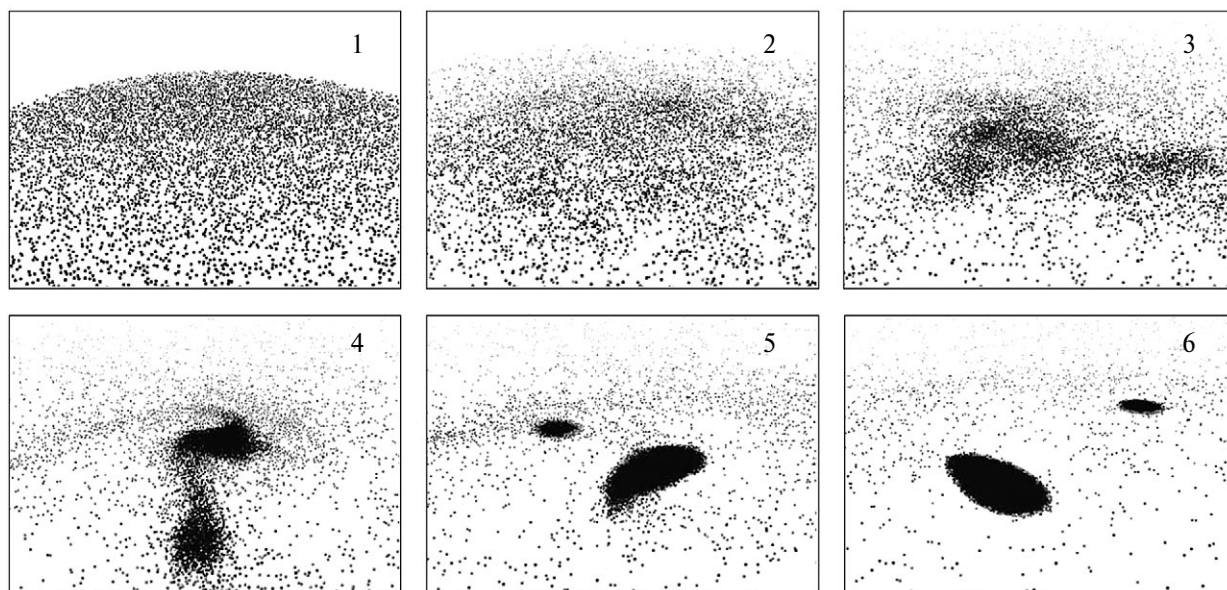


Рис. 1. Компьютерное моделирование ротационного коллапса облака испаряющихся частиц (наклонная проекция) при параметрах системы Земля–Луна (масса — $6.05 \cdot 10^{24}$ кг, вращательный момент — $3.45 \cdot 10^{34}$ кг \cdot м²/сек). 1–6 — стадии развития процесса во времени.

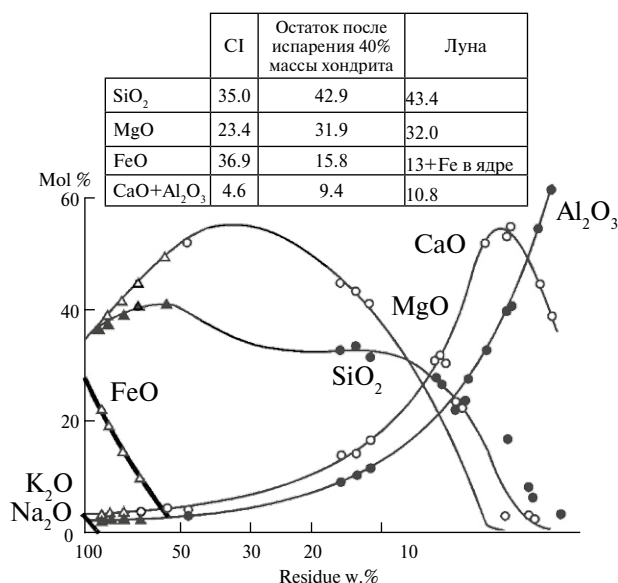


Рис. 2. Изменение состава компонентов вещества хондрита в процессе его плавления и испарения. Экспериментальные данные Hashimoto (1983).

(анортит). Элементы Ca, Al, Ti — образуют наиболее тугоплавкие порообразующие окислы. Не только породы лунной коры, но и мантия Луны, как показывает химико-минералогическая интерпретация результатов сейсмического

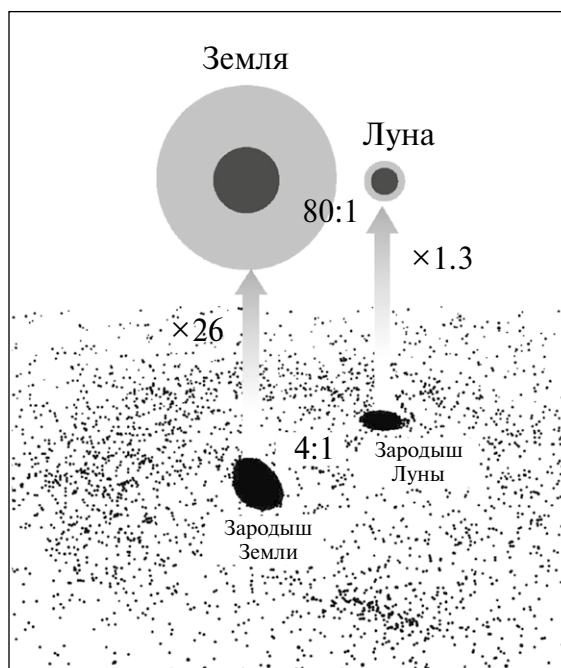


Рис. 3. Компьютерное моделирование показывает, что при соотношении масс зародышей 4:1 в процессе последующей аккреции большая часть материала осаждается на большем из зародышей (26:1.3), в результате чего достигается современное отношение масс Земли и Луны 80:1.

зондирования, обогащена тугоплавким оксидом алюминия Al₂O₃ (Kuskov et al., 2002). Луна содержит меньше летучих, чем Земля. В том числе она обеднена относительно Земли теми окислами твердых пород (K₂O и Na₂O), которые испаряются при плавлении в первую очередь. Иначе говоря, Луна имеет состав небесного тела с более высокотемпературной историей, чем Земля.

Первоначально оба образующихся зародыша, как Земли, так и Луны, в равной степени обеднены железом. Однако компьютерное моделирование показывает, что если один из фрагментов больше другого, то большее тело растет быстрее. Например, по нашим расчетам (Galimov, Krivtsov, 2012), если первоначально различие в массе зародышей составляет 1:4, то больший фрагмент (будущая Земля) вырастает в 26 раз, в то время как меньший фрагмент (будущая Луна) только в 1.3 раза (рис. 3).

Поэтому Луна сохраняет высокотемпературный облик своего зародыша, в то время как Земля собирает почти весь окружающий первоначальный материал, приближаясь, в конечном счете, к исходному хондритовому составу. Расчет показывает, что температура в формирующихся зародышах превышает 2000 К и может достигать в центральной части 3500 К, в то время как в окружающей области газа и частиц она не превосходит 750 К (Galimov, Krivtsov, 2012).

