

ВЛИЯНИЕ ТЕРМАЛЬНОГО СОСТОЯНИЯ НА ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАНТИИ И РАЗМЕРЫ ЯДРА ЛУНЫ

© 2019 г. О. Л. Кусков^{а,*}, Е. В. Кронрод^а, В. А. Кронрод^а

^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
Россия, 119991 Москва, ул. Косыгина, 19

*e-mail: ol_kuskov@mail.ru

Поступила в редакцию 03.10.2018 г.

После доработки 25.12.2018 г.

Принята к публикации 14.01.2019 г.

На основе совместной инверсии сейсмических и гравитационных данных в сочетании с методом минимизации свободной энергии Гиббса по расчету фазовых равновесий в рамках системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ исследовано влияние термального состояния на модели химического состава мантии и размеры Fe-S ядра Луны. В качестве граничных условий использованы сейсмические модели из экспериментов Apollo, масса и момент инерции из данных миссии GRAIL по изучению гравитационного поля Луны. В результате решения обратной задачи получены ограничения на химический состав (концентрации породообразующих оксидов) и минералогию трехслойной мантии. Показано, что вне зависимости от распределения температуры, концентрации FeO ~11–14 мас.% и значения магнезиального числа MG# 80–83 примерно одинаковы в верхней, средней и нижней мантии Луны, но резко отличаются от таковых для валового состава силикатной Земли (Bulk Silicate Earth = BSE, FeO ~8% и MG# 89). Напротив, оценки содержания Al_2O_3 в мантии довольно заметно зависят от распределения температуры. Для рассмотренных сценариев термального состояния с различием по температуре в 100–200 °C на разных глубинах концентрации Al_2O_3 увеличиваются от 1–5% в верхней и средней мантии до 4–7 мас.% в нижней мантии с количеством граната вплоть до 20 мас.%. Для «холодных» моделей валовая распространенность оксида алюминия в Луне составляет $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 1-1.2 \times \text{BSE}$, а для «горячих» моделей может находиться в интервале $1.3-1.7 \times \text{BSE}$. Концентрации SiO_2 в меньшей степени зависят от распределения температуры и составляют 50–55% в верхней и 45–50 мас.% в нижней мантии; ортопироксен, а не оливин является доминирующим минералом верхней мантии. На основе моделирования плотности расплавов Fe-S при высоких *P-T* параметрах проведены оценки размеров лунного ядра. Радиусы Fe-S ядра со средней плотностью 7.1 г/см³ и содержанием серы 3.5–6 мас.% находятся в интервале 50–350 км с наиболее вероятным значением около 300 км и довольно слабо зависят от теплового режима Луны. Результаты моделирования предполагают, что мантия Луны стратифицирована по химическому составу, и указывают на существенные различия в составах Земли и ее спутника.

Ключевые слова: Луна, внутреннее строение, химический состав, температура, мантия, ядро

DOI: 10.31857/S0016-7525646567-584

ВВЕДЕНИЕ

Система Земля – Луна занимает особое место среди тел Солнечной системы. Ее происхождение – одна из фундаментальных проблем естествознания, а проблема образования Луны играет особую роль в современных сценариях формирования спутников Солнечной системы (Рускол, 1975; Левин, Маева, 1975; Галимов, 2008; 2011; Galimov, Krivtsov, 2012; Hartmann, 2014; Discussion Meeting Issue, 2014; Meier et al., 2014; Barr, 2016). Исследование внутреннего строения Луны, выявление сходства и/или различия химического состава силикатной оболочки Земли (Bulk Silicate Earth, BSE)

и ее спутника (Bulk Silicate Moon, BSM) является ключевой проблемой лунной геохимии и геофизики (Ganapathy, Anders, 1974; Ringwood, 1977; Mueller et al., 1988; Jones, Palme, 2000; Wiczorek et al., 2006; Галимов, 2008; Neal, 2009; Khan et al., 2013; Dauphas et al., 2014; Taylor, Wiczorek, 2014; Sossi, Moynier, 2017).

Петролого-геохимические и изотопные исследования образцов лунного вещества, доставленных американскими экспедициями Apollo и советскими автоматическими станциями «Луна» (Флоренский и др., 1981; Taylor, 1982; Wiczorek et al., 2006; Neal, 2009), а также последующие дистанционные исследования дают

прямую информацию о распределении химических элементов, воды и других летучих компонентов, но накладывают слабые ограничения на химический состав и минералогию глубинных пород. Геофизические данные экспериментов Apollo, Lunar Prospector, GRAIL, Kaguya, Chang-E, Chandrayaan по изучению гравитационного и электромагнитного полей позволяют уточнить численные характеристики внутреннего строения и динамической фигуры Луны (безразмерные моменты инерции, коэффициенты упругости, мощность и плотность коры и др.) и оценить размеры частично расплавленного ядра (Hood et al., 1999; Konopliv et al., 2001; Williams et al., 2001, 2014; Garcia et al., 2012; Weber et al., 2011; Shimizu et al., 2013; Matsumoto et al., 2015; Раевский и др., 2015; Matsuyama et al., 2016), но дают лишь косвенную информацию о термальном состоянии и химическом составе мантии и ядра Луны.

Химический состав Луны должен рассматриваться в качестве фундаментального геохимического ограничения при тестировании космогонических моделей ее происхождения. Однако модели валового состава Луны неоднозначны, а отсутствие образцов мантийных пород ограничивает наше понимание состава и химической дифференциации Луны. Основные противоречия связаны с оценкой концентраций тугоплавких оксидов CaO и Al₂O₃, а также FeO, имеющих ключевую роль в эволюции Луны и влияющих на количество и устойчивость основных минеральных фаз (плагноклаза, оливина, пироксенов, граната), физические свойства и момент инерции.

Ряд авторов предполагает обогащение силикатной оболочки Луны (относительно земной мантии) тугоплавкими элементами примерно на 50% (Morgan et al., 1978; Taylor, 1982; Kuskov, 1997; Lognonné et al., 2003; Taylor et al., 2006; Галимов, 2008). Другие исследователи на основе корреляционных соотношений Mg/Si, Al/Si, Mg/Al, содержаний U, Th, а также анализа зеленых стекол и лунных метеоритов оценивают концентрации Al₂O₃ на уровне 4% (Ringwood, 1977; Warren, Rasmussen, 1987; Warren, 2005; Longhi, 2006), т.е. как почти одинаковые в силикатных оболочках Земли и ее спутника. В геохимической литературе часто рассматриваются две предельные модели состава Луны: модель TWM (Taylor Whole Moon model), (Taylor, 1982; Taylor et al., 2006), обогащенная Ca и Al, и модель LPUM (Lunar Primitive Upper Mantle model), (Longhi, 2006), имеющая концентрации тугоплавких оксидов, близкие к земным. Обе модели по содержанию FeO раз-

личаются почти в два раза, то есть в отношении распространенности FeO также нет консенсуса (Sossi, Moynier, 2017).

В настоящей работе на основе совместной инверсии сейсмических и гравитационных данных методом Монте-Карло в сочетании с методом минимизации свободной энергии Гиббса исследовано влияние термального состояния на модели химического состава трехслойной мантии в рамках системы Na₂O-TiO₂-CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ (NaTiCFMAS) и размеры ядра Луны в системе Fe-S. Основная задача состоит в обращении геофизических данных в геохимические модели внутреннего строения мантии и ядра Луны. В качестве основных граничных условий использованы сейсмические модели из экспериментов Apollo, масса и момент инерции из данных миссии GRAIL. С этой задачей сопряжено выявление степени химической однородности резервуаров мантии и определение валового состава Луны, что позволит провести сопоставление состава силикатных фракций Луны и Земли и выявить их геохимическое сходство и/или различие.

МОДЕЛЬ

Мы рассматриваем пятислойную модель сферически симметричной Луны, дифференцированной в результате частичного плавления первоначально однородного тела. Модель состоит из анортозитовой коры, трехслойной мантии и железо-сульфидного ядра (Lognonné, 2005; Gagnepain-Beyneix et al., 2006; Weber et al., 2011; Garcia et al., 2012; Khan et al., 2013; Wieczorek et al., 2013; Williams et al., 2014).

В ранних работах толщина коры в местах посадки Apollo 12, 14, 16 оценивалась в интервале 30–75 км (Nakamura, 1983; Lognonné et al., 2003; Wieczorek et al., 2006; Khan et al., 2013). В связи с усовершенствованием методов анализа сейсмической информации Apollo и появлением новых данных GRAIL по гравитационному полю и топографии Луны появились более надежные оценки мощности и плотности коры (Wieczorek et al., 2013), согласно которым средняя толщина лунной коры может варьировать в пределах 34–43 км. Неоднородная по толщине анортозитовая кора заменяется однородной по составу, плотности и мощности сферической оболочкой. По современным представлениям (Shearer et al., 2006; Khan et al., 2013), содержание Al₂O₃ в материковой коре составляет 25–28 мас.% Al₂O₃ (около 30% для верхнего и промежуточного слоя и ~20% для самого нижнего слоя мафической

коры). Уменьшение толщины коры почти вдвое подразумевает и одновременное уменьшение валового содержания оксида алюминия в Луне, что дает дополнительную аргументацию сторонникам одинаковой распространенности тугоплавких элементов в Луне и Земле (Dauphas et al., 2014; Taylor, Wiczorek, 2014).

Вопрос о степени плавления остается одним из ключевых в отношении термальной и магматической эволюции Луны (Шарков, Богатиков, 2001; Wiczorek et al., 2006; Shearer et al., 2006). Оценки толщины магматического океана (lunar magma ocean, LMO), основанные на физико-химических моделях и геофизической информации, охватывают интервал глубин от верхних 500 км до частичного или полного плавления всей Луны (Snyder et al., 1992; Longhi, 2006; Elardo et al., 2011; Arai, Maruyama, 2017; Charlier et al., 2018). Однако в ряде сейсмических исследований существование глобального разрыва на глубине 500 км поставлено под сомнение (Lognonné et al., 2003; Khan et al., 2007), в то время как имеющиеся данные по недавней тектонической активности Луны не согласуются с глобальным плавлением и предполагают наличие недифференцированной нижней мантии (Watters et al., 2012). Состав исходного LMO и его термальная и композиционная эволюция остаются предметом дискуссии (Elardo et al., 2011; Arai, Maruyama, 2017; Charlier et al., 2018).

На основе современной обработки сейсмической информации (Lognonné, 2005; Gagnepain-Beuneix et al., 2006) глубина солидификации LMO предполагается равной 750 км, ниже которой находится первичная (primordial) мантия, не затронутая процессами частичного плавления. Входные параметры модели Луны приняты следующими: масса (7.3463×10^{22} кг), средний радиус (1737.15 км) и безразмерный момент инерции ($I_S = (I/MR^2) = 0.393112 \pm 0.000012$) по (Williams et al., 2014); состав, средняя толщина ($H_{cr} = 39$ км) и плотность ($\rho_{cr} = 2.6$ г/см³) коры по (Taylor, 1982; Wiczorek et al., 2013); средняя плотность Fe-S-ядра ($\rho = 7.1$ г/см³) по (Kuskov, Belashchenko, 2016a,b). Скорости P -, S -волн ($V_{P,S}$) в мантии приняты по сейсмической модели (Gagnepain-Beuneix et al., 2006), согласно которой мантия состоит из трех зон: верхняя мантия на глубинах 39–240 км, средняя – 240–750 км и нижняя мантия, простирающаяся от 750 км до границы с ядром.

