

УДК 550.34.01

## ТЕРМОХИМИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ НА ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ, СОСТАВ И МИНЕРАЛОГИЮ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЛУНЫ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ МОДЕЛЯМ

© 2015 г. О. Л. Кусков, В. А. Кронрод, Е. В. Кронрод

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

e-mail: ol\_kuskov@mail.ru

Поступила в редакцию 22.05.2014 г.

Термальное состояние, тепловой поток и термохимическая эволюция Луны остаются дискуссионными, а температура лунных недр — один из наиболее неопределенных физических параметров. Методом термодинамического моделирования в системе  $\text{Na}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  проведено преобразование профилей скоростей сейсмических  $P$ -,  $S$ -волн в мантии Луны, полученных обработкой данных по программе Apollo, в соотношения температура—глубина. На этой основе проведено тестирование четырех сейсмических моделей по отношению к термальному режиму и химическому составу мантии в широком интервале концентраций  $\text{CaO}$  (2–5%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (2–6.5%) и  $\text{FeO}$  (8.5–13%). В отличие от мантии Земли, химический состав имеет преобладающее значение при конверсии скоростей одной и той же сейсмической модели в температурные эффекты. Наиболее вероятным составом верхней мантии является оливин-содержащий пироксенит, обедненный тугоплавкими оксидами (~2 мас. %  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). По сейсмическим моделям установлены ограничения на распределение температуры в мантии, тепловой поток и содержание урана в Луне; оценка верхних пределов полного теплового потока привела к значениям, примерно вдвое меньшим по сравнению с измерениями по программе Apollo. Результаты конверсии скоростей сейсмических  $P$ -,  $S$ -волн в соотношения температура—глубина показывают, что, вне зависимости от состава, положительный градиент скоростей  $P$ -,  $S$ -волн приводит к отрицательному градиенту температуры в мантии, что не имеет физической основы. Для адекватного распределения температуры в мантии Луны скорости  $P$ -,  $S$ -волн должны оставаться практически постоянными, либо слабо уменьшаться с глубиной (особенно это касается  $V_S$ ) как результат влияния температуры, нарастающей быстрее, чем давление. Предложенный подход к тестированию скоростной структуры мантии Луны, основанный на методах термодинамики и физики минералов, дает независимый инструмент для оценки достоверности исследуемой сейсмической модели и ее соответствия петрологическим и термальным моделям. Основным результатом работы является самосогласованная информация по распределению скорости  $P$ -,  $S$ -волн—температура ( $T_{P,S}$ )—химический и минеральный состав—плотность—глубина, что обеспечивает более надежные ограничения на внутреннее строение Луны.

**Ключевые слова:** Луна, внутреннее строение, тепловой режим, минералогия, плотность, сейсмические свойства.

DOI: 10.7868/S0320930X15010041

### ВВЕДЕНИЕ

Система Земля—Луна занимает особое место среди тел Солнечной системы. Ее происхождение и динамическая история — одна из фундаментальных проблем естествознания, а проблема образования Луны играет центральную роль в современных сценариях формирования спутников Солнечной системы. В начале XXI века Луна вновь становится объектом пристального внимания ученых различных стран и научных направлений. Луна — единственное космическое тело (кроме Земли), для которого существуют данные по скоростям распространения сейсмических волн, тепловому потоку и определениям гравита-

ционного и электромагнитного полей, полученные в ходе экспедиций Apollo и дополненные новыми орбитальными исследованиями. Однако данные, характеризующие внутреннее строение Луны, крайне недостаточны. Термические, сейсмические и петрологические модели противоречивы, нет данных о составе глубинных пород Луны.

Внутреннее строение, сейсмическая структура и физические свойства мантии Луны зависят от состава пород, давления и теплового режима. Существующие петролого-геохимические и геофизические модели мантии, не всегда равнозначные по детальности и часто взаимно не согласованные, указывают на стратификацию мантии Луны по химическому составу, что обычно связывают с

идеей магматического океана. Оценки его мощности охватывают интервал глубин от верхних 200–500 км до частичного или полного плавления всей Луны (Shearer и др., 2006; Wiczorek и др., 2006; Кусков и др., 2009; Кронрод, Кусков, 2011). Это – один из основных нерешенных вопросов термальной и магматической эволюции Луны. От ответа на него во многом зависят тепловой режим и состав мантии, существование химических неоднородностей и сейсмических границ, а также модели формирования Луны, что в свете последних геохимических и динамических возражений в адрес гипотезы мегаимпакта, имеющих много свободных параметров, становится особенно важным (Галимов, 2004; 2011; Горькавый, 2007; Elkins-Tanton, 2013).

Для того чтобы получить информацию о термохимической структуре лунных недр, интегральную совокупность геофизических данных (масса, момент инерции, времена пробега сейсмических волн, числа Лява) необходимо конвертировать в распределение температуры и химического состава (концентраций основных породообразующих оксидов) по глубине (Кусков и др., 2009; Кронрод, Кусков, 2011; Khan и др., 2013). Эта проблема осложняется тем фактом, что количество известных параметров меньше числа неизвестных, причем разделение эффектов влияния состава и температуры на физические свойства представляет трудную для решения задачу. Кроме того, нет прямого метода для измерения температуры, а формализованных способов решения задачи по отысканию зависимости распределения температура–глубина пока не создано. Количественные расчеты по определению температуры и состава мантии остаются ключевой проблемой лунной петрологии и геофизики.

Петролого-геохимические и изотопные исследования лунных образцов, доставленных космическими аппаратами, накладывают слабые ограничения на состав и физические свойства мантии, тогда как измерения тепловых потоков, геодезические, электромагнитные и сейсмические исследования дают лишь косвенную информацию о температуре лунных недр. Сейсмические станции Apollo-12, -14, -15, -16 зарегистрировали порядка 12500 сейсмических событий (Lognonné, Johnson, 2007) – лунотрясения, падения метеоритов и отработанных частей космических аппаратов. Обработка данных по временам пробега продольных ( $P$ ) и поперечных ( $S$ ) волн привела к построению целого ряда сейсмических моделей в виде зависимостей скорость  $P$ -,  $S$ -волн–глубина ( $V_{P,S}-H$ ) и предположению о зональном строении мантии с границами на различных глубинах (Basaltic Volcanism Study Project, 1981; Goins и др., 1981; Nakamura, 1983).

Впоследствии на основе более совершенных методов математической обработки и интерпретации сейсмических событий проведено переопределение скоростного распределения и предложены новые сейсмические модели Луны, описанные в обзорах (Lognonné, 2005; Lognonné, Johnson, 2007; Бурмин, 2012; Khan и др., 2013). Опубликованные модели, построенные на основе первичного материала экспедиций Apollo, заметно отличаются друг от друга, особенно в нижней мантии. Это связано с тем, что обратные задачи, даже с априорными ограничениями, решаются не единственным образом. Несмотря на это, сейсмические исследования представляют наиболее перспективный (хотя и косвенный) путь для оценки термального режима и химического состава Луны. В общем случае, численное решение обратной задачи заключается в восстановлении некоторого набора модельных параметров, например, температуры и/или химического состава по сейсмическим, гравитационным, электромагнитным и термальным данным (Konopliv и др., 2001; Hikida, Mizutani, 2005; Wiczorek и др., 2006, 2013; Кусков, Кронрод, 2009) посредством аппарата химической термодинамики и физики минералов. Такие задачи представляют особый интерес для реконструкции состава и теплового режима Луны и других планетарных тел (Lognonné и др., 2003; Кусков и др., 2009; Khan и др., 2013).

Несмотря на наличие большого количества работ (Keihm, Langseth, 1977; Toksöz и др., 1978; Warren, Rasmussen, 1987; Кронрод, Кусков, 1997; Shearer и др., 2006; Laneuville и др., 2013; Zhang и др., 2013; Siegler, Smrekar, 2014; Кронрод и др., 2014), термальное состояние, тепловой поток и термохимическая эволюция Луны остаются дискуссионными, а температура недр – один из наиболее неопределенных физических параметров. В ранних обзорах (Ringwood, 1977; Taylor, 1982; Hood, 1986) были просуммированы геохимические и геофизические ограничения на основе материалов лунных экспедиций. В более поздних работах опубликованы междисциплинарные исследования динамики и внутреннего строения многослойной Луны на основе современных наблюдений и их теоретической интерпретации методами планетарной геофизики и сравнительной планетологии (Williams и др., 2001; Gudkova, Zharkov, 2002; Gusev и др., 2003; Lognonné, 2005; Wiczorek и др., 2006; Кусков и др., 2009; Khan и др., 2013; Гудкова, Раевский, 2013). В последующих публикациях рассмотрены некоторые нерешенные вопросы и разногласия между сейсмическими, композиционными и тепловыми моделями мантии и ядра Луны (Кронрод, Кусков, 2011; Garcia и др., 2011; Weber и др., 2011; Grimm, 2013; Laneuville и др., 2013; Zhang и др., 2013). Дополнительные ограничения на размеры и строение ядра получены в экспериментах на Lunar Prospector с

помощью магнитометра и электронного рефлектометра (Hood и др., 1999) и по данным лазерной локации Луны (Lunar Laser Ranging) (Williams и др., 2001), а на плотность и мощность коры, момент инерции, значения числа Лява, размеры и агрегатное состояние ядра по программе изучения гравитационного поля и внутреннего строения (миссия GRAIL, Gravity Recovery and Interior Laboratory) Луны (Wieczorek и др., 2013; Williams и др., 2014).

Однако многие ключевые аспекты сейсмической структуры, теплового режима и химического состава лунной мантии остаются неясными и требуют дальнейших исследований. Это заставляет размышлять о причинах отсутствия согласования при исследованиях Луны термическими, сейсмическими и петролого-геохимическими методами. Существующие здесь проблемы далеки от разрешения, на что указывает высокая степень дискусионности множества опубликованных работ.

Это исследование мотивировано появлением новых моделей сейсмической структуры Луны (Khan и др., 2000, 2007; Lognonné, 2005; Gagnepain-Beyneix и др., 2006; Garcia и др., 2011). Мы рассмотрим потенциальные возможности этих моделей для оценки состава и теплового режима верхней мантии, то есть ограничим себя анализом термохимической структуры мантии в основном на глубинах 50–500 км, и не будем затрагивать проблемы, связанные со строением коры, нижней мантии и ядра Луны. Обратим внимание, что скоростные модели разных авторов заметно отличаются друг от друга. Мы не знаем *a priori*, какое из сообщаемых значений является “наилучшим”, например, на глубине 500 км  $V_p = 7.5$  км/с (Lognonné, 2005) или  $V_p = 8.0$  км/с (Khan и др., 2000). Однако различие в 0.5 км/с приведет к разбросу по температуре  $\Delta T \sim 1000^\circ\text{C}$ , поскольку погрешность  $\pm 0.05$  км/с в значениях  $V_{p,s}$  приводит к погрешности  $\pm 90\text{--}120^\circ\text{C}$  (Kuskov, Kronrod, 2009). Очевидно, что столь большие расхождения по температуре позволяют выявить предпочтительность той или иной сейсмической модели.

Цель настоящей работы заключается в тестировании сейсмических моделей по отношению к термальному режиму и химическому составу мантии Луны с помощью самосогласованного термодинамического подхода, суть которого заключается в преобразовании зависимостей скорость  $P$ -,  $S$ -волн–глубина в соотношения температура ( $T_p$ ,  $T_s$ )–глубина с учетом петролого-геохимических ограничений на состав мантии. Такой подход дает независимый инструмент для проверки достоверности сейсмических моделей и их соответствия петрологическим и термальным моделям, а также позволяет ввести более надежные ограничения на внутреннее строение мантии Луны.

## ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОДХОД: ПРОЦЕДУРА, МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ, ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Поскольку температура не может быть определена прямыми методами, то обращение данных по временам пробега  $P$ - и  $S$ -волн или зависимостей скорость–глубина ( $V_{p,s}\text{--}H$ ), вероятно, является наилучшим инструментом для оценки термального состояния Луны. Согласование геофизических и физико-химических параметров состояния мантийного вещества проводится методами термодинамического моделирования и физики минералов, детально изложенными в предыдущих работах (Kuskov, Kronrod, 1998; 2009; K&K98, K&K09). Эти методы позволяют переводить модели валового состава в равновесные фазовые ассоциации и согласованные с ними сейсмо-плотностные характеристики (прямая задача), а скоростные разрезы обращать в модели распределения температуры (обратная задача). Здесь мы лишь кратко остановимся на основных принципах подхода.