Таким образом, объясняются характерные черты сравнительной геохимии Луны и Земли: дефицит железа на Луне, обогащение Луны тугоплавкими и обеднение ее летучими компонентами.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЗЕМЛИ И ЛУНЫ. УТРАТА ЛЕТУЧИХ БЕЗ ИЗОТОПНОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ

Земля и Луна имеют почти неразличимый изотопный состав на фоне довольно широкого разброса изотопного состава элементов в разных небесных телах и космической пыли (Epstein, Taylor, 1970; Clayton, 1993; Snead et al., 2012). Идентичны изотопные составы даже таких тугоплавких элементов, как титан (Trinquier et al., 2009) и вольфрам (Touboul et al., 2007). Поэтому представляется аксиоматичным образование Земли и Луны из единого источника, как это имеет место в нашей модели. В ранней версии мегаимпакта в качестве такого источника рассматривалась мантия Земли. Но более детальное изучение динамики процесса показало, что Луна

в результате мегаимпакта должна образоваться не из вещества мантии Земли, а главным образом из вещества ударника — того планетного тела, которое налетело на Землю (Melosh, 2000; Canup, 2004). Этот ударник даже получил название — планета Тея. В этом варианте гипотеза продолжала существовать, несмотря на противоречия, которые возникли в связи с происхождением Луны из чужеродного Земле тела. Недавно возник новый поворот. Авторы (Cuk, Stewart, 2012; Canup, 2012) отказались от объяснения аномального вращательного момента Земли при помощи мегаимпакта, т.е. той цели, которая вызвала в свое время к жизни эту гипотезу. Напомню, что гипотеза мегаимпакта впервые была предложена двумя группами астрономов (Hartmann, Davis, 1975; Cameron, Ward, 1976), которые имели целью при помощи мегаимпакта объяснить аномально высокий угловой момент системы Земля—Луна по сравнению с другими планетами земной группы. Заодно это удачно решало проблему дефицита содержания железа в Луне. В новой версии утверждается, что если исходить из изначально высокого вращательного момента Земли, то при определенных условиях возможно полное перемешивание вещества мантии Земли и импактора при температуре, достигающей 6000°C (Canup, 2012). Это разрешает проблему идентичности изотопных составов Луны и Земли, включая тугоплавкие элементы. Однако полное перемешивание рождает другие проблемы. В этом случае начальные отношения в изотопных парах, содержащих радиогенные изотопы, должны быть одинаковы у Луны и Земли, т.е. должна быть общая начальная точка включения радиоактивных часов. А они у Луны и Земли разные. Например, начальные отношения изотопов стронция у Луны: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{moon}} = 0.69906$ (Carlson, Lugmair, 1988), а у Земли: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{earth}} = 0,69940$ (McCulloch, 1994).

Но проблема изотопного состава еще сложнее. Луна заметно обеднена летучими по сравнению с Землей. Необратимая утрата летучих в открытой системе, например при испарении в вакуум, сопровождается кинетическим изотопным эффектом. Эксперименты показывают, что испарение силикатного расплава до той степени, в какой Луна утратила летучие, приводит к заметному фракционированию изотопов: Si, Mg, K (Wang et al., 1994, 2001; Humayun, Cassen, 2000). Это должно было бы привести к соответствующему различию отношений стабильных изотопов элементов Земли и Луны. На самом деле, подобного различия нет. Средние изотопные составы полностью совпадают у лунного

и земного Si (Epstein, Taylor, 1970); Mg (Esat, Taylor, 1992; Sedaghatpour et al., 2012), K (Humayun, Clayton, 1995); Li (Magna et al., 2006) и других элементов. Совпадают линии изотопного фракционирования на трех-изотопной ^{16}O - ^{17}O - ^{18}O диаграмме кислорода (Clayton, 1993). Это плохо совместимо с любым сценарием мегаимпакта. Кинетический изотопный эффект может не проявляться только в некоторых специальных случаях: например, при сублимации с твердой поверхности (Davis et al., 1990; Wang et al., 1999), или по механизму слой за слоем (Yong, 2000). Но в этом случае нет зависимости между мерой испарения компонента и его летучестью. Это — не случай мегаимпакта.

Казалось бы, это относится также и к нашей модели, испарение частиц в которой лежит в основе как геохимии, так и динамики процесса. Но здесь есть одно замечательное различие. В дисперсной системе испарение протекает в закрытой системе. Испарение частиц осуществляется в пространство между частицами. В этом случае фракционирование изотопов имеет обратимый характер. Оно определяется, так называемым, термодинамическим изотопным эффектом, который при высоких температурах пренебрежимо мал.

Важно также, что вещество пара выделяется из дисперсной среды в окружающий космос не в свободном режиме, который также чреват изотопным фракционированием, а выносится газом-носителем. На ранней стадии существования солнечной системы в дисперсной среде сохраняется первичный водород, а затем пары воды как результат процесса восстановления FeO. Они служат газом-носителем, выносящим пары летучих из внутреннего пространства между частицами. Вынос газа в потоке также не сопровождается изотопным эффектом. Таким образом, фракционирование изотопов при дегазации дисперсной системы отсутствует, что и фиксируется, в конечном счете, в отсутствии различия отношений стабильных изотопов элементов Земли и Луны.

Неразличимость изотопного состава Земли и Луны является очень строгим ограничением, которому удовлетворяет обсуждаемая модель и не удовлетворяет модель мегаимпакта.

ОСТАТОЧНОЕ ПРИСУТСТВИЕ ЛЕТУЧИХ И ВОДЫ

Обратимый характер взаимодействия между частицами и паром в дисперсной среде объяс-

няет еще один важный феномен — присутствие остаточных летучих, в том числе воды, не только в Земле, но и в Луне, несмотря на ее высокотемпературную историю. В кинетическом режиме высоко-летучие компоненты удаляются исчерпывающе. В обратимом режиме летучие разделяются между паром и твердой (жидкой) фазой в соответствии с коэффициентами межфазового распределения. Поэтому даже при высокой летучести и высокой температуре летучие компоненты в определенной пропорции могут сохраняться в конденсированной фазе. Это объясняет, в частности, присутствие воды на Луне (Saal et al., 2008; Greenwood et al., 2010), что было бы необъяснимым в модели мегаимпакта.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЯДРА ЗЕМЛИ И ЛУНЫ

Формирование железного ядра в рамках нашей модели, имея в виду дисперсный характер среды, представляется следующим образом (рис. 4).

В момент высокотемпературной фрагментации FeO испаряется, и Луна теряет почти половину своего железа. Удерживаемая часть

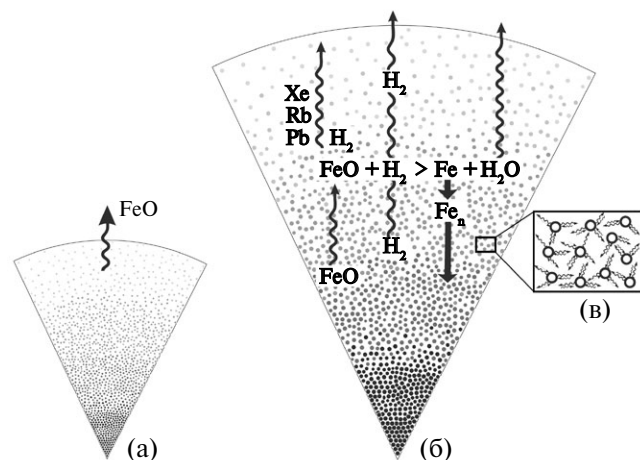


Рис. 4. Аккреция Земли и Луны: (а) — формирование Луны при высокотемпературном процессе фрагментации сопровождается потерей летучих, включая FeO. Точно так же происходит формирование зародыша Земли. (б) — в процессе аккреции Земли в установившемся температурном градиенте в окружающем облаке частиц и газа происходит вслед за испарением восстановление FeO. Кислород удаляется в виде воды. (в) — врезка иллюстрирует обратимый характер испарения летучих в пространстве между частицами. Это наряду с гидродинамическим выносом летучих в потоке носителей (H_2 и H_2O) из дисперсной среды обуславливает отсутствие изотопного фракционирования.

составляет около 15% массы Луны и после консолидации тела Луны сохраняется главным образом в ее мантии. Небольшое металлическое ядро образуется в процессе частичного плавления тугоплавкого оксидно-силикатного состава Луны. Механизм частичного плавления объясняет наблюдаемый характер сидерофильных элементов на Луне (Lebedev, Galimov, 2012).

В случае Земли картина другая. Большая часть массы Земли формируется после фрагментации и образования первичного зародыша. В процессе аккреции в зоне повышенной температуры FeO выделяется из частиц и подвергается восстановлению водородом. Вода выносится из дисперсной среды, а свободные атомы металлического железа агрегируются в кластеры, которые осаждаются к центру масс, постепенно формируя металлическое ядро Земли. В результате Земля не теряет железо. В процессе аккреции формируется ядро, а в силикатных частицах сохраняется остаточная FeO, составляющая, в конечном счете, приблизительно 8% FeO от массы мантии.

Формирование металлического ядра требует удаления эквивалентной массы кислорода. Вообще всегда существовал вопрос, почему Земля имеет металлическое ядро, хотя исходным материалом служит первичное вещество, имеющее состав углистых хондритов, в которых железо присутствует в форме FeO. В нашей модели, предусматривающей испарение FeO в дисперсной среде, восстановление FeO первичным водородом и удаление кислорода в виде H_2O — есть неременная составляющая механизма аккреции и образования ядра. Этот процесс образования ядра принципиально отличается от классического сценария образования ядра путем сегрегации железа из силикатного расплава.