Геохимическая природа геофизических границ не вполне ясна. Фазовый переход шпинель-гранат, имеющий место ниже 200 км и сопровождающийся крайне незначительным скачком

скоростей P -, S -волн и плотности (Kuskov, 1997; Kuskov et al., 2014a), не в состоянии объяснить резкие изменения скоростей на глубинах 240–270 км в сейсмических моделях (Nakamura, 1983; Gagnepain-Beuneix et al., 2006). Фазовые переходы на глубинах ниже 500 км не обнаружены (Kuskov, 1997; Khan et al., 2013). По этой причине геофизическую границу на глубине 750 км, на которой скорости упругих волн испытывают скачок (Gagnepain-Beuneix et al., 2006) и с которой может быть связана подошва LMO, вероятно, можно рассматривать как химический раздел, отделяющий первичное вещество нижней мантии от дифференцированных внешних оболочек.

Минералогия фазовых ассоциаций и их физические свойства (скорости P -, S -волн, упругие модули и плотность) на данной глубине зависят от распределения температуры в мантии, которое *a priori* неизвестно. Термальное состояние обычно оценивается по результатам определений теплового потока, распространенности долгоживущих радиоактивных элементов, профилей скоростей P -, S -волн и численного моделирования внутреннего строения и тепловой истории Луны (Левин, Маева, 1975; Keihm, Langseth, 1977; Warren, Rasmussen, 1987; Khan et al., 2013; Кронрод и др., 2014). На рис. 1 при-

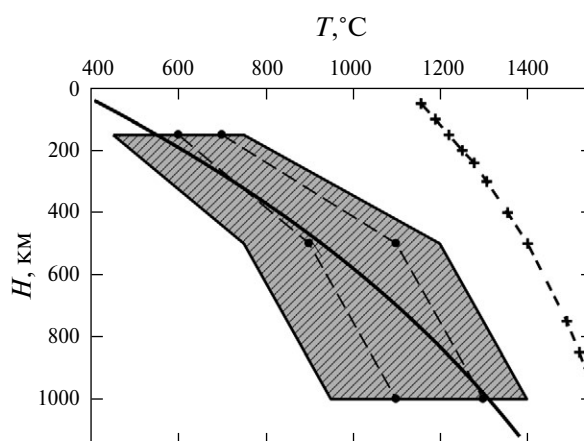


Рис. 1. Распределение температур в мантии Луны, полученных инверсией сейсмических и гравитационных данных. Профили всех селенотерм отвечают условиям возрастания температуры по глубине $T_{i-1} \leq T_i \leq T_{i+1}$. Сплошная линия – профиль температуры по уравнению $T(^{\circ}\text{C}) = 351 + 1718\{1 - \exp[-0.00082H(\text{км})]\}$ (Kuskov, Kronrod, 2009). Кресты – солидус перидотита (Hirshmann, 2000). Штриховыми линиями показаны профили температур на средних глубинах мантийных резервуаров для «холодной» ($T_{150} = 600^{\circ}\text{C}$, $T_{500} = 900^{\circ}\text{C}$, $T_{1000} = 1100^{\circ}\text{C}$) и «горячей» ($T_{150} = 700^{\circ}\text{C}$, $T_{500} = 1100^{\circ}\text{C}$, $T_{1000} = 1300^{\circ}\text{C}$) моделей Луны.

ведены геофизически допустимые интервалы температур в мантии Луны, восстановленные из сейсмических и гравитационных данных (Hood, Jones, 1987; Kuskov, Kronrod, 2009; Lognonné et al., 2003; Gagnepain-Beyneix et al., 2006; Khan et al., 2007). Оценки распределения температуры в мантии до глубин порядка 500 км можно записать в виде уравнения (Kuskov et al., 2014a)

$$T(\pm 100-150^\circ\text{C}) = 374 + 1.17(^\circ\text{C}/\text{км}) \cdot H(\text{км}). \quad (1)$$

Уравнение (1) получено из сейсмических данных, согласно которым постоянные значения $V_{p,s}$ в однородном слое приводят к постоянному градиенту температуры, который близок к максимальной величине 1.17 град/км, контролирующей отсутствие инверсии плотности ($d\rho/dH \sim 0$); его значение в два-три раза меньше найденного в работе (Keihm, Langseth, 1977), но на порядок выше адиабатического градиента в лунной мантии, принятого *ad hoc* в референц-модели VPREMOMON (Garcia et al., 2012). Согласно (1), на границе кора-мантия (при средней толщине коры 39 км) температура составляет $\sim 420^\circ\text{C}$.

По совокупности литературных данных диапазон температур в мантии покрывает область, удовлетворяющую ограничениям (рис. 1)

$$\begin{aligned} 450 < T_{150 \text{ км}} < 750^\circ\text{C}, \quad 750 < T_{500 \text{ км}} < 1200^\circ\text{C}, \\ 950 < T_{1000 \text{ км}} < 1400^\circ\text{C} \end{aligned} \quad (2)$$

с дальнейшим возрастанием температуры до границы с ядром. Каждая селенотерма дополнительно удовлетворяет условию убывания градиента температуры с глубиной $(dT/dH)_{i+1} < (dT/dH)_i$. Максимальная величина dT/dH при нулевом градиенте плотности монотонно уменьшается от величины ~ 1.17 град/км по (1) до ~ 0.5 град/км при $H = 1000$ км (Kuskov et al., 2014a). Допуская ошибку до 25–30% в верхней мантии и $\sim 20\%$ в нижней, градиенты температуры на глубинах 150–500 км варьировали в пределах $0.84 < dT/dH < 1.50$ град/км, а на глубинах 500–1000 км – в пределах $0.40 < dT/dH < 0.60$ град/км. В результате совокупность селенотерм покрывает всю область температур в мантии Луны.

Из рис. 1 следует, что температуры на глубинах 1000 км должны быть не выше 1400°C , что ниже температуры солидуса пироксенитовой или перидотитовой мантии (Ringwood, Essene, 1970; Hirshmann, 2000). Термальное состояние недр Луны оказывается намного холоднее земных, поскольку даже в холодном Сибирском кратоне $T \sim 1400-1500^\circ\text{C}$ достигаются уже на глубинах порядка 300 км (Kuskov et al., 2014b). Из обработки гравитационных данных GRAIL предполага-

ется, что на границе мантия-ядро температуры могут достигать или превышать температуру солидуса (Williams et al., 2014). Это связано с малыми размерами спутника, в котором температура нарастает быстрее, чем давление.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ, МЕТОД РЕШЕНИЯ, ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Реконструкция химического состава мантии и размеров ядра производится на основе совместной инверсии гравитационных и сейсмических данных с учетом масс-балансовых петрологических соотношений для модели, дифференцированной в результате частичного плавления первоначально однородной Луны. В качестве граничных условий используются входные параметры модели Луны, приведенные в предыдущем разделе. При заданных P - T условиях минеральный состав и физические свойства пород Луны (плотность, скорости сейсмических волн и др.) полностью характеризуются профилем концентраций всех тех петрогенных элементов, которые образуют самостоятельные фазы. Элементы, присутствующие в малых концентрациях, не рассматриваются. Предполагается, что двухвалентное железо является преобладающей формой железа в мантии Луны, поскольку для восстановительных условий лунных недр фугитивность кислорода близка или ниже буфера IW (Sato et al., 1973; Jones, Palme, 2000; Arai, Maruyama, 2017).

В качестве независимых компонентов приняты оксиды в сухой системе NaTiCFMAS, образующие фазы постоянного и переменного состава: α - β -кварц, коэсит, минералы группы Al_2SiO_5 , плагиоклаз, железо-магнезиальные оливин, шпинель и ильменит – бинарные растворы, гранат (пироп-альмандин-гроссуляр), ортопироксен (5-компонентный раствор – MgSiO_3 , FeSiO_3 , $\text{Ca}_{0.5}\text{Mg}_{0.5}\text{SiO}_3$, $\text{Ca}_{0.5}\text{Fe}_{0.5}\text{SiO}_3$, Al_2O_3) и клинопироксен – те же компоненты плюс жадеитовый минал (Kuskov et al., 2014a,b). Моделирование фазового состава и физических свойств мантии проведено с помощью метода минимизации свободной энергии Гиббса и уравнений состояния минералов в приближении Ми-Грюнайзена-Дебая на основе программного комплекса THERMOSEISM и согласованной базы данных по термодинамическим константам минералов с учетом параметров взаимодействия для моделей твердых растворов (de Capitani, Brown, 1987; Kuskov, 1997; Kuskov et al., 2014c). Скорости P -, S -волн рассчитывались для изотропной фазовой ассоциации; модули сжатия (K_s) и сдвига (G) на-

ходились по усреднению Фойгта-Реусса-Хилла (Voigt-Reuss-Hill averaging), принятому в теории композитов. Распределение давления определяется по приближенной формуле:

$$P = P_0 \{1 - [(R-H)/R]^2\},$$

где $P_0 \sim 5$ ГПа – давление в центре Луны (Garcia et al., 2012), R – средний радиус, H – глубина. Термодинамические данные, погрешности расчетов и процедура решения обратной задачи, основанная на минимизации отклонений рассчитываемых параметров от данных наблюдений, подробно описаны (Kronrod, Kuskov, 2011; Kuskov et al., 2014a,b,c). Расчет упругих свойств ортоэнстатита $V_p = 8.158$ км/с, $V_p/V_s = 1.73$ при 5 ГПа / 1500 К на основе комплекса THERMOSEISM показывает отличное согласие с новейшими расчетами из первых принципов, согласно которым $V_p = 8.16$ км/с, $V_p/V_s = 1.716$ (Qian et al., 2018).

Условия, характеризующие баланс концентраций для модели дифференциации первоначально однородной по составу Луны на кору, верхнюю и среднюю зоны мантии относительно первичной недифференцированной мантии, записываются следующим образом (Kronrod, Kuskov, 2011):

$$\delta_c = C_i - [(\rho V)_{cr} + (\rho V)_u + (\rho V)_m] / [(\rho V)_{cr} + (\rho V)_u + (\rho V)_m] < \delta_{max} \quad (3)$$

$(C = \text{MgO}, \text{FeO}, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{CaO}, \text{SiO}_2).$

Здесь C , ρ , V – концентрации оксидов (мас. %), плотность, объем. Индексы cr , u , m , l соответствуют коре, верхней, средней и нижней мантии. Величина $\delta_c \leq 0.5\%$ – невязка балансовых уравнений для каждого оксида. Если все $\delta_c = 0$, то состав первичной нижней мантии, не затронутой процессами магматической дифференциации, должен быть равен современному составу равномерно перемешанных вышележащих оболочек (коры, верхней и средней мантии), образовавшихся в результате дифференциации ЛМО вплоть до глубины 750 км. Из этого предположения следует, что состав первичной нижней мантии, идентичный составу магматического океана, должен отражать валовый состав силикатной Луны.