В предположении термодинамического и гидростатического равновесия процедура решения осуществлена методом минимизации свободной энергии Гиббса с учетом фазовых превращений, ангармонизма (учет термического расширения и сжимаемости) и эффектов затухания (неупругости вещества при высоких температурах) (K&K09). Расчет уравнения состояния минералов осуществляется в квазигармоническом приближении Ми–Грюнайзена–Дебая. В расчетах учитывались поправки эффекта неупругости в скоростях, связанные с сейсмическим затуханием в поликристаллических породах мантии, особенно при высоких температурах. Значения фактора добротности  $Q_{p,s}$  составляют 1500–9000 в верхней мантии и 500–1500 в нижней мантии (Nakamura, Koyama, 1982; Garcia и др., 2011). Эти значения показывают, что указанные поправки пренебрежимо малы в верхней мантии, но становятся более существенными в нижней мантии, когда температура приближается к солидусу (K&K09). Температуры солидуса пироксенита (Ringwood, Essene, 1970) и перидотита (Hirschmann, 2000) близки и располагаются ниже таковых для гарцбургита (Maaløe, 2004). Для расчета упругих свойств используется осреднение Фойгта–Реусса–Хилла (Voigt–Reuss–Hill averaging). Распределение давления определяется по приближенной формуле:  $P = P_0\{1 - ((R - H)/R)^2\}$ , где  $P_0 \sim 5$  ГПа – давление в центре Луны,  $R = 1738$  км,  $H$  – глубина.

Моделирование фазового состава и физических свойств мантии проведено на основе программного комплекса и базы данных THERMOSEISM (Fabricichnaya, Kuskov, 1991; Kuskov, 1997; Kuskov и др., 2014) для сухой системы  $\text{Na}_2\text{O}\text{--}\text{TiO}_2\text{--}\text{CaO}\text{--}\text{FeO}\text{--}\text{MgO}\text{--}\text{Al}_2\text{O}_3\text{--}\text{SiO}_2$  (NaTiCFMAS), включающей

**Таблица 1.** Состав и физические свойства петрологических моделей мантии Луны

| Химический состав (мас. %)   | Ol–Px | Пиролит | Ol–Cpx–Gar | Однородный состав |
|--|-------|---------|------------|-------------------|
| MgO  | 32.0  | 37.58   | 34.1       | 37.0              |
| FeO  | 11.6  | 8.48    | 10.05      | 12.8              |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 2.25  | 4.50    | 6.4        | 2.6               |
| CaO  | 1.8   | 3.64    | 5.1        | 2.5               |
| SiO <sub>2</sub>   | 52.0  | 45.25   | 44.0       | 45.1              |
| Na <sub>2</sub> O  | 0.05  | 0.34    | 0.05       | 0.0               |
| TiO <sub>2</sub>   | 0.3   | 0.21    | 0.3        | 0.0               |
| MG#  | 83.0  | 88.8    | 85.8       | 83                |
| <b>Фазовый состав (мол. %), физические свойства 400 км (2 ГПа/850°C)</b> |       |         |            |                   |
| Оливин   | 14    | 53.9    | 53.6       | 54                |
| Ортопироксен   | 77.7  | 6.1     | 0          | 26.5              |
| Клинопироксен  | 7     | 35.6    | 37.7       | 17                |
| Гранат   | 0.9   | 4.0     | 8.1        | 2.5               |
| Ильменит   | 0.4   | 0.4     | 0.6        | 0                 |
| ρ, г/см <sup>3</sup>   | 3.337 | 3.340   | 3.400      | 3.370             |
| V <sub>p</sub> , км/с  | 7.780 | 8.120   | 8.170      | 7.980             |
| V <sub>s</sub> , км/с  | 4.444 | 4.560   | 4.565      | 4.470             |
| K <sub>s</sub> , ГПа   | 114.0 | 127.2   | 132.6      | 124.6             |
| G, ГПа   | 65.9  | 69.4    | 70.85      | 67.4              |

Примечание. Ol–Px и Ol–Cpx–Gar модели – (Kuskov, Kronrod, 1998; Kronrod, Kuskov, 2011); пиролит – (McDonough, 1990); однородный состав – (Khan и др., 2007). Система NaAlCFMAS включает фазы постоянного и переменного состава: α-β-кварц, коэзит, минералы группы Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>, плагиоклаз (Pl), железо-магнезиальные оливин (Ol), шпинель (Sp) и ильменит (Ilm) – бинарные растворы, гранат (Gar, пироп-альмандин-гроссуляр), ортопироксен (Opx – 5-компонентный раствор – MgSiO<sub>3</sub>, FeSiO<sub>3</sub>, Ca<sub>0.5</sub>Mg<sub>0.5</sub>SiO<sub>3</sub>, Ca<sub>0.5</sub>Fe<sub>0.5</sub>SiO<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и клинопироксен (Cpx, те же компоненты плюс жадеитовый минерал). Химический состав и пропорции фаз (мол. %) приведены в качестве примера на глубине ~400 км (2 ГПа/850°C).

**Ol–Px** – оливиновый пироксенит: 77.7% Opx (OrthoEn<sub>78</sub>OrthoDi<sub>3</sub>OrthoFs<sub>15</sub>OrthoHed<sub>2</sub>OrthoCor<sub>2</sub>) + 14% Ol (Fo<sub>85</sub>) + 7% Cpx (ClinoEn<sub>31</sub>Di<sub>36</sub>ClinoFs<sub>9</sub>Hed<sub>16</sub>Jd<sub>5</sub>ClinoCor<sub>3</sub>) + 0.9% Gar (Gros<sub>6</sub>Py<sub>66</sub>Alm<sub>28</sub>) + 0.4% Ilm (Geik<sub>39</sub>).

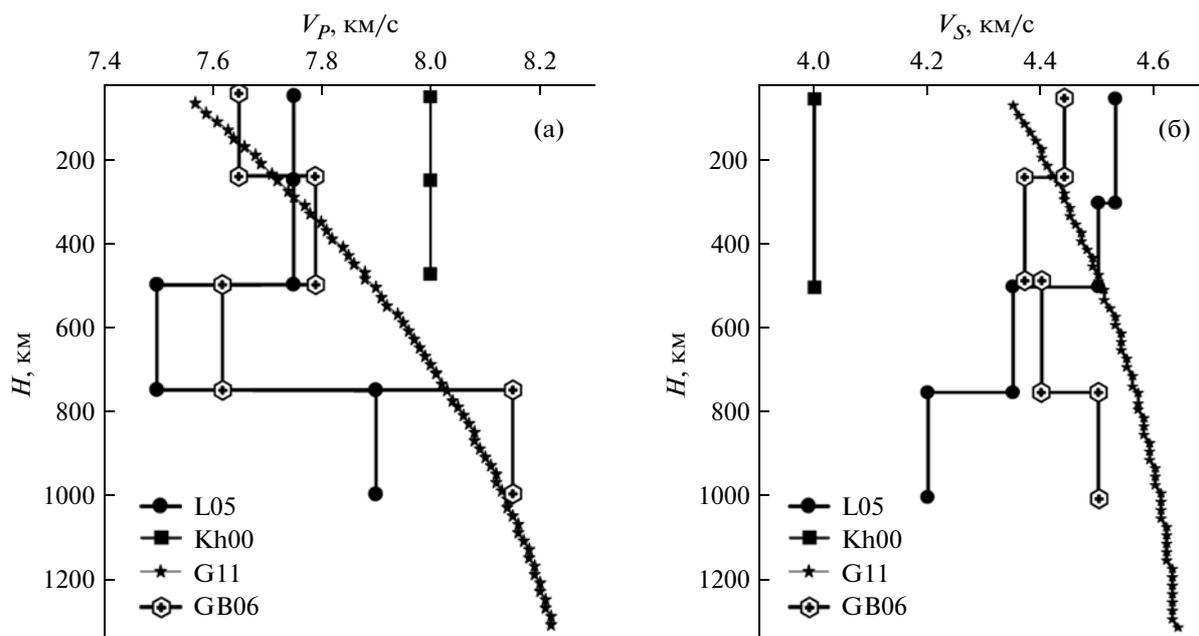
**пиролит**: 53.9% Ol (Fo<sub>91.4</sub>) + 6.1% Opx (OrthoEn<sub>86</sub>OrthoDi<sub>2</sub>OrthoFs<sub>9</sub>OrthoHed<sub>1</sub>OrthoCor<sub>2</sub>) + 35.6% Cpx (ClinoEn<sub>34</sub>Di<sub>34</sub>ClinoFs<sub>6</sub>Hed<sub>13</sub>Jd<sub>9</sub>ClinoCor<sub>4</sub>) + 0.4% Ilm (Geik<sub>56</sub>) + 4.0% Gar (Gros<sub>3</sub>Py<sub>77</sub>Alm<sub>18</sub>).

**Ol–Cpx–Gar** – оливин-клинопироксен-гранат: 53.6% Ol (Fo<sub>90</sub>) + 8.1% Gar (Gros<sub>11</sub>Py<sub>68</sub>Alm<sub>21</sub>) + 37.7% Cpx (ClinoEn<sub>27</sub>Di<sub>45</sub>ClinoFs<sub>7</sub>Hed<sub>16</sub>Jd<sub>1</sub>ClinoCor<sub>4</sub>) + 0.6% Ilm (Geik<sub>50</sub>).

**Однородный состав**: 54% Ol (Fo<sub>85</sub>) + 26.5% Opx (OrthoEn<sub>79</sub>OrthoDi<sub>3</sub>OrthoFs<sub>14</sub>OrthoHed<sub>2</sub>OrthoCor<sub>2</sub>) + 17% Cpx (ClinoEn<sub>30</sub>Di<sub>41</sub>ClinoFs<sub>9</sub>Hed<sub>17</sub>ClinoCor<sub>3</sub>) + 2.5% Gar (Gros<sub>8</sub>Py<sub>65</sub>Alm<sub>27</sub>).

фазы неидеальных твердых растворов (табл. 1). Химические реакции в такой системе не зависят от летучести кислорода. Добавление Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O и TiO<sub>2</sub> важно для стабильности граната, клинопироксена и Ti-содержащих ассоциаций (Кусков и др., 2009; Thacker и др., 2009). Летучие и водосодержащие минералы также играют важную роль в решении задачи о тепловой и магматической эволюции Луны (Shearer и др., 2006) и могут оказывать воздействие на скорости. В работе (Кусков и др., 1995) показано, что аномалии сейсмических свойств в верхней мантии могут быть следствием сосуществования ультраосновных пород с водосодержащими фазами, резко понижающими значения скоростей упругих волн, которые, однако, не

согласуются с недавно опубликованными сейсмическими наблюдениями (Gagnepain-Beuieux и др., 2006). По этой причине и ввиду сильно восстановительных условий в недрах Луны (Elkins-Tanton, Grove, 2011; Grimm, 2013), будем рассматривать сухую мантию. Результаты анализа образцов лунного вещества и петрологическое моделирование показывают, что лунная мантия может содержать примерно 10–100 ppm H<sub>2</sub>O (Elkins-Tanton, Grove, 2011; Tartèse и др., 2013; Robinson, Taylor, 2014). Воздействие такого количества воды на сейсмические свойства незначительно. Из-за недостатка данных не принимается во внимание влияние размера зерен в мантии на оценку поправок на неупругость. Погрешности расчетов, одинаковые



**Рис. 1.** Профили скоростей распространения продольных (а) и поперечных (б) волн в мантии Луны. Обозначения: Kh00 = Khan и др., 2000; L05 = Lognonné, 2005; GB06 = Gagnepain-Beuneix и др., 2006; G11 = Garcia и др., 2011. Все сейсмические модели имеют погрешности, которые здесь приведены по данным GB06 для  $P$ -,  $S$ -волн:  $7.65 \pm 0.06$  и  $4.44 \pm 0.04$  км/с на глубинах 38–238 км,  $7.79 \pm 0.12$  и  $4.37 \pm 0.07$  км/с в интервале 238–488 км,  $7.62 \pm 0.22$  и  $4.40 \pm 0.11$  км/с в интервале 488–738 км,  $8.15 \pm 0.23$  и  $4.50 \pm 0.10$  км/с в интервале 738–1000 км. (а)  $V_p$ , (б)  $V_s$ .