ПРОБЛЕМА СИДЕРОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Еще одна давняя и острая проблема связана с избытком сидерофильных элементов в мантии Земли. Это — элементы, имеющие сродство к железу: Pt, Ir, Os, Re, Pd, Rh, Ru. Некоторые другие элементы также имеют в той или иной степени выраженные сидерофильные свойства — Ni, Co, Mo, W и др.

В классической версии ядро формируется в результате сегрегации железа в расплаве силикат-металл. При этом сидерофильные элементы устремляются в металлическую фазу. Известны экспериментально установленные коэффициен-

ты распределения соответствующих элементов между силикатной и металлической фазой расплава (например, Newsom, 1986). Классические модели ранней истории Земли предполагают наличие океана магмы, сопряженное с формированием ядра. Поэтому ожидается, что мантия в процессе образования ядра должна быть предельно истощена сидерофильными элементами. Однако это не так. Содержание сидерофильных элементов в мантии Земли, особенно высоко-сидерофильных элементов, намного, иногда на несколько порядков выше, чем предсказывается теоретическим распределением (Walter et al., 2000). Причем учет зависимости коэффициентов распределения от температуры, давления, состава силикатов и пр. не обеспечивает возможность скорректировать должным образом картину распределения сидерофильных элементов (Kegler et al., 2008; Richter et al., 2000). Принято, за неимением других объяснений, считать, что избыточное содержание обусловлено поступлением на Землю космогенного (метеоритного) материала, богатого сидерофильными элементами, уже после формирования ядра (идея позднего покрова “last veneer”). Это также встречает ряд противоречий (Haliday, 2008; Jacobson et al., 2003).

В обсуждаемой модели первичное отделение железа от силикатов происходит не в результате плавления, а путем испарения. Большинство упомянутых сидерофильных элементов являются тугоплавкими. В процессе испарения FeO из частиц они остаются в силикатной фазе и поэтому не сопутствуют железу при формировании ядра. Хотя в последующей геологической истории процессы сегрегации железа в расплаве, несомненно, происходили, распределение сидерофильных элементов в мантии далеко от того характера, который оно приобрело бы, если вся масса ядра прошла путь сегрегации железа в расплаве.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЖЕЛЕЗА

Железо — элемент, для которого в отличие от других элементов, установлено значимое отличие его изотопного состава в земной и лунной мантии. Это впервые отметил Пойтрассон (Poitrasson, 2007), но не дал этому объяснения. Вернее, объяснил это испарением в процессе мегаимпакта, но оставил без внимания тот факт, что тогда и другие элементы показали бы изотопное фракционирование. Между тем, отличающееся от других элементов изотопное фракционирование железа как раз вписывается в тот механизм

формирования ядра, который мы рассматриваем в рамках нашей модели.

Испаряющийся из частиц оксид железа FeO восстанавливается водородом. Фактически FeO испаряется инконгруэнтно, т.е. в пар выходят Fe + O. Освобожденные атомы железа агрегируют, т.е. образуют другую фазу. Нет перехода FeO из частиц в пар и обратно. Иначе говоря, в отношении железа процесс оказывается необратимым, хотя испарение совершается, как и в случае других компонентов, в закрытое пространство между частицами. Необратимый переход сопровождается кинетическим изотопным эффектом. В результате образующаяся металлическая фаза должна обогащаться легкими изотопами.

В отношении изотопного фракционирования железа сегодня известно достаточно много. Угlistые хондриты характеризуются величиной $\delta^{57}\text{Fe} = -0.01\text{‰}$ (Poitrasson et al., 2004; Craddock, Dauphas, 2011). На Земле базальты срединно-океанических хребтов имеют в среднем $\delta^{57}\text{Fe} = 0.10\text{‰}$ (Schoenberg, Blanchenburg, 2006), земные коматииты, лерцолиты $\delta^{57}\text{Fe} = 0.05\text{‰}$, дуниты 0.035‰ (Dauphas et al., 2010). В среднем считается, что железо в составе мантии Земли обогащено тяжелым изотопом ($\delta^{57}\text{Fe}_{\text{av}} = 0.05\text{‰}$, Sossi et al., 2016) относительно хондритов.

Что касается Луны, то, если исключить из рассмотрения образцы, подвергшиеся солнечному выветриванию, то наиболее обогащены тяжелым изотопом лунные высоко-титанистые базальты ($\delta^{57}\text{Fe}_{\text{сред}} = 0.266\text{‰}$), в меньшей степени — низко-титанистые базальты ($\delta^{57}\text{Fe}_{\text{сред}} = 0.107\text{‰}$) (Elardo, Shahar, 2017). Но на Луне многие мантийные минералы и породы показывают негативные значения $\delta^{57}\text{Fe}$, например, вулканические стекла ($\delta^{57}\text{Fe}$ от -0.029‰ до -0.014‰ ; Poitrasson et al., 2004), дунит ($\delta^{57}\text{Fe} = -0.50\text{‰}$; Wang et al., 2015). Исходя из этих цифр, можно предположить, что существует баланс между обогащением тяжелым изотопом ^{57}Fe дериватов и соответствующим обеднением тяжелым изотопом продуктов остаточных магм в процессе дифференциации лунной мантии. Тогда вполне вероятно, что железо в Луне в целом имеет изотопный состав, совпадающий с изотопным составом хондритов ($\delta^{57}\text{Fe} = -0.01\text{‰}$).

На Земле почти все мантийные субстраты показывают позитивные значения $\delta^{57}\text{Fe}$. Если железо в Земле в целом, как и в случае других элементов, все же имеет изотопный состав, совпадающий с изотопным составом железа Луны и хондритов, то логично предположить, что изо-

топно-тяжелое железо в мантии Земли компенсировано изотопно-легким железом в ядре.

Надо при этом иметь в виду, что в процессе сегрегации железа в расплаве силикат-металл, как показали эксперименты, изотопный эффект либо отсутствует, либо железо обогащено тяжелым изотопом (Hin et al., 2012). Железные метеориты также обогащены тяжелым изотопом от 0.01 до 0.32‰ (Williams et al., 2006). Конечно, нет прямых данных об изотопном составе железа земного ядра. Но если феномен обогащения земного ядра легкими изотопами железа имеет место, то он согласуется именно с тем механизмом образования земного ядра, который следует из нашей модели.

ЭВОЛЮЦИЯ ДИСПЕРСНОГО СОСТОЯНИЯ. ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗЕМЛИ И ЛУНЫ

Как я уже подчеркивал, существенная особенность обсуждаемой модели состоит в том, что она предусматривает стадию дисперсного состояния вещества в процессе формирования планет.

Модель предполагает три стадии эволюции предпланетного и планетного тела. Первая стадия — это возникновение и развитие первичной газо-пылевой протопланетной аккумуляции. Она завершается фрагментацией и образованием зародышей Земли и Луны. Фактически при этом образуется основная масса Луны. Вторая стадия — это аккреция дисперсного вещества на образовавшиеся зародыши. Это — стадия, главным образом, роста массы Земли. Компьютерное моделирование дает оценки роста Земли на этой стадии приблизительно в 26 раз, а Луны — в 1.3 раза. Третья стадия — это существование Земли и Луны в качестве консолидированных планетных тел, т.е. их геологическая история.

В дисперсном состоянии происходит утрата летучих. Она прекращается с завершением дисперсной стадии, когда образовавшиеся планетные тела начинают удерживать летучие. Среди элементов летучих есть тяжелые элементы, такие как Pb, Xe, Rb, которые имеют радиоактивные и радиогенные изотопы, входящие в состав известных изотопных систем. Если наши модельные представления верны, то используя соответствующие изотопные системы, можно попытаться установить хронологию событий в процессе формирования системы Земля—Луна.

Эти оценки уже были сделаны нами (Galimov, 2011; Galimov, Krivtsov, 2012) ранее. По-

этому я остановлюсь кратко только на принятых подходах и полученных результатах.

U—Pb система

Земная мантия обеднена свинцом. В первичном соотношении урана к свинцу (в момент возникновения солнечной системы) преобладал свинец: $(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_0 = 0.27$, а в современном соотношении преобладает уран, хотя уран распадается, а изотоп свинца ^{204}Pb стабилен. Величина отношения урана к свинцу, обозначаемая $^{238}\mu$, оценивается в диапазоне от 8 до 10, в среднем $^{238}\mu \sim 9$ (Anders, Grevesse, 1989; Allegre et al., 1995).