Состав, средняя толщина и плотность аноксидной коры, равно как и средняя плотность Fe-S ядра, фиксированы. Химический состав, минералогия и физические свойства каждой зоны мантии ($i = 1, 2, 3$) определяются в результате решения обратной задачи в рамках системы NaTiCFMAS. Скачки состава допускаются лишь на геофизических границах. В каждой зоне со-

ставы считаются постоянными и равными значениям в некоторых средних точках по разрезу мантии в сочетании с естественным требованием отсутствия инверсии плотности:

$$d\rho_i/dH = 0, \quad \rho_i + 1 > \rho_i, \quad dC_i/dH = 0, \quad (4)$$

$$C_i = \text{MgO}, \text{FeO}, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{CaO}, \text{SiO}_2, \quad i = 1, 2, 3.$$

При моделировании состава Луны рассматривались следующие интервалы концентраций оксидов в верхней, средней и нижней мантии (мас. %), охватывающие набор потенциальных возможных составов из анализа геохимических и геофизических данных (Lognonné et al., 2003; Shearer et al., 2006; Wieczorek et al., 2006; Khan et al., 2007; Kronrod, Kuskov, 2011; Kuskov et al., 2014a; Dauphas et al., 2014):

$$25 \leq \text{MgO} \leq 45\%, \quad 40 \leq \text{SiO}_2 \leq 55\%,$$

$$5 \leq \text{FeO} \leq 15\%, \quad 0.1 \leq \text{CaO}, \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 7\%, \quad (5)$$

причем концентрации Al_2O_3 и CaO связаны зависимостью $\text{CaO} \sim 0.8\text{Al}_2\text{O}_3$ (Ringwood, Essene, 1970; Jones, Palme, 2000), а концентрации других оксидов фиксированы на уровне 0.05 мас. % для Na_2O и 0.2 мас. % для TiO_2 (Snyder et al., 1992; Warren, 2005).

Задача формулируется следующим образом. При заданных условиях термального состояния (рис. 1) требуется найти химический состав (интервалы концентраций оксидов) и физические свойства (скорости P -, S -волн и плотности) стабильных фазовых ассоциаций в трех мантийных резервуарах, а также радиусы Fe-S ядра. Искомые параметры должны удовлетворять балансовым соотношениям на валовый состав Луны (3), значениям $V_{p,s}$ в зональной мантии (Gagnepain-Beuneix et al., 2006), уравнениям сохранения массы и момента инерции Луны (Williams et al., 2014). Для решения задачи используется статистический метод Монте-Карло – выборка по равномерному распределению, характеризующаяся тем, что плотность вероятности на выбранном интервале постоянна (Кронрод, Кусков, 2011). Для получения частотных распределений искомых параметров (один вариант расчета при заданных значениях температуры) требовалось рассчитать порядка $10^7 - 10^8$ вариантов моделей. Метод позволяет рассмотреть все возможные области решения многопараметрической задачи при наложении сформулированных ограничений и получить полный спектр решений с учетом того, что невязка между расчетными и экспериментально определенными величинами для момента инерции, скоростей P -, S -волн и балансовых уравнений не превышает задан-

ной погрешности; невязка по массе равна нулю. При выполнении всех условий пробная модель Луны считается прошедшей отбор («удачной»), запоминается и идет на построение частотных гистограмм искомым функций (V_p , V_s , концентраций оксидов) в каждой зоне мантии. Решение существенно зависит от термального состояния Луны, поэтому количество удачных моделей меняется в зависимости от распределения температуры в мантии.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для реконструкции термохимической структуры лунных недр интегральную совокупность гравитационных и сейсмических данных необходимо конвертировать в распределения концентраций оксидов по глубине. Для уменьшения числа неизвестных рассмотрим два сценария термального состояния мантии, согласно рис. 1. С учетом того, что погрешность ± 0.05 км/с ($\sim 1\%$) в значениях $V_{p,s}$ приводит к ошибке в $\pm 100^\circ\text{C}$ на глубинах до 500 км и $\pm 150\text{--}200^\circ\text{C}$ до 1000 км (Kuskov et al., 2014a), рассмотрим две модели при фиксированных температурах на средних глубинах верхней, средней и нижней мантии. Выбранные селенотермы обозначим как «холодную» модель — $T_{150} = 600^\circ\text{C}$, $T_{500} = 900^\circ\text{C}$, $T_{1000} = 1100^\circ\text{C}$ и «горячую» модель — $T_{150} = 700^\circ\text{C}$, $T_{500} = 1100^\circ\text{C}$, $T_{1000} = 1300^\circ\text{C}$ (рис. 1). Ограничения по температуре со сдвигом $100\text{--}200^\circ\text{C}$ позволяют оценить влияние вариаций температуры на химический состав трехслойной мантии и размеры ядра Луны.

На рис. 2-4 представлены расчеты химического состава минеральных ассоциаций, термодинамически устойчивых в каждой зоне трехслойной мантии Луны, плотность и радиусы Fe-S ядра. Результаты приведены в виде частотных распределений, средние значения которых соответствуют решениям, оптимально удовлетворяющим ограничениям на скорости P -, S -волн в мантии, массу и момент инерции Луны.

Влияние термального состояния на химический состав, минералогию и физические свойства трехслойной мантии Луны

Результаты расчетов по влиянию термального состояния на химический состав трехслойной мантии Луны приведены на рис. 2, ряд особенностей которого заслуживает специального обсуждения. Из результатов решения обратной задачи следует, что мантия Луны стратифицирована по химическому составу с разными концентрациями оксидов в различных зонах мантии.

Подразделение мантии на три зоны может оказаться оправданным, несмотря на то, что состав средней мантии на глубинах 240-750 км может частично перекрываться составом верхней и/или нижней мантии. Это связано с тем, что композиционные модели наследуют характерные особенности поведения скоростей P -, S -волн в сейсмической модели (Gagnepain-Beuneix et al., 2006). С другой стороны, если процесс эволюции LMO сопровождался конвективным перемешиванием, то это привело бы к смешению составов верхней и средней мантии, в то время как нижняя примитивная мантия не подвергалась дифференциации. Поэтому мы остановимся в основном на обсуждении композиционных моделей верхней и нижней мантии.

По гистограммам (рис. 2а, а') видно, что концентрации $C(\text{Al}_2\text{O}_3)$ увеличиваются от 1-5% в верхней и средней мантии до 4-7 мас.% в нижней мантии, причем для горячей модели $C(\text{Al}_2\text{O}_3)$ во всех трех зонах мантии выше, чем для холодной. Напротив, вне зависимости от температуры содержания FeO $\sim 11\text{--}14\%$ (рис. 2б, б') и MgO $\sim 28\text{--}31$ мас.% (рис. 2в, в') достаточно стабильны в верхней и нижней мантии. Средняя мантия, вероятно, имеет несколько более железистый состав (вплоть до ~ 15 мас.% FeO), что может быть связано со слабым уменьшением скорости S -волн по модели (Gagnepain-Beuneix et al., 2006) и существованием слоя повышенной проводимости на глубинах >200 км (Дайел et al., 1975).

В работах (Jones, Palme, 2000; Taylor et al., 2006) отмечается, что поскольку ограничения на FeO и MG# являются модель-зависимыми в геохимическом отношении, то наименее произвольный путь их определения состоит в использовании комплекса геофизических данных. Наши результаты (рис. 2) подтверждают это заключение. Из обращения гравитационных и сейсмических данных следует, что вне зависимости от теплового режима, концентрации FeO (11-14 мас.%) и значения MG# (80-83) в верхней и нижней мантии Луны находятся в довольно узких пределах, которые резко отличаются от таковых для BSE (FeO $\sim 8\%$ и MG# 89). Напротив, петролого-геохимические и космохимические оценки BSM показывают большой разброс: от 7.6% FeO (Longhi, 2006) до 13-14 мас.% FeO (Morgan et al., 1978; Taylor et al., 2006).

Результаты практически всех геохимических и геофизических определений по этим критериям (исключение составляют оценки Warren (2005) и Longhi (2006)) свидетельствуют

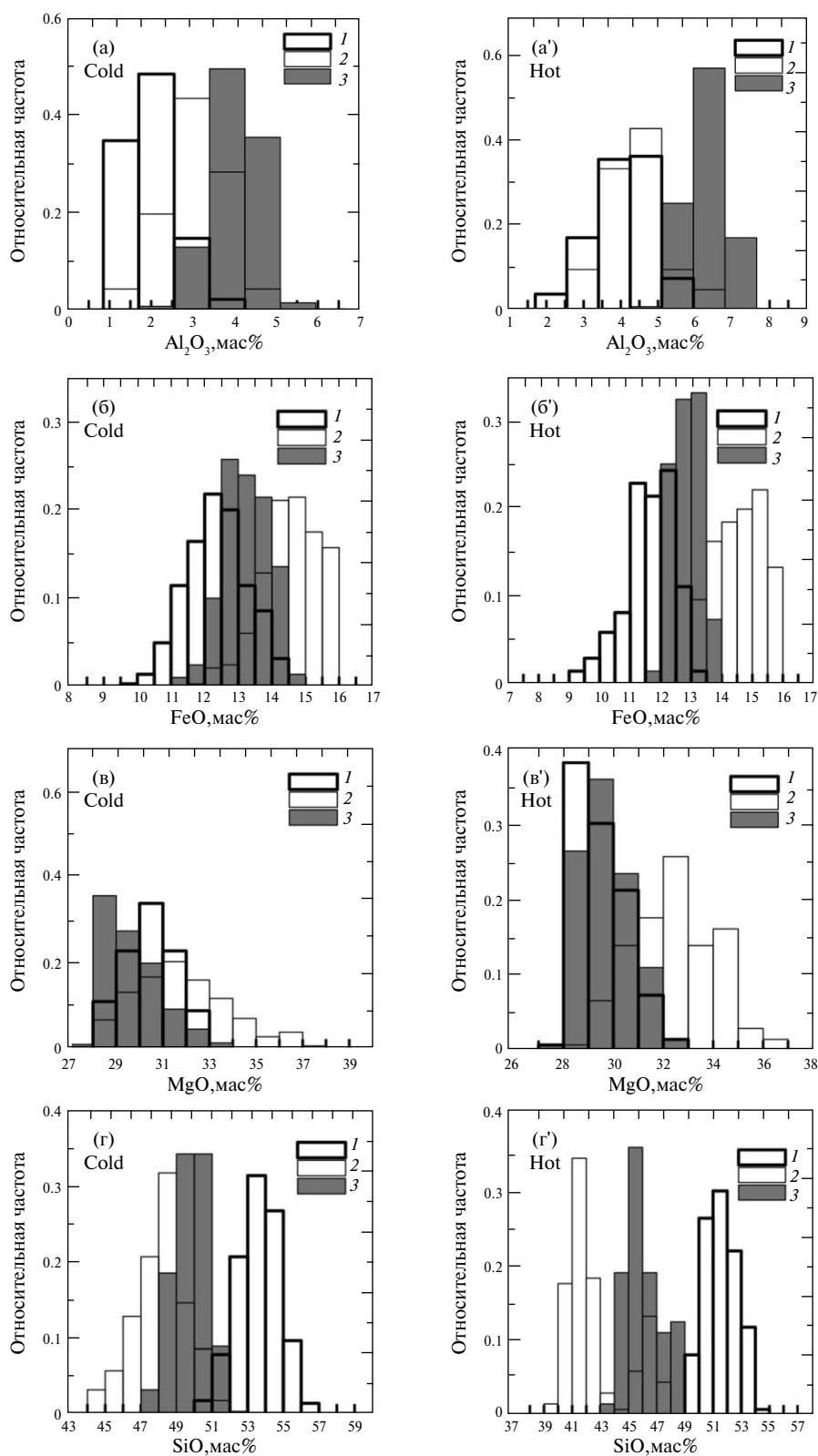


Рис. 2. Вероятностные оценки концентраций основных породообразующих оксидов в трехслойной мантии Луны. Состав нижней примитивной мантии соответствуют валовому составу силикатной Луны (мантия + кора = BSM). Расчеты проведены для двух сценариев термального состояния на средних глубинах мантийных резервуаров: холодная модель (cold) и горячая модель (hot); см. подпись к рис. 1. Трехслойная модель мантии: 1 – верхняя (39–240 км), 2 – средняя (240–750 км), 3 – нижняя мантия (750 км – граница ядро-мантия). (а, а') – Al_2O_3 , (б, б') – FeO , (в, в') – MgO , (г, г') – SiO_2 .