для всех составов, обсуждались в работах (K&K09; Kuskov и др., 2002). По сейсмическим данным (Gagnepain-Beuneix и др., 2006) ошибки в скоростях  $V_s$  и  $V_p$  составляют 1–1.5% на глубинах 40–500 км и ~2.5% на глубинах 500–1000 км. Такие погрешности не позволяют восстановить температуру в верхней мантии Луны точнее, чем  $\pm 100$ –150°C.

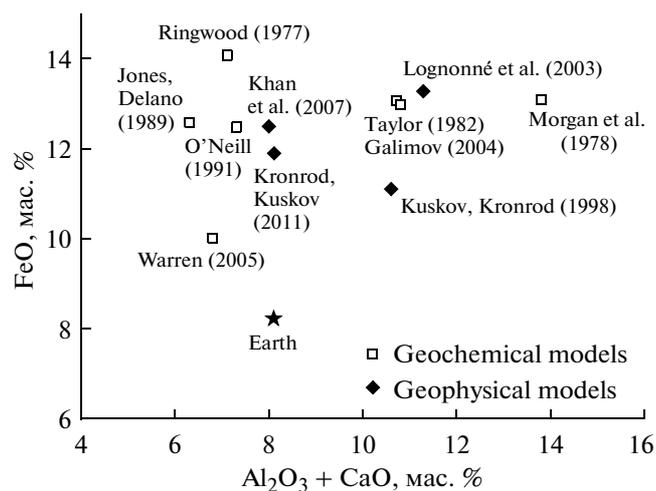
### СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МАНТИИ ЛУНЫ

Сейсмические данные – своего рода “розетский камень” информации о внутреннем строении Луны. Математическая обработка 8-летнего эксперимента (1969–1977 гг.), проводившегося сейсмической сетью из четырех станций, установленных экипажами КА Apollo-12, -14, -15, -16, позволила выявить характерные особенности строения лунных недр. В ранних сейсмических моделях предложена зональная структура мантии (Basaltic Volcanism Study Project, 1981) с выделением сейсмических разделов на уровне 400 км (Goins и др., 1981) или на глубинах 270 и 500 км (Nakamura, 1983). Интерпретация зональной структуры мантии сохраняется и в большинстве последующих моделей (Lognonné, 2005), причем, по крайней мере до 1000–1200 км, недра Луны остаются твердыми, поскольку они пропускают как продольные, так и поперечные волны. Верхняя мантия

характеризуется высокой вязкостью и сейсмической добротностью, что подразумевает субсолидные температуры и отсутствие летучих.

Новые сейсмические модели Луны предложены в работах (Khan и др., 2000; 2007; Lognonné, 2005; Gagnepain-Beuneix и др., 2006; Garcia и др., 2011). Несмотря на различную математическую обработку первичных сейсмических данных и их физическую интерпретацию, эти модели с большей точностью позволяют определить внутреннюю структуру мантии, хотя и не позволяют разрешить противоречия между постепенным или скачкообразным изменением скоростей в структуре мантии в связи с ограниченным числом слоев (рис. 1). Справедливости ради, отметим, что основные черты топологии сейсмопрофилей, свидетельствующие о зональном строении мантии, в том или ином виде присутствуют почти во всех современных моделях, более изоциренных по сравнению с ранее опубликованными. К сожалению, это не означает, что из всех достаточно противоречивых профилей один непременно должен быть истинным. Особенно заметные противоречия сохраняются на глубинах ниже 500 км. Очевидно, что различия между скоростными моделями (связанные с методами анализа данных) должны отражаться на распределении температуры.

В работах (Lognonné, 2005, L05; Gagnepain-Beuneix и др., 2006, GB06) представлены модели Луны с границей кора–мантия ~30 км, которые



**Рис. 2.** Геохимические и геофизические модели валового состава Луны (кора + мантия) по литературным данным (Ringwood, 1977; Morgan и др., 1978; Taylor, 1982; Jones, Delano, 1989; O'Neill, 1991; Kuskov, Kronrod, 1998; Lognonné и др., 2003; Галимов, 2004; Warren, 2005; Khan и др., 2007; Кронрод, Кусков, 2011) в сравнении с составом силикатной Земли (McDonough, Sun, 1995).

неплохо согласуются с предыдущими (Goins и др., 1981; Nakamura, 1983) на глубинах до ~300 км, но обнаруживают значительные расхождения в нижней мантии. Модель GB06 представляет собой усовершенствование предыдущей модели (L05) и обладает несколько меньшими ошибками. Weber и др. (2011) провели анализ сейсмических данных, используя метод обработки массивов (array-processing methods); модель на глубинах выше ~740 км, практически полностью взята из предыдущих исследований (L05; GB06) со скачком  $V_p$  до 8.5 км/с на больших глубинах, здесь не рассматривается.

Khan и др. (2000; Kh00) провели анализ времен пробега  $P$ - и  $S$ -волн методом Монте-Карло и нашли постоянство скоростей в верхней мантии вплоть до 560 км (рис. 1). Однако значения  $V_p \sim 8$  км/с оказываются существенно выше, а значения  $V_s \sim 4$  км/с существенно ниже данных других авторов; скорости волн в нижней мантии также сильно отличаются от других моделей. Более поздняя реконструкция (Khan и др., 2007; Kh07), основанная на совместной инверсии гравитационных и сейсмических данных (seismic-arrival time data set) методом Монте-Карло, привела к однородному составу верхней и нижней мантии и монотонному характеру поведения  $V_p$  и  $V_s$  без сейсмических границ и скоростных скачков. Эта модель заметно отличается по сейсмическим свойствам и топологии профилей от ранней интерпретации (Kh00). Кронрод и Кусков (2011) на основе совместного обращения гравитационных и сейсмических данных методом Монте-Карло с учетом физики минера-

лов и масс-балансовых соотношений провели реконструкцию химического состава и внутреннего строения Луны и оценили радиус Fe – 10% S ядра на уровне  $340 \pm 30$  км. Они нашли, что мантия Луны стратифицирована по химическому составу с потенциально возможными химическими границами на глубинах 250–300 км и 620–750 км.

Группой французских ученых (García и др., 2011; G11) опубликована предварительная референц-модель Луны (Very Preliminary REference Moon model, VPREMOON), которая удовлетворяет геодезическим (масса, полярный момент инерции, числа Лява) и сейсмологическим (времена пробега объемных волн) данным и включает некоторые физические ограничения, такие как упрощенные линейные соотношения для  $V_p/V_s$  и между скоростью и плотностью (уравнение Берча), а также уравнение Адамса–Вильямсона в предположении адиабатического сжатия гомогенного материала без фазовых переходов. В общей сложности для построения модели использованы времена пробега 343  $P$ -,  $S$ -волн от 64 событий (8 искусственных воздействий, 19 падений метеоритов, 10 мелкофокусных и 27 глубокофокусных лунотрясений). Анализ лунных сейсмограмм с учетом отраженных от ядра волн позволил получить оценки радиуса ядра сейсмическими методами (García и др., 2011; Weber и др., 2011). Бурмин (2012) провел переопределение скоростного распределения в мантии Луны на основе собственной интерпретации сейсмических данных по программе Apollo. Суть подхода заключается в использовании формул обращения для разрывных годографов и аппроксимации наблюдаемых годографов выпуклыми кубическими сплайнами, которые, согласно автору, в отличие от ранее используемых методов определения кажущихся скоростей, являются наилучшим аппаратом для решения этой задачи. Распределение плотности и упругих параметров в недрах Луны получены также на основе уравнения Адамса–Вильямсона.

## ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Модели валового состава силикатной Луны противоречивы (рис. 2, табл. 2). Данные о составе коры, основанные на результатах исследования образцов лунных пород и метеоритов, а также дистанционного зондирования, являются более надежными по сравнению с оценками состава мантии (Демидова и др., 2007; Wiczorek и др., 2013). Существуют радикальные противоречия как между геофизическими и геохимическими классами моделей состава Луны, так и внутри обоих классов (Кусков и др., 2009). Основные из них связаны с оценкой концентраций тугоплавких оксидов CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а также FeO и MgO (рис. 2), имеющих ключевую роль в эволюции Луны и влияющих на количество и устойчивость фаз (анортита, оливи-

**Таблица 2.** Модели валового состава силикатных оболочек (кора + мантия) Земли, Луны и силикатной фракции хондритов (мас. %)

| Литературный источник                          | SiO <sub>2</sub> | FeO       | MgO       | CaO  | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MG#   |
|--|------------------|-----------|-----------|--|--------------------------------|-------|
| <b>Земля</b>                                   |                  |           |           |  |                                |       |
| Taylor (1982)                                  | 50.1             | 8.0       | 35.3      | 2.9  | 3.7                            | 88.8  |
| McDonough, Sun (1995)                          | 45.5             | 8.2       | 38.2      | 3.6  | 4.5                            | 89.3  |
| <b>Луна</b>                                    |                  |           |           |  |                                |       |
| <i>Геохимические модели</i>                    |                  |           |           |  |                                |       |
| Morgan и др. (1978)                            | 43.7             | 13.1      | 29.4      | 6.1  | 7.7                            | 80    |
| Ringwood (1977)                                | 45.1             | 14.1      | 32.9      | 3.7  | 4.2                            | 80.6  |
| Jones, Delano (1989)                           | 46.1             | 12.6      | 35.0      | 2.8  | 3.5                            | 83    |
| O'Neill (1991)                                 | 44.9             | 12.5      | 35.3      | 3.3  | 4.0                            | 83    |
| Wänke, Dreibus (1986)                          | 45.9             | 13.1      | 32.6      | 3.8  | 4.6                            | 81.6  |
| Taylor (1982)                                  | 43.9             | 13.1      | 32.3      | 4.6  | 6.1                            | 81.5  |
| Taylor и др. (2006)                            | —                | 13        | —         | —  | 6.0                            | 82    |
| Warren (2005)                                  | 43               | 10        | 39        | 3.0  | 3.8                            | 88    |
| Галимов (2004)                                 | 43.4             | 13        | 32        | 10.8 (сумма CaO + Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) |                                | 81.5  |
| <i>Геофизические модели</i>                    |                  |           |           |  |                                |       |
| Lognonné и др. (2003)                          | 53.5             | 13.3      | 21.9      | 4.9  | 6.4                            | 74.6  |
| Khan и др. (2007)                              | 45–48            | 10–13     | 31–37     | 3.3–4  | 4.5                            | 83–84 |
| Kuskov (1997)                                  | 49.9             | 10.8      | 27.5      | 4.9  | 6.9                            | 82    |
| Kuskov, Kronrod (1998)                         | 48.5–50          | 10.4–11.7 | 28.5–29.6 | 4.3–4.8  | 5.9–6.3                        | 82–83 |
| Кронрод, Кусков (2011)                         | 49.5–51          | 11.4–12.1 | 29.5–29.8 | 3.3–3.8  | 4.1–4.8                        | 81–82 |
| <b>Хондриты (Jarosewich, 1990; Додд, 1986)</b> |                  |           |           |  |                                |       |
| CI   | 34.2             | 36.8      | 24.5      | 2.1  | 2.4                            | 54    |
| CM2  | 38.6             | 29.5      | 26.5      | 2.5  | 2.9                            | 62    |
| CV3  | 37.3             | 29.4      | 26.9      | 2.9  | 3.5                            | 64    |
| H  | 49.4             | 13.9      | 31.4      | 2.4  | 2.9                            | 80    |
| L  | 47.9             | 17.4      | 29.8      | 2.2  | 2.7                            | 75    |
| LL   | 46.5             | 19.9      | 28.9      | 2.2  | 2.5                            | 72    |

на, пироксенов, граната), физические свойства и момент инерции.