Полагали, что обеднение свинцом земной мантии, возможно, обусловлено уходом свинца в ядро в сульфидной форме (Allegre et al., 2008). Но свинец — скорее литофильный, чем сидерофильный элемент, хотя в сульфидной форме он действительно проявляет сидерофильные свойства. Сродство свинца к железу в любом случае меньше, чем сродство таких типично сидерофильных элементов как W и Co, которыми мантия обеднена в меньшей степени, чем свинцом. Нужно также заметить, что Луна обеднена свинцом в существенно большей степени, чем Земля, хотя Луна обладает гораздо меньшим ядром.

Мы предположили, следуя логике нашей модели, что свинец был утрачен вследствие его летучести в период, когда прото-земное вещество находилось в дисперсной фазе. Земля стала удерживать свинец, когда процесс аккреции завершился.

Свинец имеет радиогенные изотопы ^{206}Pb и ^{207}Pb , образующиеся в результате распада ^{238}U и ^{235}U соответственно. Это открывает возможность подойти к оценке времени завершения аккреции, т.е. времени, с которого начинается существование Земли как планетного тела. Необходимые исходные данные для этого имеются.

Нам нужно описать процесс, который состоит в том, что происходит непрерывный распад ^{238}U с производством ^{206}Pb и распад ^{235}U с производством ^{207}Pb (рис. 5). При этом изотопы свинца теряются в период дисперсного состояния, а после консолидации планеты содержание стабильного изотопа ^{204}Pb не изменяется, а содержание радиогенных изотопов ^{206}Pb и ^{207}Pb нарастает по мере распада соответственно ^{238}U и ^{235}U . Если $t=0$, время возникновения солнечной системы, а время $t=t^*$ — время завершения аккреции, то этот процесс можно описать следующими уравнениями (Galimov, 2011):

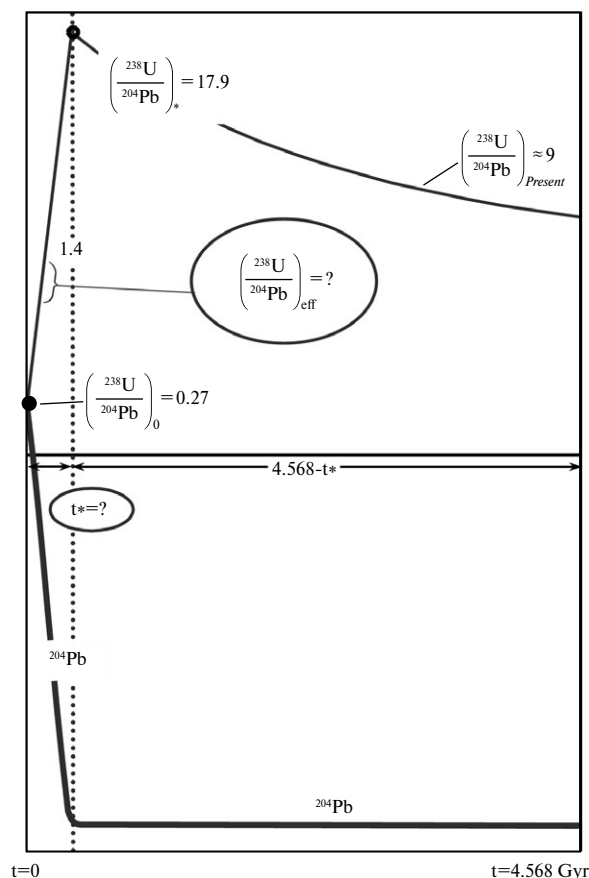


Рис. 5. Изменение соотношений изотопов в системе $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ в связи с утратой изотопа ^{204}Pb в течение дисперсной стадии (в период аккреции от $t=0$ до $t=t^*$) и распадом ^{238}U при неизменном содержании ^{204}Pb в период существования планеты от t^* до 4.568 млрд лет. Аналогичное по смыслу соотношение имеет место для системы $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (Galimov, 2011).

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{Present}} = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + {}^{238}\mu_{\text{eff}} \cdot e^{\lambda_{238}(T-t^*)} (e^{\lambda_{238}t^*} - 1) + {}^{238}\mu [e^{\lambda_{238}(T-t^*)} - 1],$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{Present}} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + {}^{235}\mu_{\text{eff}} \cdot e^{\lambda_{235}(T-t^*)} (e^{\lambda_{235}t^*} - 1) + \frac{{}^{238}\mu}{138} [e^{\lambda_{235}(T-t^*)} - 1].$$

Подробности, связанные с составлением этих уравнений и принимаемыми при этом допущениями, приведены в работах (Galimov, 2011; Galimov, Krivtsov, 2012). Большинство параметров этого уравнения известны. Отношение изотопов свинца в настоящее время:

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{Present}} = 18.279; \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{Present}} = 15.491.$$

Эти значения, использованные нами в (Galimov, 2011), несколько отличаются от рекомендованных сегодня в GEOROC database (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>): 18.655 и 15.524 соответственно. Но это несильно влияет на результат по сравнению с другими неопределенностями.

Первичные отношения изотопов свинца (железный метеорит *Canion Diablo*, Tatsumoto et al., 1973):

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 = 9.307; \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 = 10.294;$$

T — возраст Земли 4.568 Гиг (миллиардов лет); $\lambda_{238} = 0.155125 \text{ Гиг}^{-1}$ и $\lambda_{235} = 0.98485 \text{ Гиг}^{-1}$ — константы распада ^{238}U и ^{235}U соответственно, μ_{238}

примерно равно ~ 9 ; $\mu_{235} = \frac{1}{137.88} \mu_{238}$; μ_{eff}^{238} — интегральная средняя величина отношений $\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}$

в период дисперсной фазы от $t=0$ до t^* . Если бы потери ^{204}Pb не происходило, то в уравнении присутствовала бы величина отношений $\mu^* = \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)^*$.

Но поскольку ^{204}Pb в этот период непрерывно убывает, величину μ^* следует заменить некоторой эффективной величиной μ_{eff} . Более детально это рассмотрено в (Galimov, Krivtsov, 2012).

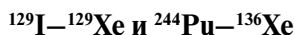
После подстановки в уравнение известных значений возникают два уравнения с двумя неизвестными. Одно из них t^* — это время завершения аккреции. С учетом имеющихся неопределенностей t^* оказывается в диапазоне от 110 до 130 млн лет. Это время завершения аккреции. Фактически это время рождения Земли как планетного тела.

Подобный подход, предполагающий потерю свинца при испарении, с использованием двух изотопных систем (^{238}U — ^{206}Pb и ^{235}U — ^{207}Pb), применили и опубликовали недавно J. Connely и M. Bizzaro (2016). Они получили результат 140–150 млн лет при несколько иных допущениях. Вероятно, им остались незнакомы наши работы (Galimov, 2011; Galimov, Krivtsov, 2012). Но главное, следуя парадигме, они относят это время к моменту мегаимпакта, что совершенно неприемлемо, учитывая наличие более ранних минеральных образований Луны.

Например, недавно сообщалось о достаточно надежном определении возраста лунных цирконов в 60 млн лет от начала солнечной системы (Barboni et al., 2017).

Луна утратила свинец в большей степени, чем Земля, что согласуется с логикой нашей модели. Но применить в этом случае U—Pb изотопную систему не удастся из-за большой неопределенности параметров системы. Например, оценки отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ для Луны варьируют от 27 до 70 (Premo, Tatsumoto, 1991; Gaffney et al., 2007). В отношении Луны более продуктивным является применение Rb—Sr системы.

Но прежде остановимся на особенностях изотопного состава ксенона, которые дают основание считать, что дисперсное состояние, в течение которого утрачивались летучие, действительно длилось приблизительно 120 млн лет.