о принципиальном различии химического состава силикатных оболочек Луны и Земли, что отвергает возможность формирования Луны из вещества примитивной мантии Земли, несмотря на совпадение изотопного состава кислорода и ряда других элементов (Галимов и др., 2011; Dauphas et al., 2014). Мантийная величина MG# 80–83 совпадает с рядом геохимических и геофизических оценок (Snyder et al., 1992; Taylor et al., 2006; Khan et al., 2007, 2013; Kuskov, 1997), и несколько больше, чем в сейсмических и электромагнитных моделях Луны MG# 75–80 (Lognonné et al., 2003; Grimm, 2013), но меньше ранее оцененного значения MG# 87 (Warren, 2005), позже пересмотренного до MG# 85 (Dauphas et al., 2014).

Если в материковой лунной коре содержания SiO_2 составляют 44–46 мас.% (Taylor, 1982; Khan et al., 2007), то в мантии они варьируют в более широких пределах (рис. 2г, г'). Как для холодных, так и для горячих моделей вероятные концентрации SiO_2 ~50–55 мас.% в верхней мантии выше, нежели в средней (42–48 мас.%) и нижней мантии (45–50 мас.%), причем ортопироксен (>70 мол.%), а не оливин является преобладающим минералом верхней мантии Луны. Высокая пироксеновость верхней мантии является геохимическим следствием геофизических моделей (Gagnepain-Beuneix et al., 2006; Williams et al., 2014), используемых при инверсии в соотношения для состава и температуры. Содержание SiO_2 в нижней мантии (= BSM) составляет 45–50 мас.% (рис. 2г, г'), что согласуется с геохимическими оценками валовой распространенности SiO_2 в Луне и сопоставимо с таковым для земной мантии – 45–47 мас.% SiO_2 (McDonough, 1990; O'Neill, Palme, 1998; Dauphas et al., 2014).

Вопрос о сходстве и/или различии химического состава силикатного вещества Луны и Земли до сих пор остается предметом острой дискуссии (Warren, 2005; Taylor et al., 2006; Галимов, 2008; Dauphas et al., 2014; Kuskov et al., 2014a; Sossi, Moynier, 2017). Существуют радикальные противоречия как между геофизическими и геохимическими классами моделей состава Луны, так и внутри обоих классов. Основные из них связаны с оценкой содержания оксида алюминия, которое коррелирует с распространенностью тугоплавких элементов U и Th, что становится критически важным для моделей термической эволюции Луны (Keihm, Langseth, 1977; Warren, Rasmussen, 1987; Taylor et al., 2006; Кронрод и др., 2014; Taylor, Wiczorek, 2014).

В связи с этим особое внимание следует обратить на вариации концентраций Al_2O_3 в различных зонах мантии. Из рис. 2а, а' можно видеть, что вне зависимости от термального состояния содержание Al_2O_3 с глубиной возрастает – от верхней и средней мантии к нижней мантии (=BSM), в которой концентрация оксида алюминия может достигать 4–7 мас.%. Холодные модели BSM по содержанию Al_2O_3 сопоставимы с предыдущими оценками 3.6–4.5 мас.% Al_2O_3 в силикатной Луне (Warren, 2005; Longhi, 2006; Khan et al., 2007; Dauphas et al., 2014), и близки к валовым оценкам 4–4.5 мас.% Al_2O_3 для BSE (McDonough, 1990; Dauphas et al., 2014). Напротив, горячие модели BSM существенно обогащены оксидом алюминия по сравнению с BSE и близки к валовым оценкам ~6 мас.% Al_2O_3 как по петролого-геохимическим данным и элементным корреляциям (Mueller et al., 1988; Taylor, 1982; Snyder et al., 1992; Taylor et al., 2006; Галимов, 2008), так и на основе совместной инверсии сейсмических и гравитационных данных (Kuskov, 1997; Lognonné et al., 2003; Kuskov et al., 2014a). На основе гипотезы совместного происхождения системы Земля – Луна при коллапсе и фрагментации крупного пылевого сгущения предполагается, что обогащение Луны тугоплавкими элементами связано с ее высокотемпературным генезисом (Галимов, 2008, 2011).

В любом случае, для рассмотренных термальных сценариев результаты решения обратной задачи приводят к ограничениям на валовые концентрации оксида алюминия в Луне на уровне 4–7 мас.%. Это существенно выше оценок 1.3–3.1 мас.% Al_2O_3 (Taylor, Wiczorek, 2014), основанных на содержаниях Al_2O_3 в морских базальтах и отношении оливин/пироксен в области источников морских базальтов. Как для холодных (4–5% Al_2O_3), так и для горячих (5–7% Al_2O_3) моделей нижняя мантия обогащена Al_2O_3 и имеет более высокие концентрации граната (табл. 1) по сравнению с минералогией Ca-Al-обедненной верхней мантии, в которой ортопироксен является доминирующим минералом (Kuskov et al., 2014a).

Иллюстрация влияния термального состояния и химического состава на фазовый состав и физические свойства нижней мантии на глубине 1000 км приведена в табл. 1 при похожих концентрациях $C(\text{FeO})$ и $C(\text{MgO})$, но варьируемых $C(\text{Al}_2\text{O}_3)$ и $C(\text{SiO}_2)$. Можно видеть, что при обогащении Al_2O_3 (рис. 2) гранат становится важной Al-составляющей фазой нижней мантии, контролирующей значения физических

Таблица 1. Состав и физические свойства для холодных и горячих моделей нижней мантии Луны при 4 ГПа (~1000 км)

Химический состав (мас.%)	Холодные модели		Горячие модели	
	4 ГПа / 1373 К		4 ГПа / 1573 К	
MgO	30.0	31.0	30.0	31.0
FeO	12	13.0	12.0	13.0
Al ₂ O ₃	4.0	5.0	5.5	6.0
CaO	3.2	4.0	4.4	4.8
SiO ₂	50.55	46.75	47.85	44.95
Na ₂ O	0.05	0.05	0.05	0.05
TiO ₂	0.2	0.2	0.2	0.2
MG#	81.7	81	81.7	81.0
Фазовый состав (мол.%), физические свойства				
Оливин	16.3	35.0	27.0	44.0
	(Fo ₈₄)	(Fo ₈₄)	(Fo ₈₄)	(Fo ₈₄)
Ортопироксен	62.8	28.4	36.9	3.9
Клинопироксен	16.4	30.0	29.8	44.0
Гранат	4.2	6.3	6.0	7.7
Ильменит	0.3	0.3	0.3	0.4
ρ, г/см ³	3.408	3.443	3.407	3.437
V _p , км/с	7.99	8.08	8.00	8.07
V _s , км/с	4.46	4.47	4.42	4.41
K _s , ГПа	126.8	133.3	129.6	134.7
G, ГПа	67.9	68.8	66.4	66.9

свойств. Плотность лунных пород, обогащенных оксидом алюминия, примерно на 1–2% превышает плотность вещества, обедненного Al₂O₃, что эквивалентно изменению температуры на ~100–200°C (Kuskov et al., 2014a). При содержании 4–6 мас.% Al₂O₃ количество граната в нижней мантии может достигать 4–7 мол.% или ~12–20 мас.% (табл. 1); минеральный состав граната изменяется от Py₆₉Al₂₅Gr₆ до Py₇₄Al₂₀Gr₆. Если бы удалось обнаружить гранат в глубинных лунных породах, это означало бы обогащение Луны оксидом алюминия.

Это согласуется с петролого-геофизическими моделями (Hood, Jones, 1987; Neal, 2001; Draper et al., 2006; Kuskov, Kronrod, 2009; Khan et al., 2013; Kuskov et al., 2014a), но радикально противоречит предположению (Taylor, Wiczorek, 2014), согласно которому нижняя мантия может содержать лишь 1 мас.% Al₂O₃. Обогащение гранатом глубинных зон Луны связано с тем, что при заданных геодезических и сейсмических данных (Gagnepain-Beyneix et al., 2006; Williams et al., 2014) решение задачи для холодных и го-

рячих моделей настраивается в основном за счет изменения концентраций SiO₂ и Al₂O₃ при почти постоянных C(FeO) и MG#.

Почему проявляются столь разные тенденции? Слабо зависящие от температуры концентрации FeO (рис. 2) в холодных и горячих моделях, вероятно, обусловлены тем, что скоростные и плотностные вариации при изменении содержания FeO имеют антикорреляционный характер: увеличение C(FeO) в составе породы увеличивает ее плотность, но приводит к уменьшению сейсмических скоростей. Такое поведение физических свойств обеспечивает выполнение заданных геодезических и сейсмических условий. Напротив, как следует из рис. 2, повышение температуры приводит к росту C(Al₂O₃) и понижению C(SiO₂) в верхней и нижней мантии Луны. Содержание этих оксидов в коре фиксировано (Taylor, 1982; Taylor et al., 2006), хотя и может варьировать в некотором интервале значений. Содержание Al₂O₃ в верхней мантии, обедненной тугоплавкими оксидами за счет их экстракции в кору, составляет 1.5–3 мас.% Al₂O₃ (Kuskov, 1997; Khan et al., 2007; Kronrod, Kuskov, 2011). Следовательно, для того чтобы выполнялись соотношения для массы и момента инерции Луны (Williams et al., 2014) и ограничения для скоростей P-, S-волн (Gagnepain-Beyneix et al., 2006), нижняя мантия Луны вне зависимости от теплового режима должна быть обогащена оксидом алюминия и обеднена оксидом кремния относительно верхней мантии.

Очевидно, что противоречия между сейсмическими моделями (связанные с методами анализа первичных данных Apollo) оказывают влияние на реконструкцию химического состава мантийных резервуаров. Возникает вопрос, как входные данные, в частности положения сейсмических границ, влияют на надежность результатов. Как отмечалось ранее, фактическое положение и резкость границ остаются под вопросом (Nakamura, 1983; Lognonné, 2005; Gagnepain-Beyneix et al., 2006; Khan et al., 2007). В связи с этим мы провели серию расчетов по устойчивости результатов путем изменения толщины коры и расположения сейсмических границ, за исключением границы верхней мантии на глубине 240 км, положение которой определяется более или менее надежно.

Границы между средней и нижней мантией варьировались и фиксировались на глубинах 500, 625 и 750 км (Nakamura, 1983; Lognonné, 2005; Gagnepain-Beyneix et al., 2006; Kronrod, Kuskov, 2011). Толщина коры уменьшена и принята рав-

ной 34 км (Wieczorek et al., 2013). Как и раньше, мантия состоит из трех зон: верхняя мантия на глубинах 34–240 км, средняя мантия на глубинах 240–500 км, 240–625 км и 240–750 км, и нижняя мантия на глубинах от 500/625/750 км до границы с ядром. Профили двух селенотерм для холодных и горячих моделей с разностью температур 100–200°C на разных глубинах считаются такими же, как на рис. 1. Все остальные параметры модели Луны оставались фиксированными.

Проведенное тестирование показало, что вариации в толщине коры и глубинах расположения сейсмических границ не влияют сколько-нибудь заметно на концентрации оксидов, в том числе на содержание Al_2O_3 , во всех трех зонах мантии, не изменяют выводы о стратификации мантии Луны по химическому составу и обеспечивают робастность результатов. Это связано с тем, что вклад кора + верхняя мантия ($[(\rho VC)_{cr} + (\rho VC)_u] > 2/3[(\rho VC)_{cr} + (\rho VC)_u + (\rho VC)_m]$) имеет подавляющее влияние при решении балансового уравнения (3) в отношении концентраций Al_2O_3 , слабо зависящих от положения границ. Как следствие, решение этого уравнения в отношении концентраций Al_2O_3 и других оксидов удовлетворяется с погрешностью менее 0.5 мас.% при изменении положения сейсмических границ в интервале 500–750 км. Дополнительной неопределенностью в этом подходе является сейсмическая модель. На основе проведенных численных экспериментов можно предположить, что когда геофизические характеристики инвертируются в геохимические модели, основным источником неопределенности, влияющим на концентрации оксидов в зональной мантии, являются интерпретации первичных данных Apollo и / или топологические структуры сейсмических профилей, так как масса и момент инерции определяются с очень высокой точностью.