В оценках валового состава Луны используются разные подходы и методы: конденсационные (Morgan и др., 1978) и геофизические (Kuskov, 1997; Khan и др., 2007; Кронрод, Кусков, 2011) модели, петрологические эксперименты (Ringwood, Essene, 1970; Longhi, 2006), геохимические ограничения на элементные отношения и корреляции между содержанием Th, U и тугоплавких оксидов (Taylor, 1982; Wänke, Dreibus, 1986; Jones, Delano, 1989; O'Neill, 1991). Ряд авторов предполагает обогащение силикатной Луны (относительно земной мантии) тугоплавкими (труднолетучими) элементами (refractory elements – термин, принятый в англоязычной литературе) примерно на 50% (Taylor, 1982; Kuskov, Kronrod, 1998; Галимов, 2004; Taylor и др., 2006), тогда как другие исследователи отмечают, что содержание

тугоплавких элементов, рассчитанное по корреляционным соотношениям Mg/Si, Al/Si, Mg/Al или по содержанию U и Th, в значительной степени неточно (Ringwood, 1977; Toksöz и др., 1978; Warren, Rasmussen, 1987). Масс-балансовые расчеты, анализ зеленых стекол, лунных метеоритов и синтез литературных данных оценивают содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ~ 4% (Warren, 2005; Longhi, 2006), т.е. почти одинаковое в силикатных оболочках Земли и ее спутника (рис. 2).

Геофизические модели состава Луны получены с помощью различных методов обработки массива сейсмической информации и гравитационных данных. Подход, основанный на совместной инверсии сейсмических, гравитационных и термодинамических данных, позволяет найти ограничения на распределение температуры и плотности в недрах планетарного тела, а также сделать оценки его химического состава (Hood, Jones, 1987; Kuskov,

1997; Кронрод, Кусков, 1997, 2011; Kuskov, Kronrod, 1998; Lognonné и др., 2003; Khan и др., 2007). Содержания  $Al_2O_3$  варьируют в диапазоне от 2–3% для полностью гомогенной мантии (Khan и др., 2007), от 2–2.5% для верхней до 6.5% для нижней мантии (Kuskov, Kronrod, 1998; Кусков, Кронрод, 1999), и от 1.6–1.9% для верхней до 4.1–4.8% для нижней мантии (Кронрод, Кусков, 2011). Ограничения на плотность и мощность лунной коры, полученные по программе GRAIL, снижают вероятность обогащения Луны тугоплавкими элементами (Wieczorek и др., 2013). С другой стороны, заново проведенная оценка состава материковой коры на основе анализа лунных метеоритов подтверждает возможное обогащение труднолетучими и обеднение легколетучими и сидерофильными элементами (Демидова и др., 2007).

Из рис. 2 следует, что Луна обогащена закисным железом (FeO) по сравнению с силикатной Землей. Геофизический анализ и термодинамические расчеты показывают, что магнезиальный номер MG# ( $Mg/(Mg + Fe)$ ) для Луны составляет 82–84 (Kuskov, Kronrod, 1998; Khan и др., 2007; Кронрод, Кусков, 2011), что меньше такового для силикатной Земли (MG#89). По сейсмическим и электромагнитным данным MG#75–80 (Lognonné и др., 2003; Grimm, 2013). Напротив, геохимические корреляции дают для Луны MG#87–88 (Warren, 2005), близкое к земному. По мнению Назарова и др. (2011), совпадение отношений  $Mg/(Mg + Fe)$  в лунных алюмоэнстатитах и ксенолитах земной мантии может служить указанием на одинаковую магнезиальность лунной и земной мантии. Заметим, что магнезиальность силикатной Земли (состав вещества примитивной мантии) является интегральным параметром (McDonough, Sun, 1995), который вряд ли можно соотносить с лунным материалом неизвестного валового состава, поскольку составы обнаруженных фрагментов пород не являются представительными (Назаров и др., 2011). Наконец, добавим, что проблема расхождения геохимических и геофизических моделей неоднократно обсуждалась в литературе, но не получила разрешения до настоящего времени.

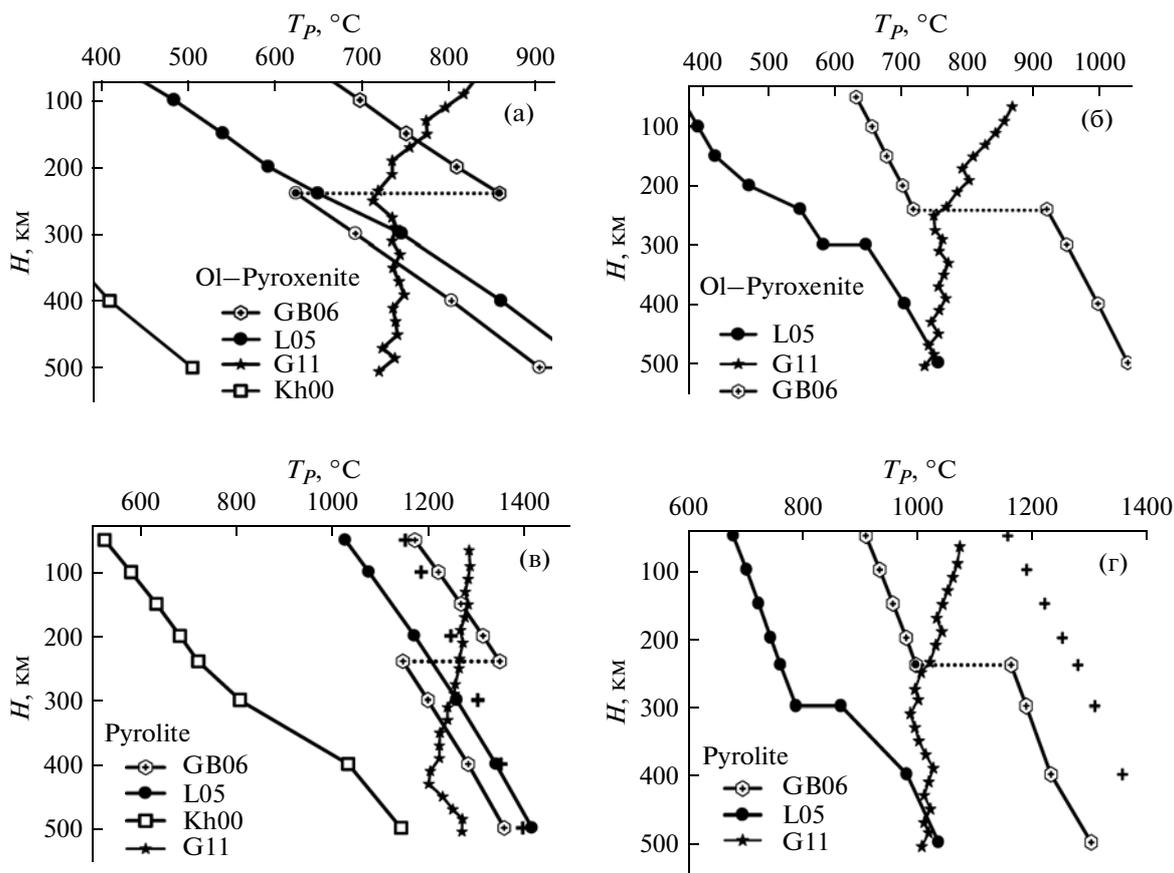
Влияние химического и фазового состава на сейсмические и плотностные свойства мантии Луны исследовано в диапазоне  $25 \leq MgO \leq 50\%$ ,  $40 \leq SiO_2 \leq 55\%$ ,  $5 \leq FeO \leq 30\%$ ,  $2 \leq Al_2O_3 \leq 7\%$  с вариацией концентрации оксидов с шагом 1 масс. % (Kuskov и др., 2002). Здесь, учитывая важность ограничений на содержания  $Al_2O_3$  и FeO, были выбраны четыре принципиально различные петрологические модели (обедненные и обогащенные Ca, Al, Fe), охватывающие широкий спектр концентраций этих элементов. Модели приведены в табл. 1: (1) Ca–Al-обедненный состав оливиново-

го пироксенита (Ol–Px или пироксенитовая модель); (2) обогащенный Ca и Al оливин-клинопироксен-гранатовый состав (Ol–Cpx–Grt); (3) пиролитовый состав мантии Луны; (4) модель однородного состава мантии.

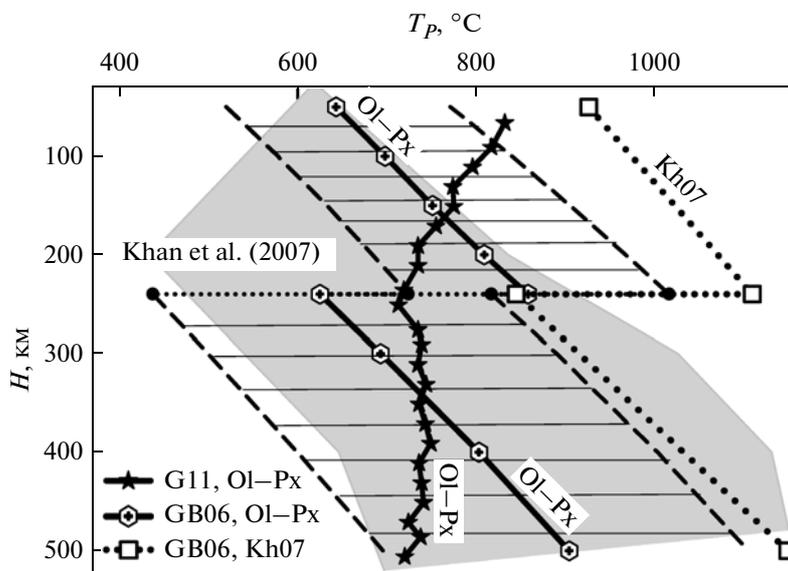
Ol–Px и Ol–Cpx–Grt модели выведены совместной инверсией сейсмических и гравитационных данных (K&K98; Кронрод, Кусков, 2011). Обогащенная пироксеном и обедненная Ca, Al верхняя мантия согласуется с данными экспериментальной петрологии (Ringwood, Essene, 1970), является общим свойством геофизических моделей, замкнутых на момент инерции, и имеет скорости  $V_p \sim 7.74$  и  $V_s \sim 4.5$  км/с, соответствующие сейсмическим моделям до глубин 300–500 км (Nakamura, 1983; Lognonné и др., 2003). Ol–Cpx–Grt модель обогащена Ca и Al (Kuskov и др., 2002; Кронрод, Кусков, 2011). Фазовый состав минеральной ассоциации оливин-клинопироксен-гранат (мол. %, 54% Ol( $Fe_{89}$ ) + 38% Cpx + 8% Grt, табл. 1), по-видимому, соответствует рассчитанному Назаровым и др. (2011; см. рис. 6б в этой работе, хотя там не сообщаются пропорции фаз), но отличается как от состава Ol–Px пород верхней мантии Луны, так и от пиролитовой мантии Земли. Пиролитовый состав широко используется в качестве модели, отражающей состав примитивной мантии Земли (bulk silicate Earth) (McDonough, 1990; McDonough, Sun, 1995). Ringwood (1977) предположил, что валовый состав Луны близок к составу пиролита, за исключением того, что Луна обеднена летучими элементами и обогащена закисным железом. Важно выяснить, соответствуют ли физические характеристики земного пиролита сейсмическим лунным профилям. Однородный состав мантии Луны (Khan и др., 2007, Kh07), в которой по определению отсутствуют сейсмические границы, имеет более высокое содержание FeO, более низкое MgO и меньшее содержание тугоплавких элементов в сравнении с пиролитом, но близкое к Ol–Px модели. Во всех обсуждаемых моделях содержание FeO варьирует от 8.5 до 13% (табл. 1).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

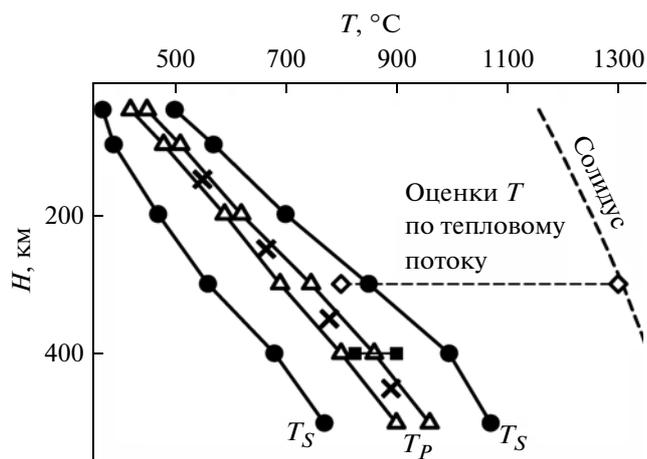
Результаты преобразования зависимостей скорость  $P$ -,  $S$ -волн – глубина по четырем сейсмическим моделям (Khan и др., 2000, Kh00; Lognonné, 2005, L05; Gagnerain-Beucloux и др., 2006, GB06; Garcia и др., 2011, G11) в соотношения температура ( $T_p$ ,  $T_s$ )–глубина на основе четырех петрологических моделей состава мантии Луны (табл. 1) приведены на рис. 3–6. Результаты конверсии ранних сейсмических моделей (Goins и др., 1981;



**Рис. 3.** Распределение температур ( $T_p$ ,  $T_s$ ) в верхней мантии Луны, выведенное из сейсмических моделей с постоянной скоростью в отдельных слоях (L05, GB06, Kh00) и модели VPREM00N (G11), приведенных на рис. 1 (там же см. обозначения). Кресты – солидус для перидотитового состава (Hirschmann, 2000). (а, б) – Ol-пироксенит; (в, г) – пиролит.