Ксенон, являющийся при нормальных условиях газом, имеет 8 изотопов, некоторые из которых имеют радиогенную составляющую. Наиболее значительный радиогенный вклад имеют ^{129}Xe и ^{136}Xe . Они образуются за счет распада ^{129}I и ^{244}Pu соответственно. Это — короткоживущие изотопы: ^{129}I имеет период полураспада 17 млн лет, а ^{244}Pu — 81 млн лет. В атмосферном воздухе относительное содержание этих изотопов ксенона оказалось гораздо меньше, чем можно было бы ожидать, исходя из распространенности ^{129}I и ^{244}Pu (Ozima, 1994; Podosek, Ozima, 2000). Этот дефицит радиогенных изотопов ксенона был назван «ксеноновым парадоксом», указывавшим на то, что первичный ксенон был Землей утрачен (Swindle, Podosek, 1988; Allegre et al., 1995). Исходя из времени распада короткоживущих изотопов ^{129}I и ^{244}Pu , наиболее вероятное время утраты первичного ксенона оценивалось в 110–130 млн лет после зарождения солнечной системы (Podosek, Ozima, 2000; Allegre et al., 2008). В качестве причины, приведшей к утрате ксенона, рассматривалось некое катастрофическое событие. К. Аллегр и др. (Allegre et al., 2008) предположили, что это событие привело одновременно с потерей первичной атмосферы к глобальному магматизму, сопровождавшемуся образованием ядра и удалением свинца в ядро. Ряд авторов это событие увязывали с мегаимпактом, сформировавшим Луну (Halliday, 2008; Porcelli et al., 2001). Но в этом случае возникает несогласованность со временем образования ранних пород Луны. Предполагалось, что, возможно, было два мегаимпакта 20–50 и 95–100 млн лет (Pepin, Porcelli,

2006). Но еще один катастрофический удар, помимо того, который образовал Луну, считается невозможным (Canup, Asphaug, 2001).

В соответствии с нашей моделью утрата ксенона, так же как утрата свинца и других летучих, произошла в период существования дисперсной фазы аккреции Земли. Соответственно, этот период длился приблизительно 110–130 млн лет, т.е. тот же интервал времени, который мы установили, рассматривая U—Pb изотопную систему. При этом Земля не утратила, а унаследовала атмосферу, сложившуюся к концу аккреции.

Rb—Sr система

Рубидий, так же как и свинец, является относительно летучим элементом. Изотоп рубидия ^{87}Rb производит радиогенный изотоп стронция ^{87}Sr с константой распада $\lambda_{87} = 1,42 \cdot 10^{-11}$ лет $^{-1}$. Первичное соотношение рубидия к стронцию характеризуется величиной $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.92$ (Grevese et al., 1998). Земля и Луна существенно обеднены рубидием: $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{earth}} = 0.09$ и $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{moon}} = 0.018$ соответственно.

Известно начальное отношение изотопов стронция для солнечной системы — $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.69892$ и начальное изотопное отношение Sr для Луны $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{moon}} = 0.69906$ (Carlson, Lugmair, 1988). Начальное изотопное отношение Sr для Земли $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{earth}} = 0.69940$ (McCulloch, 1994).

Подчеркнем еще раз, что начальные отношения изотопного состава стронция Земли и Луны значимо отличаются. Это противоречит любому сценарию мегаимпакта, где начальные отношения радиогенных изотопов не должны отличаться.

В любой данный момент изотопное отношение стронция в системе определяется уравнением:

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_* = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0 + \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{eff}} \left[e^{\lambda_{87}T} - e^{\lambda_{87}(T-t^*)} \right].$$

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_*$ можно рассматривать как начальное отношение изотопов Sr для Луны, которое нам известно. Поскольку рубидий непрерывно теряется, нужно использовать, как и в случае свинца, интегрально усредненное отношение $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{eff}}$. Если принять, что потеря рубидия в дисперсном состоянии среды осуществляется все время по одному закону, то можно определить $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{eff}}$ из уравнения, составленного для Земли, приняв время завершения аккреции Земли (приблизительно 120 млн лет), вычисленное из U—Pb системы. Получим тогда

$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{eff}} = 0.26$ (Galimov, 2011). Подставив это значение в уравнение, записанное выше, получим его теперь для Луны в виде:

$$0.69940 = 0.69892 + 0.26 \cdot 1.07 (e^{1.42 \cdot 10^{-11} t_{\text{moon}}} - 1).$$

Из этого соотношения следует, что фрагментация сжимающейся первичной аккумуляции случилась приблизительно через 40 млн лет после возникновения солнечной системы. Практически это было временем возникновения Луны, хотя ее полная аккреция завершилась позже. Более подробно расчетные процедуры описаны в (Galimov, 2011; Galimov, Krivtsov, 2012).

Другой предельный случай — когда потеря рубидия до фрагментации не происходит. Иначе говоря, холодное газо-пылевое облако полностью удерживает летучие. Тогда время фрагментации и образования зародыша Луны определяется из следующего соотношения:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{i\text{-moon}} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 + \\ + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_0 (1 - e^{\lambda t_{\text{moon}}}).$$

Подставляя в этом случае известные отношения, получим $t_{\text{moon}} = 10\text{--}11$ млн лет. Это предельно возможное раннее время образования Луны. Таким образом, в рамках нашей модели фрагментация первичного газо-пылевого сгущения и образование основной массы Луны случились в промежутке между 10 и 40 млн лет от начала солнечной системы. Это отвечает ограничению, связанному с оценкой возраста наиболее ранних обнаруженных минеральных образований на Луне: 60 млн лет, отсчитывая от зарождения солнечной системы (Barboni et al., 2017).

Hf–W

Изотопная система $^{182}\text{Hf} - ^{182}\text{W}$ не связана с летучестью этих элементов. И гафний, и вольфрам — тугоплавкие элементы. ^{182}Hf — короткоживущий изотоп, который с периодом полураспада 8.9 млн лет превращается в ^{182}W .

Hf — литофил, а W — сидерофил. Они разделяются в расплаве силикат-металл. Поскольку источником ^{182}W является радиоактивный изотоп ^{182}Hf , изотопный состав вольфрама ($^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$) в силикатной фазе смещается. Чем раньше происходит сегрегации железа, тем больше различие (величина $\epsilon^{182}\text{W}$) между изотопным составом вольфрама в силикатной фазе и первичным отношением $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$.

Первые определения дали значительные позитивные значения $\epsilon^{182}\text{W}$ (Lee, Haliday, 1995; Lee et al., 1997; Halliday, Lee, 1999). Однако в дальнейшем выявилась аналитическая некоррект-

ность ранних измерений, в том числе не учет вклада от взаимодействия ^{181}Ta с космогенными нейтронами (Leya et al., 2000). В конечном счете выяснилось, что Земля и Луна имеют почти идентичный изотопный состав вольфрама в пределах $\Delta\epsilon^{182}\text{W} = 0.09 \pm 0.1$, лишь ненамного отличающийся от первичного хондритового ($\epsilon^{182}\text{W} = +1.9$). Мантии как Земли, так и Луны обеднены вольфрамом вследствие удаления вольфрама в ядро, причем в разной степени: у Луны $\text{Hf}/\text{W} = 26 \pm 2$, а у Земли 17 ± 5 . Первичное отношение этих элементов в углистых хондритах составляет $\text{Hf}/\text{W} = 1.21$ (Kleine et al., 2008). Отсюда очевидно, что удаление вольфрама из расплава в ядро могло произойти только после почти полного вымирания радиоактивного изотопа ^{182}Hf . Согласно расчету Кляйне и др. (Kleine et al., 2009), это произошло не раньше, чем через 50 млн лет после возникновения солнечной системы. Иначе это привело бы к различию изотопных составов вольфрама Земли и Луны.

Если принять в расчет наши оценки времени фрагментации и формирования основной массы Луны от 10 до 40 млн лет, то получается, что ядро Луны возникло не сразу в расплавленном зародыше, а после его частичного застывания. Это хорошо согласуется с наблюдаемым характером распределения сидерофильных элементов на Луне. Распределение сидерофильных элементов на Луне, в отличие от земного, соответствует возможности образования лунного ядра в процессе сегрегации железа в системе расплава силикат-металл, но не при полном плавлении, а в условиях частичного плавления (Lebedev, Galimov, 2012; Galimov, Krivtsov, 2012).