Влияние термального состояния на размеры ядра Луны

Особое место в термохимической эволюции Луны связано с изучением центральной зоны (ядра) с параметрами $T \sim 2000$ К, $P \sim 5$ ГПа и прилегающей к ядру области на границе между твердой мантией и жидким или частично расплавленным ядром. Для сравнения, земное ядро, составляющее примерно треть от массы планеты, соответствует P - T -параметрам от 136 до 364 ГПа при 4000–6000 К. Считается, что в состав земного Fe-Ni-ядра входит около 10% легких примесных компонентов, объясняющих дефицит плотности, наиболее вероятными из кото-

рых в космохимическом и геофизическом отношении являются S, Si, O, C и H.

Средняя плотность Луны указывает на дефицит металлического железа, но вопрос о составе, свойствах и размерах лунного ядра остается нерешенным. Состав ядер крупных спутников (Луна, Ио, Европа и Ганимед) часто рассматривается в виде модельного железо-сульфидного сплава (Balog et al., 2003; Bagdassarov et al., 2009; Кусков и др., 2009; Kronrod, Kuskov, 2011; Weber et al., 2011; Лебедев, Галимов, 2012; Laneuville et al., 2014; Jing et al., 2014; Kuskov, Belashchenko, 2016a,b; Morard et al., 2018; Pommier, 2018), представляющего собой жидкий и/или твердый Fe-Ni раствор с примесью серы. По космохимическим данным, содержание серы изменяется от ~2% в обыкновенных хондритах и углистых хондритах CO и CV до ~6 мас.% в энстатитовых и углистых хондритах CI (Додд, 1986). Разумеется, это не исключает присутствие других примесных элементов в ядрах малых планетных тел (Righter et al., 2017).

Ограничения на структуру центральной зоны получены по данным интерпретации сейсмических экспериментов Apollo, магнитометрических измерений (Lunar Prospector, Kaguya), лазерной локации Луны и миссии GRAIL (Hood et al., 1999; Konopliv et al., 2001; Williams et al., 2001, 2014; Weber et al., 2011; Garcia et al., 2012; Shimizu et al., 2013; Раевский и др., 2015; Matsumoto et al., 2015; Matsuyama et al., 2016). Построенные модели удовлетворяют геодезическим (масса, полярный момент инерции, числа Лява) и сейсмологическим (времена пробега объемных волн) данным и включают некоторые дополнительные, но не всегда обоснованные (Kuskov, Belashchenko, 2016a,b) физические ограничения.

Результаты экспериментов Apollo и их математическая обработка привели к построению целого ряда сейсмических моделей Луны, но не дали прямых сведений о наличии ядра (Lognonné, 2005). Несмотря на то, что разрешающая способность сейсмических источников недостаточна для надежного выявления структуры ядра, в работах (Garcia et al., 2012; Weber et al., 2011) впервые сообщаются ограничения на радиус лунного ядра. Оценки получены по результатам сейсмической сети Apollo с использованием методов обработки массивов и стека на основе анализа лунных сейсмограмм с учетом отраженных от ядра волн.

В работе (García et al., 2012) в предположении адиабатического сжатия гомогенного материала без фазовых переходов радиус преимущественно жидкого ядра Луны составляет 380 ± 40 км со средней плотностью $\rho = 5.2 \pm 1$ г/см³. Скорости волн в жидком ядре не определены; твердое внутреннее ядро не обнаружено, но не исключается. В работе (Weber et al., 2011) представлена более детализированная модель лунного ядра: жидкое внешнее Fe-S ядро, предположительно содержащее ≤ 6 мас.% серы, радиусом (R) 330 ± 20 км и $\rho = 5.1$ г/см³ и твердое внутреннее ядро (с неопределенным количеством серы) с $R = 240 \pm 10$ км и $\rho = 8$ г/см³. Столь большие различия между моделями (Weber et al., 2011; García et al., 2012) демонстрируют неопределенность в структуре центральной области.

Экспериментальных данных по физическим свойствам расплавов Fe-S при P - T условиях ядра Луны довольно мало. В работах (Kuskov, Belashchenko, 2016a,b) проведено моделирование термодинамических свойств твердых и жидких Fe-S растворов (плотность, скорость звука, параметр Грюнайзена и др.) методом молекулярной динамики (МД) с применением потенциала модели погруженного атома (Embedded Atom Model) при концентрациях серы 0–18 ат.%, температурах до 2500 К и давлении до 14 ГПа. Потенциал взаимодействия частиц в системе железо–сера и детали применения модели погруженного атома детально описаны (Белашченко, 2014). Сравнение МД расчетов плотности жидкого железа с экспериментом (Elanskii, Kudrin, 2015; Nishida et al., 2016) при нормальном давлении показывает хорошее согласие в пределах 1%. При P - T параметрах лунного ядра расхождения между нашими результатами (Kuskov, Belashchenko, 2016a,b) и экспериментальными данными по плотности жидкого железа и расплавов Fe-S составляют 2–10% при ошибках опытов 10–15% (Sanloup et al., 2000; Balog et al., 2003; Jing et al., 2014; Nishida et al., 2016; Morard et al., 2018). И в расчетах, и в опытах плотность расплавов Fe-S заметно уменьшается с ростом концентрации серы.

На рис. 3 представлено сравнение сейсмических и физико-химических моделей плотности лунного ядра, а в табл. 2 приведены зависимости плотности растворов Fe-S от температуры при 5 ГПа, причем ячейки с жидкими состояниями тонированы. Из табл. 2 следует, что в центре Луны (~5 ГПа) Fe-10 ат.% S сплав является твердой фазой при 1800 К и жидкой при 2000 К, то есть линия ликвидуса располагается между эти-

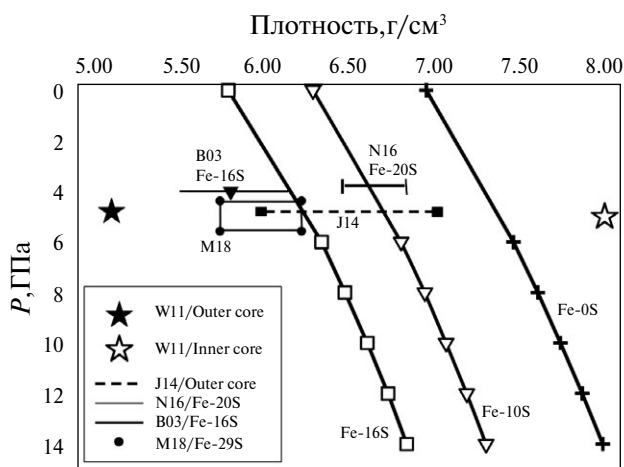


Рис. 3. Плотность расплавов Fe-S при разных концентрациях серы (ат.%) в сравнении с плотностью ядра Луны по сейсмической модели (Weber et al., 2011): залитая звезда – внешнее ядро ($\rho = 5.1$ г/см³), незалитая звезда – внутреннее ядро ($\rho = 8$ г/см³). МД расчеты плотности при 2000 К и концентрациях серы 0, 10 и 16 ат.% (сплошные линии) приведены по (Kuskov, Belashchenko, 2016a,b). Обозначения экспериментов: B03 (Balog et al., 2003) – Fe-16 ат.% S; N16 (Nishida et al., 2016) – Fe-20 ат.% S; M18 (Morard et al., 2018) – Fe-29 ат.% S; J14 (Jing et al., 2014) – плотность внешнего Fe-S ядра при концентрации серы 4 ± 3 мас.%.

ми границами. При 5 ГПа/1800 К и содержании серы < 14 ат.% система Fe-S представляет собой твердый раствор. При 5 ГПа и 1800–2000 К чистое железо имеет плотность 7.4–7.5 г/см³, что соответствует оценкам (Tsujino et al., 2013; Jing et al., 2014; Antonangeli et al., 2015; Nishida et al., 2016), но на 0.5 г/см³ ниже, нежели в модели внутреннего ядра (Weber et al., 2011). При наличии 10% никеля в ядре его плотность должна возрасти на ~1%.

Таблица 2. Зависимость плотности растворов Fe-S от температуры при 5 ± 0.02 ГПа

Температура, К	Плотность (г/см ³) при концентрации серы, ат.%				
	0	6	10	14	18
298	8.18	7.80	7.56	7.25	6.90
500	8.14	7.78	7.50	7.17	6.82
1000	8.02	7.64	7.38	6.99	6.61
1500	7.87	7.23	6.96	6.66	6.34
1800	7.47	7.08	6.81	6.51	6.18
2000	7.39	7.00	6.73	6.41	6.08
2200	7.31	6.90	6.62	6.31	5.98
2500	7.18	6.76	6.48	6.17	5.82

Примечания. Тонированы ячейки с жидкими растворами.

При $T \geq 2000$ К система Fe-S представляет собой расплав при всех концентрациях серы, что находится в соответствии с фазовой диаграммой системы Fe-S (Buono, Walker, 2011; Antonangeli et al., 2015). Из рис. 3 видно, что при 5 ГПа и 2000 К жидкое Fe-S ядро оказывается существенно более плотным по сравнению с оценками (Sanloup et al., 2000; Garcia et al., 2012; Weber et al., 2011), а его плотность может изменяться от ~ 7.4 г/см³ (чистое жидкое железо) до 6.7–7.0 г/см³ при содержании серы 6–10 ат.% (3.5–6 мас.%) и до 6.25 г/см³ при содержании серы 16 ат.% (10 мас.%). Полученные данные соответствуют оценкам плотности внешнего ядра (Jing et al., 2014; Antonangeli et al., 2015), согласно которым $\rho = 6.5 \pm 0.5$ г/см³ при 1800–2000 К и содержании серы 1–7 мас.%, но значительно превышают (примерно на 20–30%) плотность жидкого внешнего ядра по сейсмическим моделям (Garcia et al., 2012; Weber et al., 2011). При 5 ± 0.6 ГПа и 1900 К плотность расплава Fe-29 ат.% S составляет 5.98 ± 0.24 г/см³ (Morard et al., 2018). Плотность внешнего ядра около 5 г/см³ достигается лишь при содержании серы более 30 ат.% (Jing et al., 2014; Nishida et al., 2016), что намного превышает распространенность серы в веществе метеоритов (Jarosewich, 1990). Из этого обсуждения следует, что плотность внешнего ядра Луны, принятая в сейсмических моделях, не соответствует экспериментальным и теоретическим данным.

Согласно моделям, построенным по данным GRAIL, радиус флюидного ядра составляет 200–380 км, а радиус твердого внутреннего ядра оценивается в интервале 0–280 км (Williams et al., 2014). Геофизические данные указывают на неоднородности в строении ядра, позволяют установить

ограничения на размеры внешнего и внутреннего ядер, но не дают возможности для определения их плотности. Поэтому плотность вещества, слагающего ядро, остается неизвестным параметром и вводится из других соображений.