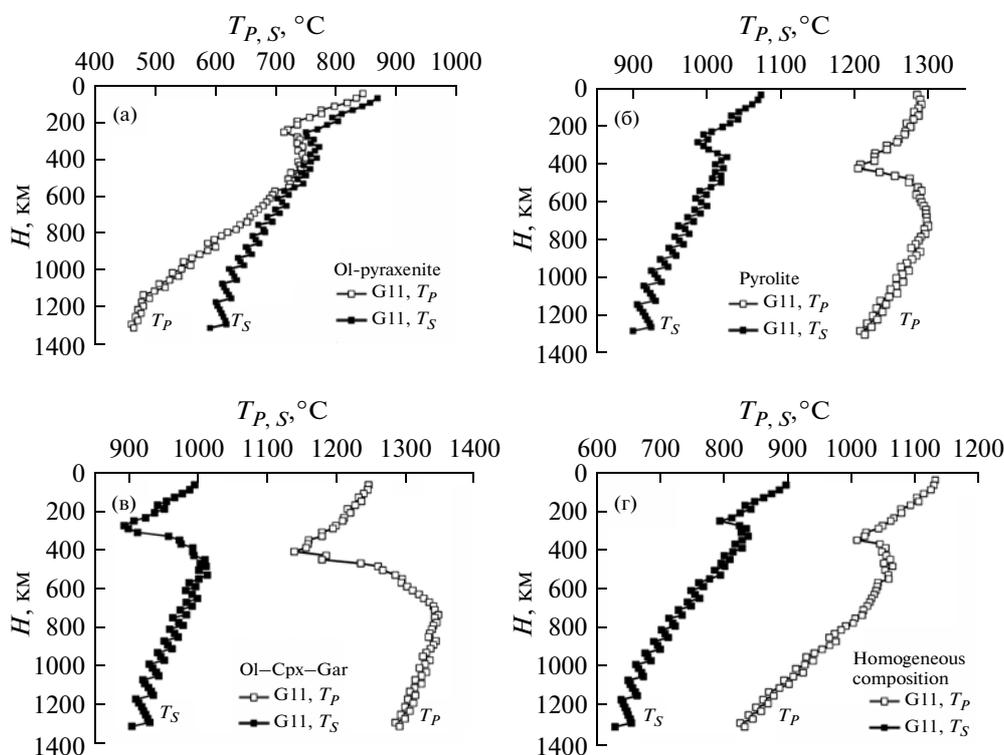
**Рис. 4.** Сопоставление сейсмически допустимого распределения температур в верхней мантии Луны ( $T_p$ ) по модели GB06 для состава Ol-Px (заштрихованная область) с рассчитанными по референц-модели G11 для того же состава. Сплошные линии – температуры, вычисленные из средних значений скорости GB06; пунктирные линии иллюстрируют погрешности температур по модели GB06. Точечные линии обозначают температуры, рассчитанные из средних значений скорости GB06 для однородного состава мантии по Khan и др. (2007, Kh07). Серая зона – интервал температур из совместного обращения сейсмических и гравитационных данных по Khan и др. (2007). Детали см. в тексте.



**Рис. 5.** Распределение температур ( $T_P$ ,  $T_S$ ) в верхней мантии для оливнинового пироксенита, выведенное из средних скоростей  $P$ -,  $S$ -волн сейсмических моделей на глубинах 50–270 км (Nakamura, 1983) и 50–500 км (L05; GB06). Кресты – температуры по уравнению (1). Залитые квадраты – температуры на глубине 400 км по GB06 и K&K98. Ромбы – оценки температур на глубине 300 км, полученные экстраполяцией измеренных значений теплового потока по программе Apollo с учетом данных по распространению тория (Keihm, Langseth, 1977).

Nakamura, 1983) в термины температуры приведены в (K&K09) и здесь не обсуждаются.

Основные черты топологии сейсмических профилей, свидетельствующие о зональном строении мантии с постоянными скоростями в отдельных слоях, в том или ином виде присутствуют почти во всех современных моделях. Исключение составляет референц-модель Луны VPREM00N (G11), в которой скорости монотонно изменяются по глубине (рис. 1). Напротив, в моделях Kh00, L05 и GB06 средние скорости остаются постоянными в пределах ограниченного числа слоев и контролируют температурный градиент в каждом слое. В связи с недостаточным разрешением сейсмических данных, средние скорости не означают, что модель обладает строго постоянными скоростями. По этой причине выведенные отсюда оценки представляют средние температуры в каждом слое, а не реальные селенотермы. Как будет видно из дальнейшего, полученные результаты являются тем инструментом, который позволит найти диапазон потенциально возможных температур и составов, определить степень неточности и/или несогласованности сейсмических моделей Луны и, что важно, установить ограничения на характер



**Рис. 6.** Распределение температур ( $T_P$ ,  $T_S$ ) в мантии Луны, выведенное из  $P$ -,  $S$ -скоростей референц-модели VPREM00N (Garcia и др., 2011; табл. 6) для различных составов; пилообразный характер кривых  $T_{P,S}$  обусловлен изменением значений  $V_{P,S}-H$  в этой модели. Изменение градиента температуры ниже ~200 км связано с фазовым переходом шпинель–гранат (см. также рис. 8). (а) Ol-пироксенит, (б) пиролит, (в) Ol–Cpx–Gar, (г) состав однородной мантии по Khan и др. (2007).

постоянного или монотонного изменения скоростей в мантии Луны.

*Температуры в верхней мантии  
на глубинах 50–500 км*

Восстановленные температуры ( $T_P$  и  $T_S$ ) приведены на рис. 3а и 3б для Са–Al-обедненного состава оливинового пироксенита (~2 мас. % СаО и  $Al_2O_3$ ) и на рис. 3в и 3г для Са–Al-обогащенного пиролитового состава (~3.6–4.5 мас. % СаО и  $Al_2O_3$ ). Получен широкий диапазон  $T_{P,S}$  в зависимости от средних значений скоростей и петрологических моделей.

**Оливин-пироксениновый состав.** Селенотермы, найденные по моделям L05 и GB06, дают вполне разумную согласованность для Ol–Px состава:  $T_P(100 \text{ км}) = 590 \pm 100^\circ\text{C}$  (рис. 3а),  $T_S(100 \text{ км}) = 520 \pm 120^\circ\text{C}$  (рис. 3б).  $T_{P,S}$  по модели G11 согласуются с температурами по L05 и GB06 только ниже ~150 км (рис. 3а, 3б), причем значения  $T_P$  укладываются в пределы погрешности модели GB06 (рис. 4). Модель Kh00 показывает слишком низкое значение  $T_P$  (рис. 3а) и превышающее температуру солидуса значение  $T_S > 1500^\circ\text{C}$  (не показано на рис. 3б), что говорит о несогласованности  $V_P$  и  $V_S$  в этой модели. Это означает, что скорости волн в верхней мантии должны удовлетворять условиям:  $V_P < 8 \text{ км/с}$  и  $V_S > 4 \text{ км/с}$ . Преобразование сейсмических моделей верхней мантии (L05; GB06) для Ol–Px состава, обедненного Са и Al, (в мол. %: 75–80% Орх + 10–15% Ol + 5–10% Срх + 0.4% Ilm + 0–1% Sp + 0–1% Gar) приводит к распределению температур, согласующихся с высокой добротностью жесткой (rigid) верхней мантии:  $T_{P,S} \sim 400\text{--}600^\circ\text{C}$  на глубине 50 км и  $750\text{--}1050^\circ\text{C}$  на глубине 500 км (рис. 3а, 3б).

**Пиролитовый состав.** Значения  $T_P$  и  $T_S$  для пиролитового состава (рис. 3в, 3г) уже на подкоробных глубинах находятся в интервале  $900\text{--}1200^\circ\text{C}$ , что значительно выше, чем  $T_{P,S}$  для Ol–Px состава (рис. 3а, 3б).  $T_{P,S}$  (пиролит), рассчитанные из ранних моделей (Goins и др., 1981; Nakamura, 1983), также приводят к температурам вблизи или выше солидуса (K&K09). С другой стороны, конверсия модели Kh00 ( $V_P = 8$  и  $V_S = 4 \text{ км/с}$ ) дает разумное распределение  $T_P$  (рис. 3в), но приводит к значениям  $T_S$ , превышающим температуру солидуса (не показано на рис. 3г). Столь высокие температуры входят в противоречие с термическими моделями (Hood, Jones, 1987; Laneuville и др., 2013; Zhang и др., 2013). Сейсмические свойства, добротность (крайне высокие значения  $Q$ ) и электропроводность также показывают, что верхняя мантия является твердой и не содержит рассеянных включений расплава. Этому же требует факт существования масконов — мощность, вязкость и

жесткость подстилающих слоев должны быть достаточными для того, чтобы удержать соответствующую нагрузку в виде масконов. Таким образом, расчеты (рис. 3в, 3г) исключают пиролитовый состав верхней мантии Луны.

Из конверсии модели GB06 следует некоррелируемое поведение  $T_{P,S}$ : смещение  $T_S$  к высоким температурам (рис. 3б и 3г) и сдвиг  $T_P$  в сторону низких температур (рис. 3а и 3в). Эти нефизические артефакты связаны с расчетом средних температур внутри ограниченного числа слоев, в которых отсутствует изменение скорости с глубиной. Фактически скорости  $P$ - и  $S$ -волн, так же как модули упругости и плотность, зависят от изменения давления (глубины) и температуры. Поэтому  $T_{P,S}$ , полученные по средним скоростям, должны возрастать, чтобы скомпенсировать рост давления. Селенотермы, выведенные из одной и той же сейсмической модели для пироксенита и пиролита, различаются на сотни градусов ( $\Delta T_S \sim 300^\circ\text{C}$ ,  $\Delta T_P \sim 500\text{--}600^\circ\text{C}$ ) в пределах верхней мантии (рис. 3). Это означает, что, в отличие от земной мантии (Kuskov и др., 2014), состав играет определяющую роль в определении температуры Луны по сейсмическим моделям.

Результаты расчетов, их обсуждение и сопоставление температур, восстановленных по скоростям  $P$ - и  $S$ -волн для моделей с разным содержанием Са и Al, показывают, что наиболее вероятным составом верхней мантии является оливин-содержащий пироксенит (рис. 3а, 3б), обедненный тугоплавкими оксидами (~2 мас. % СаО и  $Al_2O_3$ ). Модели пиролита земного типа, обогащенные Са и Al (~3.6–4.5 мас. % СаО и  $Al_2O_3$ ), не могут рассматриваться в качестве петрологической основы верхней мантии, поскольку приводят к нереалистичным температурам — вблизи или выше солидуса (рис. 3в, 3г).