Если рассматривать факты с позиции гипотезы мегаимпакта, то получается следующее. На Луне найдены минеральные свидетельства ее существования спустя ~60 млн лет после зарождения солнечной системы (Barboni et al., 2017). Учитывая, что 10–20 млн лет требуются на остывание первично расплавленной Луны (Elkins-Tanton et al., 2011), а земное ядро, согласно Hf–W изотопной системе, не могло возникнуть раньше 50 млн лет (Kleine et al., 2009), теряет силу объяснение в рамках гипотезы мегаимпакта дефицита железа на Луне, как обусловленного тем, что к моменту мегаимпакта земное железо уже было сконцентрировано в ядре Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Модель формирования Земли и Луны путем фрагментации протопланетного газо-пылевого

сгущения предполагает образование высокотемпературных зародышей Земли и Луны с последующей аккрецией на них всей остальной части протопланетного сгущения.

Частичное испарение частиц в зоне повышенных температур в процессе аккреции объясняет дефицит железа на Луне, обогащение Луны тугоплавкими и обеднение летучими компонентами.

Обратимый характер испарения в дисперсное пространство и вынос летучих в гидродинамическом режиме за пределы газо-пылевого сгущения определяет утрату летучих без фракционирования изотопов. Обратимый характер испарения летучих обеспечивает в отличие от кинетического режима сохранение части высоколетучих компонентов, например воды, в планетном теле, в том числе в Луне.

Из существа модели следует, что по крайней мере значительная часть земного ядра образуется не путем сегрегации железа в расплаве силикат-металл, а путем испарения и восстановления FeO в дисперсной среде с последующим осаждением кластеров железа к центру масс.

Этот механизм образования ядра объясняет причину избытка сидерофильных элементов в земной мантии, согласуется с данными по изотопному составу железа, решает проблему формирования металлического ядра из первично окисленного железа FeO.

Дисперсное состояние вещества в период аккреции дает основание предполагать, что утрата летучих происходила в течение времени аккреции. Используя тот факт, что изотопные системы: U—Pb, Rb—Sr, $^{129}\text{J} - ^{129}\text{Xe}$, $^{244}\text{Pu} - ^{136}\text{Xe}$, содержат летучие компоненты, можно оценить хронологию событий в процессе эволюции протопланетного состояния. В результате получают согласованные оценки времени фрагментации и образования зародышей Земли и Луны: от 10 до 40 млн лет, и время завершения аккреции Земли и рождения ее как планетного тела: 110–130 млн лет после возникновения солнечной системы. Основная масса Луны образовалась в период до 40 млн лет. Земля в это время представляла собой зародыш, близкий по составу к Луне, и немалого (раза в четыре) превосходящий ее по массе. Металлические ядра Луны и Земли, как следует из рассмотрения Hf—W изотопной системы, начали формироваться позже, спустя более 50 млн лет после возникновения солнечной системы (рис. 6). Эти оценки отвечают ограничениям, связанным с ранним временем появле-

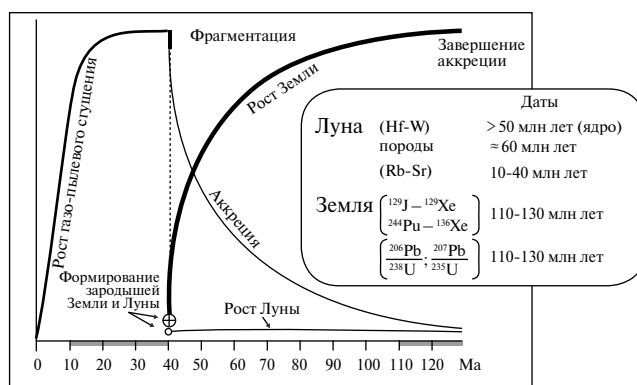


Рис. 6. Хронология событий в момент формирования системы Земля—Луна по механизму фрагментации протопланетного сгущения с последующей аккрецией на образовавшиеся зародыши Земли и Луны.

ния минеральных образований на Луне (около 60 млн лет с момента возникновения солнечной системы) и особенностями распределения сидерофильных элементов на Луне и на Земле.

Мы приходим также к выводу, что гипотеза мегаимпакта не удовлетворяет многим ограничениям и не создает основу для объяснения особенностей геохимии Земли и Луны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Галимов Э.М. (1995) Проблема происхождения Луны. В сборнике «Основные направления геохимии» (к 100-летию акад. А.П. Виноградова) под редакцией Э.М. Галимова, Москва; «Наука», 8–43.
- Маркова О.М., Яковлев О.И., Семенов Г.А., Белов А.Н. (1986) Некоторые общие результаты по испарению природных расплавов в камере Кнудсена. *Геохимия* (11), 1559–1564.
- Сафронов В.С. (1969) Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. Москва: «Наука».
- Энеев Т.М. (1979) Новая аккумуляционная модель формирования планет и структура внешних областей солнечной системы. Москва: Препринт, ИПМ АН СССР, 23 с.
- Allègre C. J., Manhès G., Göpel C. (1995) The Age of the Earth, *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 1445–1456.
- Allègre C. J., Manhès G. and Göpel C. (2008) The Major Differentiation of the Earth at 4.45 Ga. *Earth Planet. Sci. Lett.* **267**, 368–398.
- Anders E., Grevesse N. (1989) Abundances of the Elements: Meteoritic and Solar, *Geochim. Cosmochim. Acta* **53**, 197–214.
- Barboni M., Boehke P., Keller B., Kohl I., Shoene B., Young E., McKeegan K.D. (2017) Early formation of the Moon 4.51 billion years ago. *Science advances* **3**, 1–8.
- Cameron A.G.W., Ward W. (1976) The Origin of the Moon. In: *Proceed. 7-th Lunar Sci. Conference*, 120–122.