Здесь в соответствии с табл. 2 для жидкой компоненты принята плотность 6.73 г/см³, а для твердой – 7.47 г/см³, что соответствует средней плотности Fe-S ядра 7.1 г/см³ с примерным содержанием серы 6–10 ат.% (3.5–6 мас.%). Результаты расчетов по влиянию термального состояния на размеры ядра Луны приведены на рис. 4 в виде частотных распределений, средние значения которых соответствуют решениям, удовлетворяющим заданным условиям на толщину и плотность коры, массу и момент инерции Луны, скорости распространения *P*-, *S*-волн в мантии (Gagnepain-Beyneix et al., 2006; Wiczorek et al., 2013; Williams et al., 2014), а также ограничениям на химический состав трехслойной мантии (рис. 2), ее минералогию и плотность. Как можно видеть из рис. 4, размеры ядра находятся в интервале 50–350 км с наиболее вероятным значением около 300 км и довольно слабо зависят от теплового режима. Это связано с тем, что изменение температуры на 200°C приводит к изменению плотности Fe-S расплава в пределах 1% (табл. 2).

В табл. 3 приведены модели ядра Луны, полученные в результате обработки гравитационных, электромагнитных и сейсмических наблюдений, в сопоставлении с теоретическими оценками, основанными на данных по скоростям сейсмических волн, моменту инерции и массе Луны. Можно видеть, что радиус ядра зависит от его

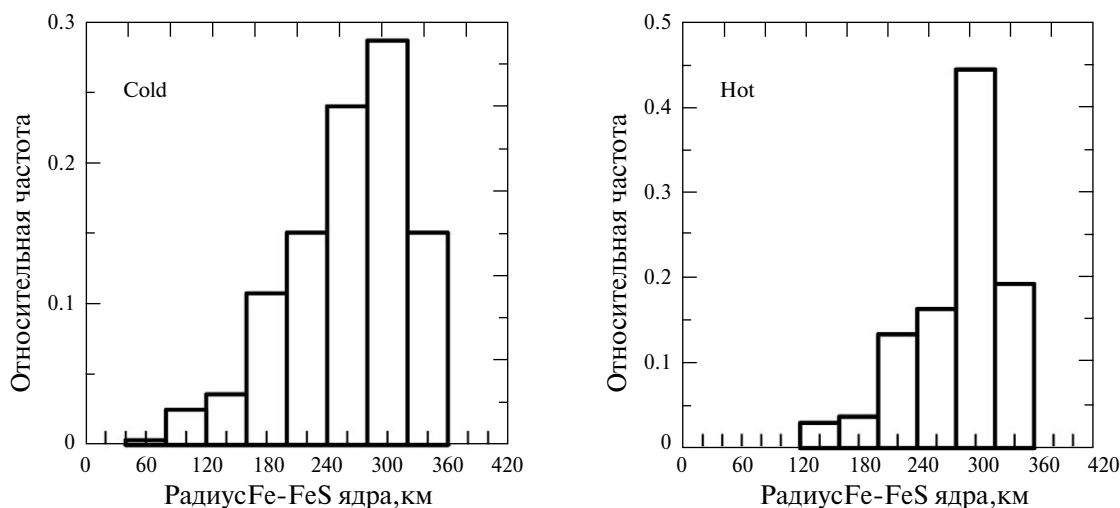


Рис. 4. Гистограммы рассчитанных радиусов Fe-S ядра Луны со средней плотностью 7.1 г/см³ и содержанием серы 3.5–6 мас.% для двух сценариев термального состояния (холодная и горячая модели, см. подпись к рис. 1).

Таблица 3. Модели внешнего ядра Луны

Состав ядра Луны	Радиус внешнего ядра, км	Плотность внешнего ядра, г/см ³	Метод	Литературный источник
неизвестен	340±90	неизвестна	Электромагнитные данные Lunar Prospector и Kaguya	Hood et al. (1999) Shimizu et al. (2013)
неизвестен	290–400	неизвестна		
Fe	≤ 352	плотность Fe плотность Fe-FeS	Лазерная локация Луны, LLR	Williams et al. (2001)
Fe-FeS-эвтектика	≤ 374			
Fe-6 мас.% S	330±20	5.100	Интерпретация данных Apollo	Weber et al. (2011)
неизвестен	380±40	5.171		Garcia et al. (2011)
неизвестен	200–380	неизвестна	Миссия GRAIL	Williams et al. (2014)
неизвестен	200–410	4.70–7.50	Инверсия данных GRAIL, LLR, LOLA*	Matsuyama et al. (2016)
неизвестен	>330	<4.50	Инверсия гравитационных и сейсмических данных	Matsumoto et al. (2015)
Fe-10 мас.% S	340±30	5.70		Kronrod, Kuskov (2011),
Fe-10 мас.% S	340–390	5.0–6.0		Khan et al. (2007)
Fe-3.5-6 мас.% S (6-10 ат.% S)	50-350	7.10		Настоящая работа
Fe-3.5-6 мас.% S (6-10 ат.% S)	300**	7.10		

* – GRAIL – the Gravity Recovery and Interior Laboratory, LLR – Lunar Laser Ranging, LOLA – Lunar Orbiter Laser Altimeter.

** – Наиболее вероятный радиус.

состава и плотности, интерпретации сейсмических и геодезических данных.

На первый взгляд, из табл. 3 следует, что значения радиуса внешнего ядра (200–400 км), выведенные различными методами, в пределах погрешности определений находятся в хорошем соответствии друг с другом. Однако это согласие не вполне очевидное, поскольку состав ядра часто неизвестен, а значения его плотности либо не определены, либо изменяются в широких пределах – от 4.70 г/см³, что соответствует плотности жидкого сульфида железа (Nishida et al., 2016), до 7.50 г/см³, что соответствует плотности жидкого железа (Jing et al., 2014; Kuskov, Belashchenko, 2016a,b; Nishida et al., 2016). Однако хорошо известно, что размеры ядра сильно зависят от его плотности – чем меньше плотность сплава, тем больше размеры ядра при заданных граничных условиях на массу и момент инерции Луны. Плотность сплава/расплава на основе железа становится критическим параметром при определении радиуса ядра. Альтернативой металлическому ядру может быть плотное подплавленное силикатное ядро, обогащенное FeO или TiO₂ и имеющее высокую электропроводность.

В заключение отметим, что относительные размеры лунного ядра (внутреннего и внешне-

го) заметно зависят от концентрации серы (и/или других легких примесей), но слабо зависят от термального режима. Полностью закристаллизованное ядро не удовлетворяет анализу данных по лазерной локации Луны, сейсмическим и гравитационным моделям (Garcia et al., 2011; Weber et al., 2011; Williams et al., 2001, 2014; Matsumoto et al., 2015; Matsuyama et al., 2016). Наличие сравнительно небольшого плотного, электропроводящего и частично расплавленного Fe-S ядра Луны, уместающегося в «прокрустово ложе» геофизических ограничений, согласуется с геохимическими наблюдениями по обеднению пород Луны сидерофильными элементами и экспериментами по металл / силикатному распределению V, Cr, Ni, Co, W, Mo, P (Rai, van Westrenen, 2014), и совместимы с моделированием механизма генерации лунного динамо ~3–4 млрд лет назад, обусловленного процессами взаимодействия между твердой силикатной мантией и жидким ядром или кристаллизацией внутреннего ядра (Williams et al., 2001; Laneuville et al., 2014; Breuer et al., 2015).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе совместной инверсии прямо не связанных между собой сейсмических и гравита-

ционных данных исследовано влияние термального состояния на модели химического состава мантии и размеры Fe-S ядра Луны. Результаты работы позволяют связать набор физико-химических и геофизических параметров на фундаментальном уровне, установить более надежные геохимические ограничения на химический состав, минералогию и внутреннее строение трехслойной мантии Луны и сделать следующие основные выводы.

1. Определены геофизически допустимые интервалы химического состава в различных зонах мантии Луны и показано, что вне зависимости от температуры концентрации FeO ~11–14 мас.% и значения MG# 80–83 примерно одинаковы в верхней, средней и нижней мантии, но резко отличаются от таковых для валового состава силикатной Земли (FeO ~8% и MG# 89). Концентрации SiO₂ слабо зависят от теплового режима и составляют 50–55% в верхней, 42–48% в средней и 45–50 мас.% в нижней мантии; ортопироксен, а не оливин является доминирующим минералом верхней мантии. Высокая пироксеновость верхней мантии является геохимическим следствием сейсмических и гравитационных данных, используемых при инверсии в соотношения для химического состава. Оценки содержания Al₂O₃ в трехслойной мантии довольно заметно зависят от температуры. Для рассмотренных сценариев термального состояния концентрации Al₂O₃ увеличиваются от 1–5% в верхней и средней мантии до 4–7 мас.% в нижней мантии с количеством граната вплоть до 20 мас.%. Для «холодных» моделей валовая распространенность оксида алюминия в Луне составляет Al₂O₃ ~1–1.2 × BSE, а для «горячих» моделей может находиться в интервале 1.3–1.7 × BSE.

2. Результаты моделирования показывают, что изохимические модели гомогенной мантии не объясняют топологию сейсмического профиля и предполагают, что мантия Луны стратифицирована по химическому составу с разными концентрациями петрогенных элементов в различных зонах мантии. Для возможных распределений температуры силикатная фракция Луны обогащена FeO и обеднена MgO по отношению к BSE, что указывает на существенные различия в составах Земли и ее спутника и отвергает возможность формирования Луны из вещества примитивной мантии Земли. В связи с тем, что концентрации Al₂O₃ не могут быть найдены однозначно из заданных граничных условий, принципиально важный для геохимии Луны и Земли вопрос о сходстве и/или различии их

состава в отношении распространенности тугоплавких элементов остается нерешенным и требует дальнейших исследований.

3. Методом молекулярной динамики проведено моделирование плотности твердых и жидких Fe-S сплавов при *P-T* параметрах лунного ядра. Плотность расплавов Fe–S слабо зависит от изменения температуры, но заметно уменьшается с ростом концентрации серы. Показано, что плотность расплавов Fe–6–10 ат.% S (3.5–6 мас.% серы) на 20–30% превышает плотность жидкого ядра Луны, принятую в сейсмических моделях. Пересмотр значений плотности Fe-S ядра приводит к ревизии его размеров и массы, поскольку с учетом выполнения ограничений на массу и момент инерции Луны увеличение плотности ядра должно приводить к уменьшению его радиуса. Радиусы Fe-S ядра со средней плотностью 7.1 г/см³ и содержанием серы 3.5–6 мас.% находятся в интервале 50–350 км с наиболее вероятным значением около 300 км (~1% от массы Луны) и довольно слабо зависят от теплового режима Луны.

Для дальнейшего продвижения в исследовании внутреннего строения мантии, состава и физического состояния ядра необходимы космические эксперименты по измерению теплового потока, сейсмо- и электроразведыванию лунных недр, а также лабораторные эксперименты по фазовым соотношениям и физико-химическим свойствам пород и твердых / жидких сплавов на основе железа при высоких *P-T* параметрах. Новые данные с более высоким разрешением о текущем состоянии ядра имеют решающее значение для интерпретации моделей термохимической эволюции Луны.

Благодарности

Авторы благодарят Э.М. Галимова за постоянную поддержку наших исследований в ГЕОХИ РАН, Д.К. Belashchenko – за полезные дискуссии и рецензентов за высказанные замечания.

Источник финансирования

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-00225) и программы Президиума РАН № 17.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белашенко Д. К. (2014) Оценка термодинамических характеристик ядра Земли с применением модели погруженного атома. *Геохимия* (6), 507–518.