**Модель однородной мантии.** Поскольку ведутся дискуссии относительно химически гомогенной или гетерогенной мантии Луны (Wieczorek и др., 2006; Khan и др., 2007), проведем обращение сейсмической модели GB06 для состава Kh07 (табл. 1), представляющего собой однородную модель без композиционного расслоения мантии. Можно видеть (рис. 4), что модель хорошо описывает термальный режим на глубинах 250–500 км, но приводит к нереально высоким температурам на меньших глубинах, на которых сейсмическая модель GB06 и петрологическая модель Kh07 взаимно несовместны.

**Влияние погрешностей.** На рис. 4 приведены геофизически допустимые в пределах погрешности интервалы температур в верхней мантии Луны, рассчитанные по моделям GB06 и G11 для оливинового пироксенита (Ol–Px) и однородного состава мантии (Kh07), в сравнении с диапазоном температур (серая зона), найденным совместным

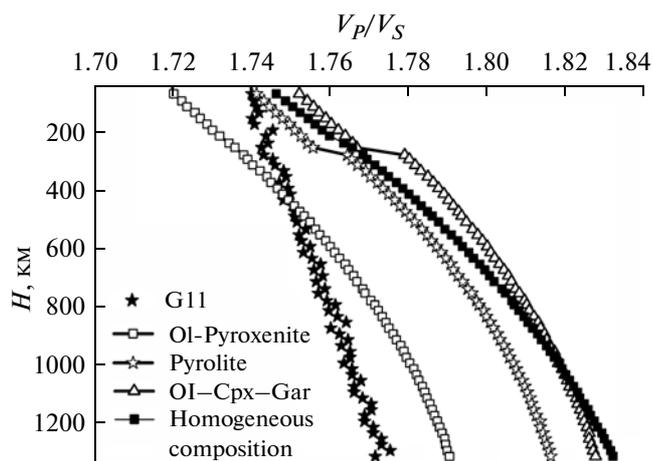


Рис. 7. Сравнение отношений  $V_p/V_s$  для петрологических составов (тех же, что и на рис. 6) с таковым по референц-модели VPREMOON (García и др., 2011; G11).

обращением сейсмических и гравитационных данных методом Монте-Карло (Khan и др., 2007). Если учесть пределы погрешности в модели GB06, то нефизичные артефакты некоррелируемого смещения  $T_{p,s}$  (рис. 3) не возникают. В этом случае температурные профили могут быть охарактеризованы монотонным поведением, поскольку вариации по температуре достигают  $\pm 100\text{--}150^\circ\text{C}$ , причем температуры в середине слоев согласуются с таковыми по GB06. Обратим внимание, что на глубинах 40–240 км максимальные  $T_p \sim 770\text{--}1000^\circ\text{C}$ , инвертированные из минимального предела скорости по GB06 ( $V_p = 7.59$  км/с), слишком высоки, в то время как на глубинах 240–490 км минимальные  $T_p \sim 450\text{--}700^\circ\text{C}$ , инвертированные из максимального предела скорости по GB06 ( $V_p = 7.91$  км/с) слишком низки. Это следует из значений  $Q$  фактора (García и др., 2011), геофизикотермодинамического моделирования (Khan и др., 2007) и термических моделей (Laneuville и др., 2013; Zhang и др., 2013). Температуры, определенные по  $V_p$  модели G11, находятся в пределах погрешностей моделей (GB06; Kh07) за исключением подкорковых глубин.

#### Тепловой режим верхней мантии

Термические модели Луны, основанные на измерении поверхностного теплового потока, распространности радиоактивных элементов и решении стационарной тепловой задачи, показывают заметные расхождения в оценках распределения температуры с глубиной. Это связано с тем, что распределение температур и источников тепла в коре и мантии, а также механизмы его переноса, точно не установлены. В соответствии с измерениями по программе Apollo-15, -17 (Keihm, Langseth, 1977)

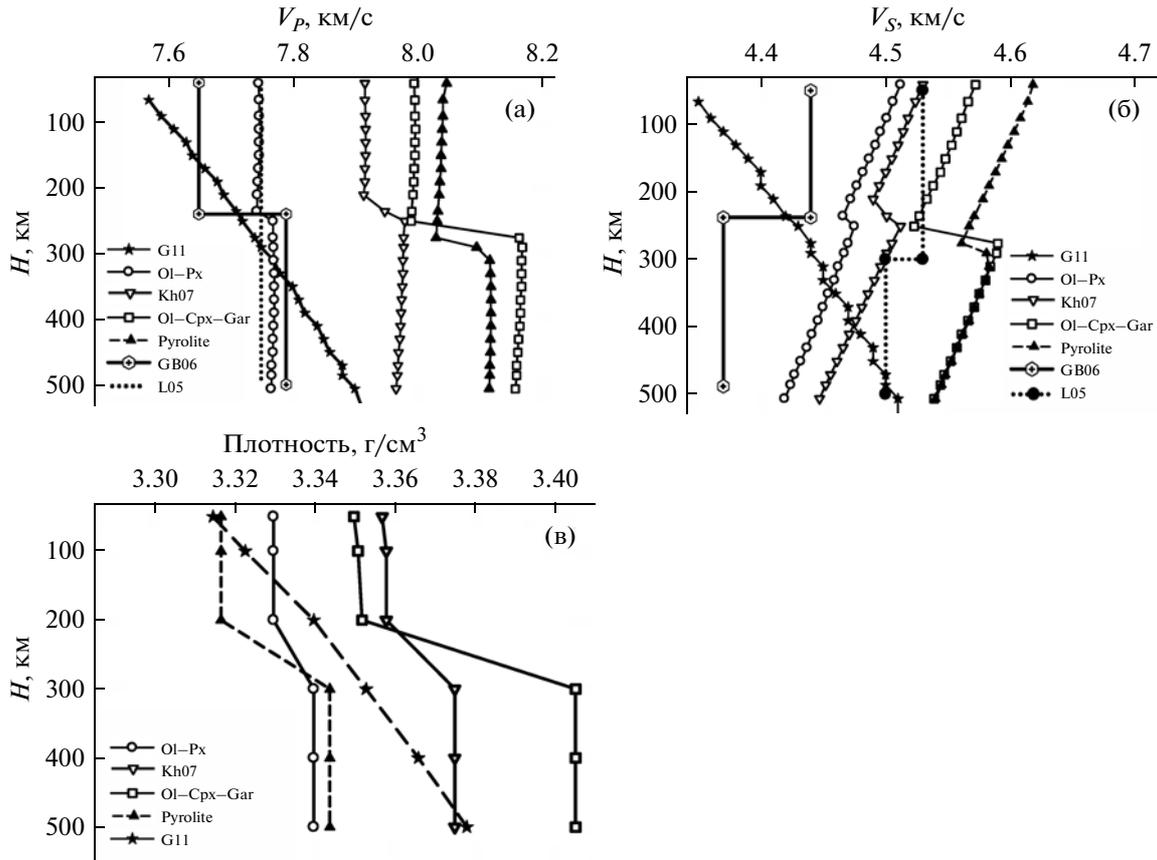
значения теплового потока с поверхности Луны составили  $16\text{--}21$  мВт/м<sup>2</sup>, что с учетом данных по распространности тория привело к  $T = 800\text{--}1300^\circ\text{C}$  на глубине 300 км (рис. 5), теплому потоку  $7\text{--}13$  мВт/м<sup>2</sup> и градиентам  $1.8\text{--}3.2$  К/км в верхней мантии. Впоследствии не раз возникали серьезные сомнения относительно этих значений (Warren, Rasmussen, 1987; Saito и др., 2007; Grott и др., 2010; Кронрод и др., 2014).

Температуры, восстановленные по сейсмическим моделям, дают возможность оценить значения теплового потока и сравнить их с экспериментом. С этой целью были использованы три модели, имеющие достаточно хорошее разрешение (Nakamura, 1983; Lognonné, 2005; Gagnepain-Beuñeix и др., 2006) и близкие скорости ( $7.7\text{--}7.75$  км/с для  $P$ -волн и  $\sim 4.5$  км/с для  $S$ -волн). Температуры, выведенные для обедненного Ca и Al оливин-пироксенитового состава, гораздо ниже, нежели найденные в работе (Keihm, Langseth, 1977), и могут быть описаны следующим приближенным выражением на глубинах верхней мантии,  $H = 50\text{--}500$  км (рис. 5):

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

Постоянные скорости упругих волн в однородном слое приводят к постоянному градиенту температуры (за исключением области фазового перехода, рис. 3б), который близок к максимальному значению. Заметим, что, несмотря на большие погрешности в уравнении (1), градиент температуры, обусловленный вертикальным скоростным профилем, лишен неточности, присущей абсолютным значениям скоростей и температуры (рис. 1, 3а–3г). Более того, при более высоком градиенте плотность должна уменьшаться с глубиной, что противоречит условию гидростатического равновесия. Почти нулевой градиент плотности (также за исключением области фазового перехода, см. рис. 8в) согласуется с наличием легкой и толстой анортозитовой коры и безразмерным моментом инерции Луны (Konopliv и др., 2001), близким к таковому для однородного шара (0.4). Градиент температуры в уравнении (1) является величиной, не требующей инверсии плотности ( $dp/dH \sim 0$ , см. рис. 8в); его значение в 2–3 раза меньше найденного в работе (Keihm, Langseth, 1977), но на порядок выше адиабатического градиента в лунной мантии, принятого *ad hoc* (García и др., 2011).

Принимая температурный градиент из уравнения (1) и коэффициент теплопроводности пород  $3.3\text{--}4$  Вт/м К (GB06), получим максимальную величину теплового потока в верхней мантии  $3.8\text{--}4.7$  мВт/м<sup>2</sup>, которая в 2–3 раза ниже ранее найденной (Keihm, Langseth, 1977). В рамках гипотезы стационарного теплового равновесия (Hood, 1986) полученные значения теплового потока приводят к концентрации U в верхней мантии



**Рис. 8.** Профили скоростей  $P$ - (а),  $S$ - волн (б) волн и плотности (в) в верхней мантии Луны, рассчитанные по уравнению (1) для петрологических моделей (тех же, что и на рис. 6) в сравнении с сейсмическими моделями (L05; GB06; G11). Рассчитанные значения  $V_P$  практически постоянны, в то время как значения  $V_S$  убывают с глубиной, что связано с большей чувствительностью скоростей  $S$ -волн к изменению температуры; значения  $V_S$  для пиролита и Ol-Cpx-Gar сходятся в диапазоне 300–500 км (б). Значения скачка скоростей и плотности на фазовом переходе шпинель-гранат зависят от содержания  $Al_2O_3$  в петрологической модели.

10–12 ppb. Далее в расчетах будем следовать общепринятой процедуре (Hood, 1986). Примем следующие параметры: мощность (40 км) и плотность ( $2.58 \text{ г/см}^3$ ) коры (Wieczorek и др., 2013), средняя плотность мантии  $3.34 \text{ г/см}^3$  (K&K09), стандартные отношения Th/U и K/U (Keihm, Langseth, 1977; Hagermann, Tanaka, 2006), содержания U в коре 80–240 ppb (Taylor, 1982; Демидова и др., 2007). Отсюда получим верхние пределы значений полного теплового потока с поверхности  $6.2\text{--}9.6 \text{ мВт/м}^2$  и валового содержания урана в Луне 15–23 ppb.