- Canup R.M., Asphaug E. (2001) Origin of the Moon in a Giant Impact near the End of the Earth's Formation, *Nature* **41** (6848), 708–712.
- Canup R.M. (2004) Simulations of a Late Lunar Forming Impact. *Icarus* **168**, 433–456.
- Canup R.M. (2006) Forming a Moon with an Earth-like composition via a giant impact. *Science* **338**, 1052–1055.
- Carlson R.W., Lugmair G.W. (1988) The age of ferroan anorthosite 60025: Oldest crust on a young Moon? *Earth Planet. Sci. Lett.* **90**, 119–130.
- Clayton R.N. (1993) Oxygen isotopes in meteorites. In: *Annu. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.* **21**, 115–149.
- Connelly J.N., Bizzarro M. (2016) Lead isotope evidence for a young formation age of the Earth-Moon system. *Earth Planet. Sci. Lett.* **452**, 36–43.
- Craddock P. R., Dauphas N. (2011) Iron Isotopic Compositions of Geological Reference Materials and Chondrites. *Geostand. Geoanalytical Res.* **35**, 101–123.
- Cuk M., Stewart S.T. (2012) Making the Moon from a fast-spinning Earth: A giant impact followed by resonant despinning. *Science* **338**, 1047–1052.
- Davis A.M., Hashimoto R.N., Clayton R.N., Mayeda T.K. (1990) Correlated isotopic mass fractionation of oxygen, magnesium and silicon in forsterite evaporation residues. *Nature* **347**, 655–658.
- Dauphas N., Teng F. Z., Arndt N. T. (2010) Magnesium and iron isotopes in 2.7 Ga Alexo komatiites: Mantle signatures, no evidence for Soret diffusion, and identification of diffusive transport in zoned olivine. *Geochim. Cosmochim. Acta* **74**, 3274–3291.
- De Maria G., Balducci G., Guido M., Piacente V. (1971) Mass Spectrometric Investigation of the Vaporization Process of Apollo 12 Lunar Samples. In: *Proc. 2nd Lunar. Conf.* **2**, 1367–1380.
- Elardo S. M., Shahar A. (2017) Non-chondritic iron isotope ratios in planetary Mantles as a result of core formation. *Nat. Geosci.* **10**, 317–321.
- Elkins L.T., Burgess S., Yin Q.-Z. (2011) The lunar magma ocean: reconciling the solidification process with lunar petrology and geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* **304**, 326–336.
- Epstein S., Taylor H.P. (1970) Stable isotopes, rare gases, solar wind, and spallation products. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{30}\text{Si}/^{28}\text{Si}$, D/H, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ studies of lunar rocks and minerals. *Science* **167**, 533–535.
- Esat T.M., Taylor S.R. (1992) Magnesium isotope fractionation in lunar soil. *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, 1025–1031.
- Gaffney A.M., Borg L.E., Asmeron Y. (2007) U-Pb systematics in mare basalt source regions: A combined U-Pb, Rb-Sr. and Sm-Nd study of mare basalts 10017. *Geochim. Cosmochim. Acta* **71**, 3656–3671.
- Galimov E. M. (2004) On the origin of lunar material. *Geochem. Int.* **42**(7), 595–609.
- Galimov E.M. (2011) Formation of the Moon and the Earth from a Common Supraplanetary Gas Dust Cloud. Lecture Presented at the XIX All-Russia Symposium on Isotope Geochemistry, November 2010. *Geochem. Int.* **49**(6), 537–554.
- Galimov E.M., Krivtsov A.M., Zabrodin A.V., Legkostupov M. S., Eneev T.M., Sidorov Yu. I. (2005) Dynamic Model for the Formation of the Earth-Moon System, *Geochem. Int.* **43**(11), 1045–1055.
- Galimov E.M., Krivtsov A.M. (2012) *Origin of the Moon. New concept. Geochem and Dynamics*. De Gruyter, Berlin/Boston.
- Georg R.B., Halliday A.N., Schauble E.A., Reynolds B.C. (2007) Silicon in the Earth's core. *Nature* **447**, 1102–1106.
- Greenwood J. P. et al. (2010) Water in Apollo rock samples and the D/H of lunar Apatite. In: *Proc. 41st Lunar Planet Sci. Conf. Abst.* 2439.
- Grevese N., Sauval A. J. (1998) Standard Solar Composition. In: *Solar Composition and Evolution – from Core to Corona*, Eds. C. Frohlich, M.C. E. Huber and S.K. Solanki, *Space Sci. Rev.* **85**: 161–174.
- Halliday A.N., Lee D.C. (1999) Tungsten Isotopes and the Early Development of the Earth and Moon. *Geochim. Cosmochim. Acta* **63**, 4157–4179.
- Halliday A.N. (2008) A young Moon-forming giant impact at 70–110 million years accompanied by late-stage mixing, core formation and degassing of the Earth. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* **A366**, 4163–4181.
- Hartmann W.K., Davis D.R. (1975) Satellite-Sized Planets and Lunar Origin, *Icarus* **24**: 504–515.
- Hashimoto A. (1983) Evaporation Metamorphism in the Early Solar Nebula – Evaporation Experiments on the Melt $\text{FeO-MgO-SiO}_2\text{-CaO-Al}_2\text{O}_3$ and Chemical Fractionations of Primitive Materials. *Geochem. J.* **17**, 111–145.
- Hin R. C., Schmidt M. W., Bourdon B. (2012) Experimental evidence for the absence of iron isotope fractionation between metal and silicate liquids at 1 GPa and 1250–1300 °C and its cosmochemical consequences. *Geochim. Cosmochim. Acta* **93**, 164–181.
- Humayun M., Clayton R.N. (1995) Precise Determination of the Isotopic Composition of Potassium: Application to Terrestrial Rocks and Lunar Soils. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 2115–2130.
- Humayun M., Cassen P. (2000) Processes Determining the Volatile Abundances of the Meteorites and Terrestrial Planets. In: *Origin of the Earth and Moon*, Eds.: R.M. Canup and K. Righter, Univ. Arizona Press, Tucson, 3–23.
- Jacobson A., Morbidelli A., Raymond S.N., O'Brien D.P., Walsh K.J., Rubie D.C. (2003) Highly siderophile elements in Earth's mantle as a clock for the Moon-forming impact. *Nature* **508**, 84–98.
- Johansen A., Oishi J. S., Low M.-M., Klahr H., Henning T., Youdin A. (2007) Rapid planetesimal formation in turbulent circumstellar disks. *Nature* **448**, 1022–1025.
- Kaula W. M., Harris A.W. (1975) Dynamics of lunar origin and orbital evolution. *Rev. Geophys. Space Phys.* **13**, 363–371.
- Kegler P., Holzheid A., Frest D. J., Rubie D.C., Dohmen R., Plame H. (2008) New Ni and Co metal-silicate partitioning data and their relevance for an early terrestrial magma ocean. *Earth Planet Sci. Lett.* **268**: 28–40.
- Kleine T., Touboul M., Van Orman J.A., Bourdon B., Maden C., Mezger K., Halliday A. N. (2008) Hf-W thermochronometry: Closure temperature and constraints on the accretion and cooling history of H chondrites parent body. *Earth Planet. Sci. Letters* **270**, 106–118.

- Kleine T., Touboul M., Bourdon B., Nimmo F., Mezger K., Palme N., Jacobsen S., Yin Q.-Z., Halliday A.N. (2009) Hf-W chronology of the accretion and early evolution of asteroids and terrestrial planets. *Geochim. Cosmochim. Acta* **73**, 5150–5188.
- Kuskov O. L., Kronrod V.A., Hood L. L. (2002) Geochemical constraints on the seismic properties of the lunar mantle. *Phys. Earth Planet Intern.* **134**, 175–189.
- König S. et al. (2011) The Earth's tungsten budget during mantle melting and crust formation. *Geochim. Cosmochim. Acta* **75**, 2119–2136.
- Lee D.-C., Halliday A.N. (1995) Hafnium-Tungsten Chronometry and the Timing of Terrestrial Core Formation. *Nature* **378**, 771–774.
- Lee D.-C., Halliday A.N., Snyder G.A., Taylor L.A. (1997) Age and Origin of the Moon. *Science* **278**, 1098–1103.
- Lebedev E.B., Galimov E.M. (2012) Experimental modeling of the origin of the Moon's metallic core at partial melting. *Geochim. Int.* **50**(8), 639–648.
- Leya I., Rainer W., Halliday A.N. (2000) Cosmic-Ray Production of Tungsten Isotopes in Lunar Samples and Meteorites and Its Implications for Hf–W Cosmochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.* **175**, 1–12.
- Magna T., Wiechert U., Halliday A.N. (2006) New constraints on the lithium isotope compositions of the Moon and terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.* **243**, 336–353.
- McCulloch M. T. (1994) Primitive Sr-87/Sr-86 from an Archean barite and conjecture on the Earth's age and origin. *Earth Planet. Sci. Lett.* **126**(1-3): 1–13.
- Melosh H. J. (2000) A New and Improved Equation of State for Impact Computations. In: *Proc. 31st Lunar Planet. Conf.*, abst. 1903.
- Morbidelli A., Lunine J.I., Raymond S.N., Walsh K.J. (2012) Building terrestrial planets. *Annu. Rev. Earth Planet Sci.* **40**, 251–275.
- Newsom H. E. (1986) Constraints on the origin of the Moon from the abundance of Molybdenum and other siderophile elements. In: *Origin of the Moon* (Eds: W.K. Hartmann, R.G. Phillips, G.J. Taylor), Lunar Planet., Inst., Houston, 203–230.
- Ozima M. (1994) Noble gas state in the mantle. *Rev. Geophys.* **32**, 405–426.
- Pepin R.O., Porcelli D. (2006) Xenon isotope systematics, giant impact and mantle degassing on the early Earth. *Earth Planet. Sci. Lett.* **250**: 470–485.
- Podosek F.A., Ozima M. (2000) The Xenon Age of the Earth. In: *Origin of the Earth and Moon*. Ed.: R.M. Canup and K. Righter, Univ. Arizona, 63–74.
- Poitrasson F.F., Halliday A. N., Lee D. C., Levasseur S., Teutsch N. (2004) Iron isotope differences between Earth, Moon, Mars and Vesta as possible records of contrasted accretion mechanisms. *Earth Planet. Sci. Lett.* **223**, 253–266.
- Poitrasson F. (2007) Does planetary differentiation really fractionate iron isotopes *Earth Planet. Sci. Lett.* **256**, 484–492.
- Porcelli D., Woollum D., Cassen P. (2001) Deep Earth Rare Gases: Initial Inventories, Capture from the Solar Nebula, and Losses during Moon Formation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **193**, 237–251.
- Premo W. R., Tatsumoto M. (1991) U-Th-Pb isotopic systematics of lunar norite 78235. In: *Proc. 21st Lunar Planet. Sci. Conf.*, Houston, 89–100.
- Righter K., Drake M. J. (2000) Metal/silicate equilibrium in the early Earth: new constraints from the volatile moderately siderophile elements Ga, Cu, P and Sn. *Geochim. Cosmochim. Acta* **64**, 3581–3597.
- Ringwood A.E. (1979) *Origin of the Earth and the Moon*. Springer-Verlag, NY, Heidelberg, Berlin.
- Saal A.E., Hauri E.H., Van Orman J.A., Ruberford M.J. (2012) D/H ratios of the Lunar volcanic glasses. In: *Proc. 42nd Lunar and Planet Sci. Conf.*, abst. 1327.
- Schoenberg R., Blanckenburg F. (2006) Modes of planetary-scale Fe isotope fractionation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **252**, 342–359.
- Sedaghatpour F.S., Teng F.Z., Liu Y., Sears D.W.G., Taylor L.A. (2012) Behavior of magnesium isotopes during lunar magmatic differentiation. In: *Proc. 43rd Lunar Planet. Sci. Confer.*, abst. 2884.
- Snead C.J., McKeegan K.D., Burchell M.J., Kearsley A.T. (2012) Oxygen isotope measurements of simulated Wild-2 impact crater radines. In: *Proc. 43rd Lunar and Planet Sci. Confer.*, abst. 2238.
- Sossi P. A., Nebel O. and Foden J. (2016) Iron isotope systematics in planetary reservoirs. *Earth Planet. Sci. Lett.* **452**, 295–308.
- Swindle T.D., Podosek F.A. (1988) Iodine–Xenon Dating. In: *Meteorites and the Early Solar System*, Eds.: J. F. Kerridge and M. S. Matthews, Univ. Arizona, Tucson, 1127–1146.
- Tatsumoto M., Knight R.J., Allegre C.J. (1973) Time difference in the formation of meteorites as determined from the ratio of Lead-207 to Lead-206. *Science* **180**, 1279–1283.
- Touboul M., Kleine T., Bourdon B., Palme H., Wieler R. (2007) Late formation and prolonged differentiation of the Moon inferred from W isotopes in lunar metals. *Nature* **450**, 1206–1209.
- Tringuir A., Elliot T., Ulfbeck D., Coath Ch., Krot F.N., Bizzarro M. (2009) Origin of nucleosynthetic isotope heterogeneity in the solar Protoplanetary disk. *Science* **324**, 374–376.
- Walter M. J., Newsome H. E., Ertel W., Holzheid A. (2000) Siderophile elements in the Earth and Moon: Metal/Silicate partitioning and implication for core formation. In: *Origin of the Earth and Moon*, Eds.: R. Canup and K. Righter, Univ. Arizona Press, 265–290.
- Wang J., Davis A.M., Clayton R. N., Mayeda T. K. (1994) Chemical and Isotopic Fractionation during the Evaporation of the FeO-MgO-SiO₂-CaO-Al₂O₃-TiO₂-REE Melt System. In: *Proceed. 30th Lunar Planetary Science Conf.*, abst. 1459.
- Wang J., Davis A. M., Clayton R.N., Hashimoto A. (1999) Evaporation of Single Crystal Forsterite: Evaporation Kinetics, Magnesium Isotope Fractionation and Implication of Mass-Dependent Isotopic Fractionation of Mass-Controlled Reservoir. *Geochim. Cosmochim. Acta* **63**, 953–966.
- Wang L., Davis A.M., Clayton R. N., Mayeda T. K., Hashimoto A. (2001) Chemical and isotopic fractionation during the evaporation of the FeO-MgO-SiO₂-CaO-Al₂O₃-TiO₂ rare earth element melt system. *Geochim. Cosmochim. Acta* **65**, 479–494.
- Wang K., Jacobsen S. B., Sedaghatpour F., Chen H., Koreteev R. L. (2015) The earliest Lunar Magma Ocean dif-