- Belashchenko D.K. (2014) Estimation of the thermodynamic characteristics of the Earth's core using the Embedded Atom Model. *Geochem. Int.* **52** (6), 456–466.
- Галимов Э.М. (2008) Современное состояние проблемы происхождения системы Земля-Луна. Проблемы зарождения и эволюции биосферы. Ред. Галимов Э.М. М.: ЛИБРОКОМ, 213–222.
- Галимов Э.М. (2011) Образование Луны и Земли из общего супрапланетного газо-пылевого сгущения (доклад на XIX Всеросс. симпозиуме по геохимии изотопов 16 ноября 2010 г.). *Геохимия* (6), 563–580.
- Galimov E. (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 on November 16, 2010). *Geochem. Int.* **49** (6), 537–554
- Додд Р.Т. (1986) Метеориты. М.: Мир, 384 с.
- Дайел П., Паркин К., Дейли В. (1975) Лунная электропроводность, магнитная проницаемость и температура по данным магнитных экспериментов экспедиций “Аполлон”. Космохимия Луны и планет / Ред. Виноградов А.П. М.: Наука, 323–340.
- Кронрод В.А., Кронрод Е.В., Кусков О.Л. (2014) Ограничения на тепловой режим и содержание урана в Луне по сейсмическим данным. *ДАН* **455** (6), 698–702.
- Кусков О.Л., Дорофеева В.А., Кронрод В.А., Макалкин А.Б. Системы Юпитера и Сатурна: формирование, состав и внутреннее строение крупных спутников. М.: Изд-во ЛКИ, 2009. 576 с.
- Левин Б.Ю., Маева С.В. (1975) Загадки происхождения и термической истории Луны. Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 283–298.
- Лебедев Е.Б., Галимов Э.М. (2012) Экспериментальное моделирование формирования металлического ядра Луны в условиях частичного плавления. *Геохимия* **50** (8), 715–725.
- Lebedev E.B., Galimov E.M. Experimental modeling of the origin of the moon's metallic core at partial melting *Geochem. Int.* **50** (8), 639–648.
- Раевский С.Н., Гудкова Т.В., Кусков О.Л., Кронрод В.А. (2015) О согласовании моделей внутреннего строения Луны с данными гравитационного поля. *Физика Земли* (1), 139–147.
- Рускол Е.Л. Происхождение Луны. М.: Наука, 1975, 185 с.
- Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Бурба Г.А. (1981) Очерки сравнительной планетологии. М.: Наука, 1981. 324 с.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А. (2001) Ранние этапы тектономагматического развития Земли и Луны: Сходство и различия. *Петрология* **9**, 115–139.
- Antonangeli D., Morard G., Schmerr N.C., Komabayashi T., Krisch M., Fiquet G., Fei Y. (2015) Toward a mineral physics reference model for the Moon's core. *PNAS* **112**, 3916–3919.
- Arai T, Maruyama S. (2017) Formation of anorthosite on the Moon through magma ocean fractional crystallization. *Geoscience Frontiers* **8**, 299–308.
- Bagdassarov N., Solferino G., Golabek G.J., Schmidt M.W. (2009) Centrifuge assisted percolation of Fe–S melts in partially molten peridotite: Time constraints for planetary core formation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **288**, 84–95.
- Balog P.S., Secco R.A., Rubie D.C., Frost D.J. (2003) Equation of state of liquid Fe-10 wt % S: Implications for the metallic cores of planetary bodies. *J. Geophys. Res.* **108**. doi:10.1029/2001JB001646.
- Barr A.C. (2016) On the origin of Earth's Moon. *J. Geophys. Res.* **121**, 1573–1601. doi:10.1002/2016JE005098.
- Breuer D., Rueckriemen T., Spohn T. (2015) Iron snow, crystal floats, and inner-core growth: modes of core solidification and implications for dynamos in terrestrial planets and moons. *Progress Earth Planet. Sci. P.* **2:39**. doi: 10.1186/s40645-015-0069-y.
- Buono A.S., Walker D. (2011) The Fe-rich liquidus in the Fe-FeS system from 1 bar to 10 GPa. *Geochim. Cosmochim. Acta* **75**, 2072–2087.
- Charlier B., Grove T.L., Namur O., Holtz F. (2018) Crystallization of the lunar magma ocean and the primordial mantle-crust differentiation of the Moon. *Geochim. Cosmochim. Acta* **234**, 50–69. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.05.006>.
- Dauphas N., Burkhardt C., Warren P. H., Fang-Zhen T. (2014) Geochemical arguments for an Earth-like Moon-forming impactor. *Phil. Trans. R. Soc. A.* **372**, 20130244.
- de Capitani C., Brown T.H. (1987) The computation of equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **51**, 2639–2652.
- Discussion Meeting Issue (2014) ‘Origin of the Moon: challenges and prospects’ organised and edited by D.J. Stevenson and A.N. Halliday. *Phil. Trans. R. Soc. A* **372**. [rsta.royalsocietypublishing.org/content/372/2024](https://royalsocietypublishing.org/content/372/2024).
- Draper D.S., duFrane S.A., Shearer C.K., Dwarzski R.E., Agee C.B. (2006) High-pressure phase equilibria and element partitioning experiments on Apollo 15 green C picritic glass: implications for the role of garnet in the deep lunar interior. *Geochim. Cosmochim. Acta* **70**, 2400–2416.
- Elanskii G.N., Kudrin V.A. (2015) Structure and properties of iron-base melts. *Bull. South Ural State Univ. Ser. Metallurgy* **15**, 11–19.
- Elardo S.M., Draper D.S., Shearer C.K. (2011) Lunar magma ocean crystallization revisited: Bulk composition, early cumulate mineralogy, and the source regions of the highlands Mg-suite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **75**, 3024–3045. doi: 10.1016/j.gca.2011.02.033.
- Gagnepain-Beyneix J., Lognonné P., Chenet H., Lombardi D., Spohn T. (2006) A seismic model of the lunar mantle and constraints on temperature and mineralogy. *Phys. Earth Planet. Inter.* **159**, 140–166.
- Galimov E.M., Krivtsov A.M. (2012) Origin of the Moon. New Concept. Geochemistry and Dynamics. De Gruyter, 168 pp.
- Ganapathy R., Anders E. (1974) Bulk composition of the Moon and Earth, estimated from meteorites. Proc. 5th Lunar Sci. Conf., *Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl.* **5**, 1181–1206.

- Garcia R.F., Gagnepain-Beyneix J., Chevrot S., Lognonné P. (2012) Erratum to “Very preliminary reference Moon model”, [Phys. Earth Planet. Inter. 188 (2011) 96–113]. *Phys. Earth Planet. Inter.* **202–203**, 89–91.
- Grimm R.E. (2013) Geophysical constraints on the lunar Procellarum KREEP Terrane. *J. Geophys. Res. Planets* **118**, 768–777. doi: 10.1029/2012JE004114.
- Hartmann W.K. (2014) The giant impact hypothesis: past, present (and future?). *Phil. Trans. R. Soc. A.* **372**: 20130249. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2013.0249>.
- Hirschmann M.M. (2000) Mantle solidus: Experimental constrain and the effects of peridotit composition. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **1**, 1525–2027, doi: 2000GC000070.
- Hood L.L., Jones J.H. (1987) Geophysical constraints on lunar bulk composition and structure: A reassessment. *J. Geophys. Res.* **92E**, 396–410.
- Hood L.L., Mitchell D.L., Lin R.P., Acuña M.H., Binder A.B. (1999) Initial measurements of the lunar induced magnetic dipole moment using lunar prospector magnetometer data. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 2327–2330.
- Jarosewich E. (1990) Chemical analyses of meteorites: A compilation of stony and iron meteorite analyses. *Meteoritics* **25**, 323–337.
- Jing Z., Wang Y., Kono Y., Yu T., Sakamaki T., Park C., Rivers M.L., Sutton S.R., Shen G. (2014) Sound velocity of Fe–S liquids at high pressure: Implications for the Moon’s molten outer core. *Earth Planet. Sci. Lett.* **396**, 78–87. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.04.015>.
- Jones J.H., Palme H. (2000) Geochemical constraints on the origin of the Earth and Moon. Origin of the Earth and Moon / Eds. Canup R.M. et al. Tucson: Univ. Arizona Press., 197–216.
- Keihm S.J., Langseth M.G. (1997) Lunar thermal regime to 300 km. *Proc. 8th Lunar Sci. Conf.*, 499–514.
- Khan A., Connolly J.A.D., Maclennan J., Mosegaard K. (2007) Joint inversion of seismic and gravity data for lunar composition and thermal state. *Geophys. J. Int.* **168**, 243–258.
- Khan A., Pommier A., Neumann G., Mosegaard K. (2013) The lunar moho and the internal structure of the Moon: A geophysical perspective. *Tectonophysics*. **609**, 331–352. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.02.024>.
- Konopliv A.S., Asmar S.W., Carranza E., Sjogren W.L., Yuan D.N. (2001) Recent gravity models as a result of the Lunar Prospector mission. *Icarus* **150**, 1–18.
- Kronrod V.A., Kuskov O.L. (2011) Inversion of seismic and gravity data for the composition and core sizes of the Moon. *Izv. Phys. Solid Earth* **47**, 711–730.
- Kuskov O.L. (1997) Constitution of the Moon: 4. Composition of the mantle from seismic data. *Phys. Earth Planet. Inter.* **102**, 239–257.
- Kuskov O.L., Belashchenko D.K. (2016a) Thermodynamic properties of Fe–S alloys from molecular dynamics modeling: Implications for the lunar fluid core. *Phys. Earth Planet. Inter.* **258**, 43–50. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2016.07.006>.
- Kuskov O.L., Belashchenko D.K. (2016b) Molecular dynamics estimates for the thermodynamic properties of the Fe–S liquid cores of the Moon, Io, Europa, and Ganymede. *Sol. Syst. Res.* **50** (3), 165–183. doi: 10.1134/S0038094616030035.
- Kuskov, O. L., Kronrod, V. A. (2009) Geochemical constraints on the model of the composition and thermal conditions of the Moon according to seismic data. *Izv. Phys. Solid Earth* **45**, 753–768.
- Kuskov O.L., Kronrod V.A., Kronrod E.V. (2014a) Thermochemical constraints on the interior structure and composition of the lunar mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.* **235**, 84–95. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2014.07.011>.
- Kuskov O.L., Kronrod V.A., Prokofyev A.A., Pavlenkova N.I. (2014b) Thermo-chemical structure of the lithospheric mantle underneath the Siberian craton inferred from long-range seismic profiles. *Tectonophysics*. **615**. 154–166. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.006>.
- Kuskov O.L., Kronrod V.A., Prokofyev A.A., Pavlenkova N.I. (2014c) Petrological–geophysical models of the internal structure of the lithospheric mantle of the Siberian craton. *Petrologiya* **22** (1), 21–49. doi: 10.1134/S0869591114010056.
- Laneuville M., Wiczorek M.A., Breuer D., Aubert J. Morard G., Rückriemen T. (2014) A long-lived lunar dynamo powered by core crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* **401**, 251–260.
- Longhi J. (2006) Petrogenesis of picritic mare magmas: constraints on the extent of early lunar differentiation. *Geochim. Cosmochim. Acta* **70**, 5919–5934.
- Lognonné P. (2005) Planetary seismology. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **33**, 571–604.
- Lognonné P., Gagnepain-Beyneix J., Chenet H. (2003) A new seismic model of the Moon: implications for structure, thermal evolution and formation of the Moon. *Earth Planet. Sci. Lett.* **211**, 27–44.
- Matsumoto K., Yamada R., Kikuchi F., Kamata S., Ishihara Y., Iwata T., Hanada H., Sasaki S. (2015) Internal structure of the Moon inferred from Apollo seismic data and selenodetic data from GRAIL and LLR. *Geophys. Res. Lett.* **42**. doi:10.1002/2015GL065335.
- Matsuyama I., Nimmo F., Keane J.T., Chan N.H., Taylor G.J., Wiczorek M.A., Kiefer W.S., Williams J.G. (2016) GRAIL, LLR, and LOLA constraints on the interior structure of the Moon. *Geophys. Res. Lett.* **43**, 8365–8375. doi:10.1002/2016GL069952.
- McDonough W.F. (1990) Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **101**, 1–18.
- Meier M.M.M., Reufer A., Wieler R. (2014) On the origin and composition of Theia: Constraints from new models of the Giant Impact. *Icarus* **242**, 316–328.
- Morard G., Bouchet J., Rivoldini A., Antonangeli D., Roberge M., Boulard E., Denoeud A., Mezouar M. (2018) Liquid properties in the Fe–FeS system under moderate pressure:

- Tool box to model small planetary cores. *Amer. Mineral.* **103**, 1770–1779.
- Morgan J.W., Hertogen J., Anders E. (1978) The Moon: composition determined by nebula processes. *Moon and Planets.* **18**, 465–478.
- Mueller, S., Taylor, G.J., Phillips, R.J. (1988) Lunar composition: A geophysical and petrological synthesis. *J. Geophys. Res.* **93**, 6338–6352.
- Nakamura Y. (1983) Seismic velocity structure of the lunar mantle. *J. Geophys. Res.* **88**, 677–686.
- Neal C.R. (2001) Interior of the Moon: The presence of garnet in the primitive deep lunar mantle. *J. Geophys. Res.: Planets* **106**, 27865–27885.
- Neal C.R. (2009) The Moon 35 years after Apollo: What's left to learn? *Chemie der Erde* **69**, 3–43. doi:10.1016/j.chemer.2008.07.002.
- O'Neill H. S. C., Palme H. (1998) Composition of the silicate Earth: implications for accretion and core formation / In: The Earth's mantle: Structure, Composition, and Evolution—The Ringwood Volume (Ed. Jackson I.). Cambridge Univ. Press, Cambridge, 3–126.
- Nishida K., Suzuki A., Terasaki H., Shibazaki Y., Higo Y., Kuwabara S., Shimoyama Y., Sakurai M., Ushioda M., Takahashi E., Kikegawa T., Wakabayashi D., Funamori N. (2016) Towards a consensus on the pressure and composition dependence of sound velocity in the liquid Fe–S system. *Phys. Earth Planet. Inter.* **257**, 230–239. http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2016.06.009.
- Pommier A. (2018) Influence of sulfur on the electrical resistivity of a crystallizing core in small terrestrial bodies. *Earth Planet. Sci. Lett.* **496**, 37–46. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.05.032.
- Qian W., Wang W., Zou F., Wu Z. (2018) Elasticity of orthoenstatite at high pressure and temperature: Implications for the origin of low V_p/V_s zones in the mantle wedge. *Geophys. Res. Lett.* **45**, 665–673. https://doi.org/10.1002/2017GL075647.
- Rai N., van Westrenen W. (2014) Lunar core formation: New constraints from metal–silicate partitioning of siderophile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.* **388**, 343–352.
- Righter K., Go B.M., Pando K.A., Danielson L., Ross D.K., Rahman Z., Keller L.P. (2017) Phase equilibria of a low S and C lunar core: Implications for an early lunar dynamo and physical state of the current core. *Earth Planet. Sci. Lett.* **463**, 323–332. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2017.02.003.
- Ringwood A.E. (1977) Basaltic magmatism and the bulk composition of the Moon. I. Major and heat-producing elements. *The Moon and Planets* **16** (4), 389–423.
- Ringwood A.E., Essene E. (1970) Petrogenesis of Apollo 11 basalts, internal constitution and origin of the Moon. *Proc. Apollo 11th Lunar Sci. Conf.* **1**, 769–799.
- Sanloup C., Guyot F., Gillet P., Fiquet G., Mezouar M., Martinez I. (2000) Density measurements of liquid Fe–S alloys at high-pressure. *Geophys. Res. Lett.* **27**, 811–814.
- Sato M., Hickling N.L., McLane J.E. (1973) Oxygen fugacity values of Apollo 12, 14, and 15 lunar samples and reduced state of lunar magmas. *Proc. Lunar Sci. Conf.* **4**, 1061–1079.
- Shearer C.K., Hess P.C., Wiczorek M.A., Pritchard M.E., Parmentier E.M., Borg L.E., Longhi J., Elkins-Tanton L.T., Neal C.R., Antonenko I., Canup R.M., Halliday A.N., Grove T.L., Hager B.H., Lee D.C., Wiechert U. (2006) Thermal and magmatic evolution of the moon. New views of the Moon: *Rev. Mineral. Geochem.* **60**, 365–518.
- Shimizu H., Matsushima M., Takahashi F., Shibuya H., Tsunakawa H. (2013) Constraint on the lunar core size from electromagnetic sounding based on magnetic field observations by an orbiting satellite. *Icarus* **222**, 32–43.
- Snyder G. A., Taylor L. A., Neal C. R. (1992) A chemical model for generating the source of mare basalts: Combined equilibrium and fractional crystallization of the lunar magmasphere. *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, 3809–3823.
- Sossi P.A., Moynier F. (2017) Chemical and isotopic kinship of iron in the Earth and Moon deduced from the lunar Mg–Suite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **471**, 125–135. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2017.04.029.
- Taylor G. J., Wiczorek M. A. (2014) Lunar bulk chemical composition: a post-Gravity Recovery and Interior Laboratory reassessment. *Phil. Trans. R. Soc. A.* **372**, 20130242. http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2013.0242.
- Taylor S.R. (1982) Planetary Science: A Lunar Perspective. LPI. Houston. TX., 481 pp.
- Taylor S.R., Taylor G.J., Taylor L.A. (2006) The Moon: A Taylor perspective. *Geochim. Cosmochim. Acta* **70**, 594–5918.
- Tsujino N., Nishihara Y., Nakajima Y., Takahashi E., Funakoshi K., Higo Y. (2013) Equation of state of γ -Fe: Reference density for planetary cores. *Earth Planet. Sci. Lett.* **375**, 244–253.
- Warren P.H. (2005) 'New' lunar meteorites: implications for composition of the global lunar surface, lunar crust, and the bulk Moon. *Meteorit. Planet. Sci.* **40**, 477–506. doi:10.1111/j.1945-5100.2005.tb00395.x.
- Warren P.H., Rasmussen K.L. (1987) Megaregolith insulation, internal temperatures and bulk uranium content of the Moon. *J. Geophys. Res.* **92** (B5), 3453–3465.
- Watters T.R., Robinson M.S., Banks M.E., Tran T., Denevi B.W. (2012) Recent extensional tectonics on the Moon revealed by the Lunar Reconnaissance Orbiter Camera. *Nat. Geosci.* **5**, 181–185.
- Weber R.C., Lin P., Garner E.J., Williams Q., Lognonné P. (2011) Seismic detection of the lunar core. *Science* **331**, 309–312.
- Wiczorek M.A., Jolliff B.J., Khan A., Pritchard M.E., Weiss B.J., Williams J.G., Hood L.L., Righter K., Neal C.R., Shearer C.K., McCallum I.S., Tompkins S., Hawke B.R., Peterson C., Gillis J.J., Bussey B. (2006) The constitution and structure of the lunar interior. New views of the Moon: *Rev. Mineral. Geochem.* **60**, 221–364.
- Wiczorek M.A., Neumann G.A., Nimmo F., Kiefer W.S., Taylor G.J., Melosh H.J., Phillips R.J., Solomon S.C., Andrews-Hanna J.C., Asmar S.W., Konopliv A.S., Lem-

oine F.G., Smith D.E., Watkins M.M., Williams J.G., Zuber M.T. (2013) The crust of the Moon as seen by GRAIL. *Science* **339**, 671–675.

Williams J.G., Boggs D.H., Yoder C.F., Ratcliff J.T., Dickey J.O. (2001) Lunar rotational dissipation in solid body and molten core. *J. Geophys. Res.* **106**, 27933–27968.

Williams J.G., Konopliv A.S., Boggs D.H., Park R.S., Yuan D-N., Lemoine F.G., Goossen S. Mazarico E., Nimmo F.,

Weber R.C., Asmar S.W., Melosh H.J., Neumann G.A., Phillips R.J., Smith D.E., Solomon S.C., Watkins M.M., Wicczorek M.A., Andrews-Hanna J.C., Head J.W., Kiefer W.S., Matsuyama I., McGovern P.J., Taylor G.J., Zuber M.T. (2014). Lunar interior properties from the GRAIL mission. *J. Geophys. Res. Planets* **119**. doi: 10.1002/2013JE004559.

EFFECT OF THERMAL STATE ON THE CHEMICAL COMPOSITION OF THE MANTLE AND THE SIZES OF THE MOON'S CORE

© 2019 г. O. L. Kuskov^{a,*}, E. V. Kronrod^a, V. A. Kronrod^a

^a*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences
119991 Moscow, Russia*

*e-mail: ol_kuskov@mail.ru

Received: 03.10.2018

Received version received: 25.12.2018

Accepted: 14.01.2019

Based on the joint inversion of seismic and gravity data in combination with the Gibbs free energy minimization method for calculating phase equilibria in the framework of the Na₂O-TiO₂-CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ system, the influence of the thermal state on the chemical composition models of the mantle and the sizes of the Fe-S core of the Moon has been studied. The boundary conditions used are seismic models from Apollo experiments, mass and moment of inertia from the GRAIL mission. As a result of solving the inverse problem, constraints on the chemical composition (concentration of rock-forming oxides) and the mineralogy of a three-layer mantle are obtained. It is shown that regardless of the temperature distribution, the FeO content of 11–14 wt.% and magnesian number MG# 80–83 are approximately the same in the upper, middle and lower mantle of the Moon, but differ sharply from that for the bulk composition of the silicate Earth (Bulk Silicate Earth = BSE, FeO ~8 wt% and MG# 89). On the contrary, estimates of the Al₂O₃ content in the mantle rather noticeably depend on the temperature distribution. For the considered scenarios of the thermal state with a difference in temperature of 100–200°C at different depths, Al₂O₃ concentrations increase from 1–5% in the upper and middle mantles to 4–7 wt.% in the lower mantle with garnet amounts up to 20 wt.%. For the “cold” models, the bulk abundance of aluminum oxide in the Moon is Al₂O₃ ~1–1.2 × BSE, and for the “hot” models it can be in the range of 1.3–1.7 × BSE. Concentrations of SiO₂ to a lesser extent depend on the temperature distribution and constitute 50–55% in the upper and 45–50 wt.% in the lower mantle; orthopyroxene, rather than olivine, is the dominant mineral of the upper mantle. Based on the modeling of the density of Fe-S melts at high *P-T* parameters, the sizes of the lunar core are estimated. The Fe-S core radii with an average density of 7.1 g/cm³ and a sulfur content of 3.5–6 wt.% are in the range of 50–350 km with a most likely value of about 300 km and rather weakly depend on the thermal regime of the Moon. The simulation results suggest that a lunar mantle is stratified by chemical composition and indicate significant differences in the compositions of the Earth and its satellite.

Keywords: Moon, internal structure, chemical composition, temperature, mantle, core

(For citation: Kuskov O.L., Kronrod E.V., Kronrod V.A. Effect of Thermal State on the Chemical Composition of the Mantle and the Sizes of the Moon's Core. *Geokhimiya*. 2019;64(6):567–584. DOI: 10.31857/S0016-7525646567-584)