Представляет интерес сравнить эти данные с ранее опубликованными. Авторы работ (Wärren, Rasmussen, 1987) на основе обновленных моделей структуры реголита, пересмотренных содержаний радиогенных элементов и моделей теплопроводности получили, что в местах посадки Apollo-15, -17 поверхностный тепловой поток составляет  $12 \text{ мВт/м}^2$ , а валовое содержание урана в Луне оценено на уровне 14–21 ppb. В недавней работе (Siegler, Smrekar, 2014) с учетом новых орбиталь-

ных данных проведена переоценка данных по измерению теплового потока в местах посадки Apollo-15, -17 с использованием трехмерных моделей теплопроводности. Авторы этой работы нашли, что мантийный тепловой поток составляет  $9\text{--}13 \text{ мВт/м}^2$ , но если в местах посадочных площадок подкорковый слой обогащен KREEP-материалом, то мантийный тепловой поток редуцируется до  $7 \text{ мВт/м}^2$ , что в 1.5–2 раза выше полученной в настоящей работе. Напротив, в работе (Saito и др., 2007) на основе ревизии температурного градиента в реголите и его теплопроводности получено значение теплового потока с поверхности  $3.7 \text{ мВт/м}^2$  и валовое содержание урана в Луне 9.5 ppb, что вдвое ниже найденных в настоящей работе. В целом, следует отметить отсутствие согласования в оценках теплового потока, полученных в разных работах различными, но независимыми методами. Решение этой проблемы требует дальнейшего анализа и новых космических экспериментов.

Оценки температуры по референц-модели  
VPREMOON

Как отмечалось выше, в работе (Garcia и др., 2011; G11) предложена предварительная референц-модель Луны, VPREMOON. В этой модели, в отличие от всех других сейсмически зональных моделей мантии (Goins и др., 1981; Nakamura, 1983; Khan и др., 2000; Lognonné и др., 2003; Lognonné, 2005; Gagnerpain-Beuieux и др., 2006; Weber и др., 2011), скоростные разрезы интерпретируются монотонным ростом скоростей (рис. 1). Профили температур, рассчитанные конверсией скоростей  $P$ - и  $S$ -волн модели VPREMOON (см. табл. 6 в работе G11) для четырех различных составов, представлены на рис. 6, ряд особенностей которого представляет особый интерес. Первая — слишком высокие температуры (800–1300°C) непосредственно под корой не согласуются с высокой добротностью мантии. Вторая — сильное расхождение между  $T_P$  и  $T_S$  (200–400°C) для трех из четырех составов (рис. 6б–6г), что вызывает вопросы относительно согласования  $P$ - и  $S$ -скоростей. Третья — все  $T_{P,S}$  систематически сдвинуты в сторону высоких температур на мелких глубинах и в сторону низких на больших глубинах; такой обратный тренд температуры не имеет физической основы.

Изменение градиента температуры на глубинах 250–500 км связано с фазовым переходом шпинель–гранат (рис. 6а–6г), сопровождающимся заметным положительным скачком скоростей и плотности. Скачки на кривых  $T_{P,S}$  вдоль фазового перехода зависят от содержания  $Al_2O_3$  в петрологической модели (~2–2.5%  $Al_2O_3$  для OI–Px и однородного составов, и 4.5–6.4% для пиролитового и OI–Crx–Gar составов) и количества граната (табл. 1). Этот фазовый переход должен находить отражение (но не всегда находит) в сейсмических моделях любого уровня, в том числе и в модели VPREMOON. В модели (GB06) такой скачок скоростей существует на глубине 240 км — положительный для  $V_P$  и отрицательный для  $V_S$  (см. рис. 1а, 1б); антикоррелированное поведение  $V_{P,S}$  можно объяснить тем, что скорости в модели GB06 построены по средним значениям на интервале глубин.

Интересно отметить, что профили  $T_P$ , выведенные из модели VPREMOON, дают более высокие значения в сравнении с  $T_S$  для трех из четырех составов (рис. 6б–6г), тогда как для OI–Px состава профиль  $T_P$  дает более низкие значения, чем  $T_S$  (рис. 6а). Это исключение связано с тем, что вычисленное отношение  $V_P/V_S$  для OI–Px, в отличие от остальных составов, наиболее близко к наблюдаемому (рис. 7). Возможно, это является косвенным указанием на обедненный Ca и Al пироксенитовый состав верхней мантии, для которого

различие между значениями  $T_P$  и  $T_S$  является наименьшим на глубинах до 500 км (рис. 6а).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотрим теперь нетривиальный вопрос — каким должен быть градиент скоростей сейсмических волн в мантии Луны (рис. 8а, 8б), ибо от него будет зависеть поведение температуры. В моделях (Kh07; L05; GB06) средние скорости остаются постоянными в пределах слоя ( $dV_{P,S}/dH = 0$ ) и контролируют температурный градиент в данном слое. Постоянные значения  $V_{P,S}$  в однородном слое приводят к постоянному градиенту температуры (за исключением области фазового перехода), который в верхней мантии близок к максимальной величине 1.17 град/км из уравнения (1), не требующей инверсии плотности. В модели VPREMOON (рис. 1) скорости довольно монотонно возрастают ( $dV_{P,S}/dH > 0$ ) — положительный градиент, что приводит в целом к уменьшению температуры с глубиной (рис. 6).

В моделях L05 и GB06  $V_P$  и  $V_S$  имеют нулевой градиент (рис. 8а, 8б; фактически реальный градиент не известен, ибо профиль может проходить любым путем в пределах допустимой ошибки). В теоретических моделях, рассчитанных по уравнению (1) для четырех различных составов, скорости  $P$ -волн имеют практически нулевой градиент (рис. 8а), а  $V_S$  — отрицательный (рис. 8б). Фазовый переход шпинель–гранатовый перидотит создает положительные аномалии в сейсмических скоростях и плотности, что противоречит одновременному уменьшению и увеличению скоростей  $P$ - и  $S$ -волн в модели GB06 (рис. 8а, 8б), но объясняется осреднением на заданном интервале глубин. Скорости  $S$ -волн для пиролитового и OI–Crx–Gar составов имеют почти одинаковые значения на глубинах 300–500 км (рис. 8б). Плотность верхней мантии (рис. 8в) находится в пределах 3.33–3.34 г/см<sup>3</sup> для OI–Px состава (~2% CaO и  $Al_2O_3$ ) и 3.35–3.40 г/см<sup>3</sup> для OI–Crx–Gar состава (~5–6% CaO и  $Al_2O_3$ ). Вариации температуры в уравнении (1) на несколько десятков градусов не оказывают заметного влияния на результаты расчетов.

Референц-модель VPREMOON демонстрирует противоположную зависимость скорости от глубины, особенно для  $V_S$  (рис. 1б, 8б), в сравнении с нашими результатами и другими сейсмическими моделями (L05; GB06; Kh00), что приводит к уменьшению температуры с глубиной (рис. 6). Такой отрицательный тренд не имеет физического обоснования и связан с недооценкой (сильным занижением) градиента температуры, что приводит к избыточному нарастанию скорости и плотности с глубиной (рис. 8а–8в). Это связано с тем, что в модели VPREMOON принято предположе-

ние адиабатического сжатия вещества без фазовых переходов (что справедливо для конвектирующей мантии) и априорные линейные соотношения для  $V_p/V_s$  и между скоростью и плотностью (G11). Но в современной мантии Луны конвекция отсутствует, и градиент температуры, как показано выше, на порядок превышает величину адиабатического градиента, принятого *ad hoc* в (G11). Результаты математической интерпретации данных Apollo (Kh07; L05; GB06) и термодинамических расчетов (рис. 8а, 8б) показывают, что, независимо от состава, для  $P$ - $T$ -условий в мантии Луны скорости  $P$ -,  $S$ -волн должны быть либо практически постоянными, либо слабо уменьшаться с глубиной (особенно это касается  $V_s$ ) как результат влияния температуры, нарастающей быстрее, чем давление.

## ВЫВОДЫ

(1) В работе реализован новый подход к исследованию термохимических моделей мантии Луны, основанный на преобразовании профилей скоростей сейсмических волн в соотношения температура–глубина с помощью методов термодинамики и физики минералов. Проведено тестирование сейсмических моделей по отношению к термальному режиму и химическому составу мантии Луны в широком интервале концентраций CaO (2–5%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2–6.5%) и FeO (8.5–13%). В отличие от мантии Земли, химический состав имеет преобладающее значение при конверсии скоростей одной и той же сейсмической модели в температурные эффекты. Наиболее вероятным составом верхней мантии является оливин-содержащий пироксенит, обедненный тугоплавкими оксидами (~2 мас. % CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,  $\rho \sim 3.33$ – $3.34$  г/см<sup>3</sup>). Температуры, восстановленные для OI–Px состава по сейсмическим моделям с постоянной скоростью в отдельных слоях, согласуются с высокой добротностью жесткой (rigid) верхней мантии и составляют  $T_{p,s} \sim 400$ – $600$ °C на глубине 50 км и  $750$ – $1050$ °C на 500 км. Модели, обогащенные Ca и Al, не могут рассматриваться в качестве петрологической основы верхней мантии, поскольку приводят к нереалистичным температурам (вблизи или выше солидуса).

(2) Максимальная величина теплового потока в верхней мантии составляет  $3.8$ – $4.7$  мВт/м<sup>2</sup>, что в два–три раза меньше величин теплового потока  $7$ – $13$  мВт/м<sup>2</sup> по данным измерений по программе Apollo и распространенности тория (Keilm, Langseth, 1977). В рамках гипотезы стационарного теплового равновесия полученные значения теплового потока приводят к концентрации урана  $10$ – $12$  ppb в верхней мантии. На основе этих и литературных данных оценены верхние пределы значений полного теплового потока с поверхно-

сти  $6.2$ – $9.6$  мВт/м<sup>2</sup> и валового содержания урана в Луне на уровне  $15$ – $23$  ppb.

(3) Термохимические ограничения показывают, что, независимо от состава, скорости  $P$ -,  $S$ -волн в мантии Луны должны быть либо практически постоянными, либо слабо уменьшаться с глубиной (особенно это касается  $V_s$ ) как результат влияния температуры, нарастающей быстрее, чем давление. Положительный градиент скоростей  $P$ -,  $S$ -волн в референц-модели VPREM00N (Garcia и др., 2011) приводит к отрицательному градиенту температуры в мантии, что не имеет физической основы.

(4) Предложенный подход к тестированию скоростной структуры мантии Луны дает независимый инструмент для оценки достоверности исследуемой сейсмической модели и ее соответствия петрологическим и термальным моделям. Основная результатом работы является самосогласованная информация по распределению скоростей  $P$ -,  $S$ -волн–температура ( $T_{p,s}$ )–химический и минеральный состав–плотность–глубина, что обеспечивает более надежные ограничения на внутреннее строение Луны.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 12-05-00178, 12-05-00033, 14-02-92113 ЯФ) и программ Президиума РАН №№ 22 и 28.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бурмин В. Строение Земли и Луны по сейсмическим данным. *Palmarium Acad. Publ.*, 2012.
- Галимов Э.М. О происхождении вещества Луны // *Геохимия*. 2004. № 7. С. 691–706.
- Галимов Э.М. Образование Луны и Земли из общего супрапланетного газо-пылевого гущения (доклад на XIX Всеросс. симп. по геохимии изотопов 16 ноября 2010 г.) // *Геохимия*. 2011. № 6. С. 563–580.
- Горькавый Н.Н. Образование Луны и двойных астероидов // *Изв. Крымской астрофиз. обс.* 2007. Т. 103. № 2. С. 143–155.
- Гудкова Т.В., Раевский С.Н. О структуре собственных колебаний Луны // *Астрон. вестн.* 2013. Т. 47. № 1. С. 13–20. (Gudkova T.V., Raevskii S.N. Spectrum of the free oscillations of the Moon // *Sol. Syst. Res.* 2013. V. 47. № 1. P. 11–19.)
- Демидова С.И., Назаров М.А., Лоренц К.А., Курат Г., Брандштеттер Ф., Нтафлос Т. Химический состав лунных метеоритов и вещества лунной коры // *Петрология*. 2007. Т. 15. С. 416–437.
- Додд Р.Т. Метеориты. М.: Мир, 1986. 384 с.
- Кронрод В.А., Кусков О.Л. Определение химического состава, температуры и радиуса ядра Луны по геофизическим данным // *Геохимия*. 1997. № 2. С. 134–142.
- Кронрод В.А., Кусков О.Л. Моделирование химического состава и размеров ядра Луны инверсией сейсмических и гравитационных данных // *Физика Земли*. 2011. № 8. С. 62–80.