ferentiation recorded in Fe isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.* **430**, 202–208.

Wetherill G.W. (1986) Accumulation of the terrestrial planets and implications concerning lunar origin. In: *Origin of the Moon* (Eds: Hartman W.K. et al.), Houston, Lun. Plan. Inst., 519–550.

Williams H. M., Markowski A., Quitté G., Halliday A. N., Teutsch N., Levasseur S. (2006) Fe isotope fractionation in

iron meteorites: New insights into metal sulphide segregation and planetary accretion. *Earth Planet. Sci. Lett.* **250**, 486–500.

Young E.D. (2000) Assessing the implication of K isotope cosmochemistry for evaporation in the planetary solar nebula. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **183**, 321–333.

Yurimoto H., Kuramoto K. (2004) Molecular cloud origin for the oxygen isotope heterogeneity in the solar system. *Science* **305**, 1763–1766.

FEATURES OF THE GEOCHEMISTRY OF THE MOON AND THE EARTH, DETERMINED BY THE MECHANISM OF FORMATION OF THE EARTH – MOON SYSTEM (REPORT AT THE 81ST INTERNATIONAL METEORITE CONFERENCE, MOSCOW, JULY 2018)

© 2019 E. M. Galimov

*Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry V.I. Vernadsky RAS
Russia, 119991 Moscow, Kosygina street, 19
e-mail: galimov@geokhi.ru*

Received: 15.01.2019

Received version received: 15.01.2019

Accepted: 10.02.2019

This article discusses some features of geochemistry of the Earth and the Moon, which manifests the specificity of the mechanism of their formation by fragmentation of protoplanetary gas-dust condensation (Galimov & Krivtsov, 2012). The principal difference between this model and other hypotheses of the Earth-Moon system formation, including the megaimpact hypothesis, is that it assumes the existence of a long stage of the dispersed state of matter, starting with the formation of protoplanetary gas-dust condensation, its compression and fragmentation and ending with the final accretion to the formed high-temperature embryos of the Earth and the Moon. The presence of the dispersed state allows a certain way to interpret the observed properties of the Earth-Moon system. Partial evaporation of solid particles due to adiabatic heating of the compressing condensation leads to the loss of volatiles including FeO. Computer simulations show that the final accretion is mainly performed on a larger fragment (the Earth's embryo) and only slightly increases the mass of the smaller fragment (the Moon embryo). This explains the relative depletion of the Moon in iron and volatile and the increased concentration of refractory components compared to the Earth. The reversible nature of evaporation into the dispersed space, in contrast to the kinetic regime, and the removal of volatiles in the hydrodynamic flow beyond the gas-dust condensation determines the loss of volatiles without the effect of isotopes fractionation. The reversible nature of volatile evaporation also provides, in contrast to the kinetic regime, the preservation of part of the high-volatile components, such as water, in the planetary body, including the Moon. It follows from the essence of the model that at least a significant part of the Earth's core is formed not by segregation of iron in the silicate-metal melt, but by evaporation and reduction of FeO in a dispersed medium, followed by deposition of clusters of elemental iron to the center of mass. This mechanism of formation of the core explains the observed excess of siderophilic elements in the Earth's mantle. It also provides a plausible explanation for the observed character of iron isotopes fractionation (in terms of $\delta^{57}\text{Fe}\%$) on Earth and on the Moon. It solves the problem of the formation of iron core from initially oxide (FeO) form. The dispersed state of the substance during the period of accretion suggests that the loss of volatiles occurred during the time of accretion. Using the fact that isotopic systems: U–Pb, Rb–Sr, ^{129}J – ^{129}Xe , ^{244}Pu – ^{136}Xe , contain volatile components, it is possible to estimate the chronology of events in the evolution of the protoplanetary state. As a result, agreed estimates of the time of fragmentation of the primary protoplanetary condensation and formation of the embryos of the Earth and the Moon are obtained: from 10 to 40 million years, and the time of completion of the earth's accretion and its birth as a planetary body: 110 – 130 million years after the emergence of the solar system. The presented interpretation is consistent with the fact that solid minerals on the Moon have already appeared at least 60 million years after the birth of the solar system (Barboni et al., 2017), and the metal core in the Earth and in the Moon could not have formed before 50 million years from the start of the solar system, as follows from the analysis of the Hf–W system (Kleine et al., 2009). It is shown that the hypothesis of megaimpact does not satisfy many constraints and does not create a basis for the explanation of the geochemistry of the Earth and the Moon.

Keywords: origin of the Moon; Earth's core; siderophilic elements; $\delta^{57}\text{Fe}\%$, the isotopic system.

(For citation: Galimov E.M. Features of the Geochemistry of the Moon and the Earth, determined by the mechanism of formation of the Earth – Moon system (Report at the 81st international meteorite conference, Moscow, July 2018) *Geokhimiya*. 2019;64(8):762–776. DOI: 10.31857/S0016-7525648762-776)