- Кронрод В.А., Кронрод Е.В., Кусков О.Л.* Ограничения на тепловой режим и содержание урана в Луне по сейсмическим данным // Докл. Акад. Наук. 2014. Т. 455. № 6. С. 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.
- Кусков О.Л., Кронрод В.А.* Луна: химический состав и внутреннее строение // Астрон. вестн. 1999. Т. 33. № 5. С. 437–446. (*Kuskov O.L., Kronrod V.A.* The Moon: chemical composition and internal structure // Sol. Syst. Res. 1999. V. 33. P. 382–391).
- Кусков О.Л., Шапкин А.И., Сидоров Ю.И.* О возможности существования гидросиликатов в мантии Луны // Геохимия. 1995. № 11. С. 1539–1550.
- Назаров М.А., Аранович Л.Я., Демидова С.И., Нтафлос Т., Брандштеттер Ф.* Алюмоэнстатиты лунных метеоритов и глубинные породы Луны // Петрология. 2011. Т. 9. № 1. С. 14–26.
- Basaltic Volcanism Study Project.* Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets. New York: Pergamon, 1981, 1286 p.
- Elkins-Tanton L.T.* Occam's origin of the Moon // Nature Geoscience. 2013. V. 6. P. 996–998.
- Elkins-Tanton L.T., Grove T.L.* Water (hydrogen) in the lunar mantle: results from petrology and magma ocean modeling // Earth and Planet. Sci. Lett. 2011. V. 307. P. 173–179.
- Fabrichnaya O.B., Kuskov O.L.* Constitution of the mantle. 1. Phase relations in the FeO–MgO–SiO<sub>2</sub> system at 10–30 GPa // Phys. Earth and Planet. Inter. 1991. V. 69. P. 56–71.
- Gagnepain-Beyneix J., Lognonné P., Chenet H., Lombardi D., Spohn T.* A seismic model of the lunar mantle and constraints on temperature and mineralogy // Phys. Earth and Planet Inter. 2006. V. 159. P. 140–166.
- García R.F., Gagnepain-Beyneix J., Chevrot S., Lognonné P.* Very preliminary reference Moon model // Phys. Earth and Planet. Inter. 2011. V. 188. P. 96–113.
- Goins N.R., Dainty A.M., Töksoz M.N.* Lunar seismology: the internal structure of the Moon // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 5061–5074.
- Grimm R.E.* Geophysical constraints on the lunar Procellarum KREEP Terrane // J. Geophys. Res. Planets. 2013. V. 118. P. 768–777. doi: 10.1029/2012JE004114
- Grott M., Knollenberg J., Krause C.* Apollo lunar heat flow experiment revisited: a critical reassessment of the in situ thermal conductivity determination // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. E11005. doi: 10.1029/2010JE003612
- Gudkova T.V., Zharkov V.N.* The exploration of the lunar interior using torsional oscillations // Planet. and Space Sci. 2002. V. 50. P. 1037–1048.
- Gusev A., Kawano N., Petrova N.* Gravitation investigations on the SELENE mission and the existence of a lunar core // Astron. and Astrophys. Trans. 2003. V. 22. № 4–5. P. 579–584.
- Hagermann A., Tanaka S.* Ejecta deposit thickness, heat flow, and a critical ambiguity on the Moon // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. L19203. doi: 10.029/2006GL027030
- Hikida H., Mizutani H.* Mass and moment of inertia constraints on the lunar crustal thickness: relations between crustal density, mantle density, and the reference radius of the crust–mantle boundary // Earth and Planets Sci. 2005. V. 57. P. 1121–1126.
- Hirschmann M.M.* Mantle solidus: experimental constrain and the effects of peridotite composition // Geochem. and Geophys. Geosystem. 2000. V. 1. 2000GC000070.
- Hood L.L.* Geophysical constraints on the lunar interior // Origin of the Moon / Eds. Hartmann W.K., Phillips R.J., Taylor G.J. Houston: Lunar and Planet. Inst. 1986. P. 361–388.
- Hood L.L., Jones J.H.* Geophysical constraints on lunar bulk composition and structure: a reassessment // J. Geophys. Res. 1987. V. 92E. P. 396–410.
- Hood L.L., Mitchell D.L., Lin R.P., Acuña M.H., Binder A.B.* Initial measurements of the lunar induced magnetic dipole moment using Lunar Prospector magnetometer data // Geophys. Res. Lett. 1999. V. 26. P. 2327–2330.
- Jarosewich E.* Chemical analyses of meteorites: a compilation of stony and iron meteorite analyses // Meteoritics. 1990. V. 25. P. 323–337.
- Jones J.H., Delano J.W.* A three component model for the bulk composition of the Moon // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 513–527.
- Keihm S.J., Langseth M.G.* Lunar thermal regime to 300 km // Proc. 8th Lunar Sci. Conf. 1977. P. 499–514.
- Khan A., Mosegaard K., Rasmussen K.L.* A new seismic velocity model for the Moon from a Monte Carlo inversion of the Apollo lunar seismic data // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27. P. 1591–1594.
- Khan A., Connolly J.A.D., MacLennan J., Mosegaard K.* Joint inversion of seismic and gravity data for lunar composition and thermal state // Geophys. J. 2007. V. 168. P. 243–258.
- Khan A., Pommier A., Neumann G., Mosegaard K.* The lunar moho and the internal structure of the Moon: a geophysical perspective // Tectonophys. 2013. V. 609. P. 331–352.
- Konopliv A.S., Asmar S.W., Carranza E., Sjogren W.L., Yuan D.N.* Recent gravity models as a result of the Lunar Prospector mission // Icarus. 2001. V. 150. P. 1–18.
- Kuskov O.L.* Constitution of the Moon: 4. Composition of the mantle from seismic data // Phys. Earth and Planet. Inter. 1997. V. 102. P. 239–257.
- Kuskov O.L., Kronrod V.A.* Constitution of the Moon: 5. Constraints on composition, density, temperature, and radius of a core // Phys. Earth and Planet Inter. 1998. V. 107. P. 285–306.
- Kuskov O.L., Kronrod V.A.* Geochemical constraints on the model of the composition and thermal conditions of the Moon according to seismic data // Izv. Phys. Solid Earth. 2009. V. 45. P. 753–768.
- Kuskov O.L., Kronrod V.A., Hood L.L.* Geochemical constraints on the seismic properties of the lunar mantle // Phys. Earth and Planet. Inter. 2002. V. 134. P. 175–189.
- Kuskov O.L., Kronrod V.A., Prokofev A.A., Pavlenkova N.I.* Petrological–geophysical models of the internal structure of the lithospheric mantle of the Siberian craton // Petrology. 2014. V. 22. P. 17–44.
- Laneuville M., Wieczorek M.A., Breuer D., Tosi N.* Asymmetric thermal evolution of the Moon // J. Geophys.

- Res. Planets. 2013. V. 118. P. 1435–1452. doi: 10.1002/jgre.20103
- Lognonné P. Planetary seismology // Annu. Rev. Earth and Planet. 2005. V. 33. P. 571–604.
- Lognonné P., Gagnepain-Beyneix J., Chenet H. A new seismic model of the Moon: implications for structure, thermal evolution and formation of the Moon // Earth and Planet. Sci. Lett. 2003. V. 211. P. 27–44.
- Lognonné P., Johnson C.L. Planetary seismology // Treatise on Geophysics, Planets and Moons Elsevier. 2007. V. 10. P. 69–122.
- Longhi J. Petrogenesis of picritic mare magmas: constraints on the extent of early lunar differentiation // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. P. 5919–5934.
- Maaløe S. The solidus of harzburgite to 3 GPa pressure: the compositions of primary abyssal tholeiite // Miner. Petrol. 2004. V. 81. P. 1–17.
- McDonough W.F. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle // Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. V. 101. P. 1–18.
- McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Morgan J.W., Hertogen J., Anders E. The Moon: composition determined by nebula processes // Moon and Planets. 1978. V. 18. P. 465–478.
- Nakamura Y. Seismic velocity structure of the lunar mantle // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 677–686.
- Nakamura Y., Koyama J. Seismic  $Q$  of the lunar upper mantle // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. P. 4855–4861.
- O'Neill, H.St.C. The origin of the Moon and the early history of the Earth – a chemical model. Part 1: The Moon // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 1135–1157.
- Ringwood A.E. Basaltic magmatism and the bulk composition of the Moon. I. Major and heat-producing elements // The Moon. 1977. V. 16. P. 389–423.
- Ringwood A.E., Essene E. Petrogenesis of Apollo 11 basalts, internal constitution and origin of the Moon // Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf. 1970. V. 1. P. 769–799.
- Robinson K.L., Taylor G.J. Heterogeneous distribution of water in the Moon // Nature Geoscience. 2014. V. 7. P. 401–408.
- Saito Y., Tanaka S., Takita J., Horai K., Hagermann A. Lost Apollo heat flow data suggests a different bulk lunar composition // 37th Lunar and Planet. Sci. Conf. 2007. Abstract № 2197.
- Shearer C.K., Hess P.C., Wieczorek 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. Thermal and magmatic evolution of the Moon // Rev. Mineral. Geochem. 2006. V. 60. P. 365–518.
- Siegler M.A., Smrekar S.E. Lunar heat flow: regional prospective of the Apollo landing sites // J. Geophys. Res.: Planets. 2014. V. 119. P. 47–63. doi: 10.1002/2013JE004453
- Taylor S.R. Planetary Science: A Lunar Perspective. Houston, TX: LPI, 1982. 481 p.
- Taylor S.R., Taylor G.J., Taylor L.A. The Moon: a Taylor perspective // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. P. 594–5918.
- Thacker C., Liang Y., Peng Q., Hess P.C. The stability and major element partitioning of ilmenite and armalcolite during lunar cumulate mantle overturn // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2009. V. 73. P. 820–836.
- Toksöz M.N., Hsui A.T., Johnston D.H. Thermal evolutions of the terrestrial planets // Moon and Planets. 1978. V. 18. P. 281–320.
- Wänke H., Dreibus G. Geochemical evidence for the formation of the Moon by impact-induced fission of the proto-Earth // Origin of the Moon / Eds. Hartmann W.K. et al. Houston: LPI, 1986. P. 649–672.
- Warren P.H. “New” lunar meteorites: Implications for composition of the global lunar surface, lunar crust, and the bulk Moon // Meteorit. and Planet. Sci. 2005. V. 40. P. 477–506.
- Warren P.H., Rasmussen K.L. Megaregolith insulation, internal temperatures, and bulk uranium content of the Moon // J. Geophys. Res. 1987. V. 92(B5). P. 3453–3465.
- Weber R.C., Lin P., Garnero E.J., Williams Q., Lognonné P. Seismic detection of the lunar core // Science. 2011. V. 331. P. 309–312.
- Wieczorek M.A., Jolliff B.J., Khan A., Pritchard M.E., Weiss B.J., Williams J.G., Hood L.L., Richter K., Neal C.R., Shearer C.K., McCallum I.S., Tompkins S., Hawke B.R., Peterson C., Gillis J.J., Bussey B. The constitution and structure of the lunar interior // Rev. Mineral. Geochem. 2006. V. 60. P. 221–364.
- Wieczorek 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., Lemoine F.G., Smith D.E., Watkins M.M., Williams J.G., Zuber M.T. The crust of the Moon as seen by GRAIL // Science. 2013. V. 339 (6120). P. 671–675.
- Williams J.G., Boggs D.H., Yoder C.F., Ratcliff J.T., Dickey J.O. Lunar rotational dissipation in solid body and molten core // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 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., Wieczorek M.A., Andrews-Hanna J.C., Head J.W., Kiefer W.S., Matsuyama I., McGovern P.J., Taylor G.J., Zuber M.T. Lunar interior properties from the GRAIL mission // J. Geophys. Res. Planets. 2014. doi: 10.1002/2013JE004559
- Zhang N., Parmentier E.M., Liang Y. A 3D numerical study of the thermal evolution of the Moon after cumulate mantle overturn: the importance of rheology and core solidification // J. Geophys. Res. Planets. 2013. V. 118. P. 1789–1804. doi: 10.1002/jgre.20121