

Геохимические и геофизические ограничения на температурное поле Луны

Е. В. Кронрод, О. Л. Кусков, В. А. Кронрод
Институт геохимии и аналитической химии РАН им. В. И. Вернадского, Москва
kendr_ka@bk.ru

Ключевые слова: Луна, температура, состав, термодинамика.

Ссылка: Кронрод, Е. В., О. Л. Кусков, В. А. Кронрод (2011), Геохимические и геофизические ограничения на температурное поле Луны, *Вестник ОНЗ РАН*, 3, NZ6058, doi:10.2205/2011NZ000188.

Тепловой режим Луны в настоящее время оценивается только косвенно по тепловым потокам и по результатам численного моделирования тепловой истории Луны. Измерения теплового потока в местах посадок «Аполлона-15 и -17» дали значения 21 ± 3 и 16 ± 2 мВт/м², которые в 3–4 раза меньше среднего теплового потока через поверхность Земли. Впоследствии было опубликовано множество работ по тепловой истории Луны. Согласно расчетам, под действием аккреционного тепла (тогда доминировала гипотеза коаккреции) и последующего разогрева Луны долгоживущими радиоактивными элементами температура внешней оболочки Луны через ~1 млрд. лет достигла кривой плавления на глубинах порядка 500 км, что соответствует сейсмическим данным и глубинам излияния морских базальтов. Более глубокие слои не подвергались плавлению. В настоящее время интерпретация измерений теплового потока подвергается пересмотру. В предлагаемой работе методами математического моделирования производится определение вероятного распределения температуры в Луне и его влияние на внутреннее строение Луны.

Проблема оценки температурного поля в мантии Луны условно была разделена на две части:

- I. По сейсмическим данным для основных геохимических моделей Луны находятся вероятные распределения температуры в мантии.
- II. По результатам, полученным в первой части, на основании данных о моменте инерции, массе и сейсмических скоростях определяются вероятные распределения температуры и концентрации основных оксидов в мантии Луны.

Рассмотрим подробнее постановки задач I и II.

I. Температурное поле Луны определяется с помощью нового метода инверсии сейсмической информации в распределение температуры на основании данных о скоростях продольных и поперечных волн. Согласование геохимических и геофизических моделей Луны проведено с помощью методов физико-химического моделирования. Эти методы позволяют переводить модели валового состава в равновесные фазовые ассоциации и согласованные с ними сейсмоплотностные характеристики, а скоростные разрезы обращать в модели состава и/или распределения температуры [Кронрод и Кусков, 2007; Kuskov et al., 2006]. Фазовые ассоциации и физические свойства лунной породы определяются с помощью метода минимизации свободной энергии Гиббса и уравнений состояния мантийного вещества с учетом фазовых превращений, ангармонизма и эффектов неупругости. Подробно метод восстановления температуры по скоростям сейсмических волн описан в [Kuskov et al., 2006].

Восстановленные профили температуры позволяют выявить предпочтительность того или иного состава верхней и нижней мантии и оценить степень достоверности сейсмического строения Луны. Рассматривались три основные петрологические модели для мантии Луны: оливиновый пироксенит (Ol-Px) [Кусков и Кронрод, 1998], пиролит [McDonough, 1995], Ca, Al-обогащенный состав (оливин-клинопироксен-гранат – Ol-Cpx-Gar) [Кусков и Кронрод, 2009].

В результате численного моделирования температурного поля Луны установлены геофизические и геохимические ограничения на состав и распределение температур в верхней и нижней мантии Луны и сделаны следующие выводы.

(1) Влияние химического (и модаального) состава породы становится определяющим при конверсии скоростей в температурные эффекты. Расчетные температуры для пиролитового состава в верхней мантии превышают температуру солидуса (рис. 1b), что не удовлетворяет

КРОНРОД И ДР.: ТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ ЛУНЫ

физико-химическим и сейсмологическим ограничениям. Пироксенитовый состав, обедненный труднолетучими оксидами (~2 мас.% CaO и Al₂O₃), удовлетворяет ограничениям (рис. 1a). Состав нижней мантии, обогащенный труднолетучими оксидами (4-6 мас.% CaO и Al₂O₃), может быть представлен либо породой типа пиролита, либо модельной ассоциацией оливин + клинопироксен + гранат (рис.2).

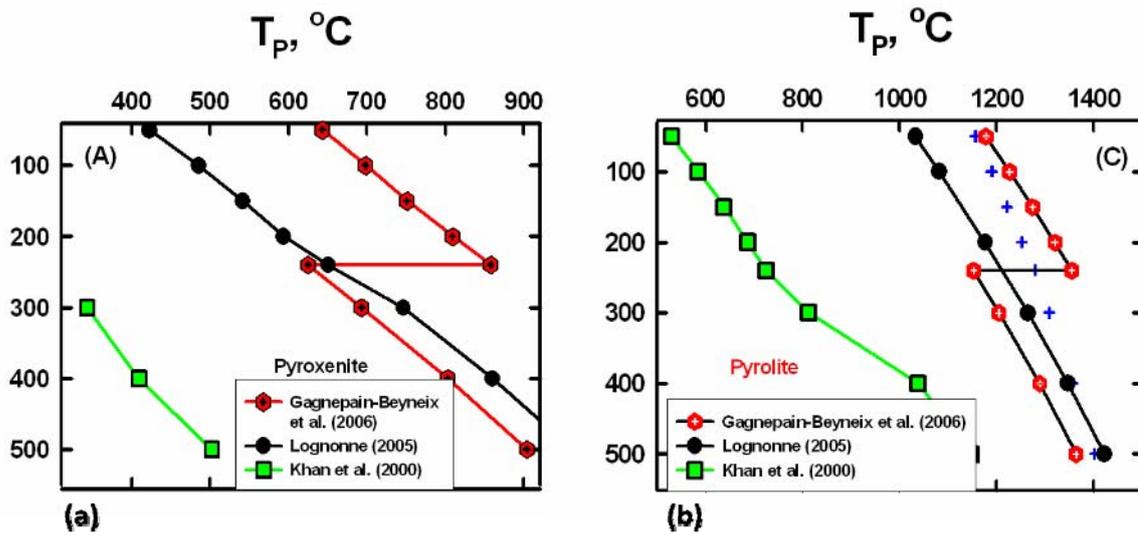


Рис.1. Распределение температуры в верхней мантии Луны, выведенное из недавно опубликованных сейсмических данных [Кронрод и Кусков, 1999а; 1999б; Kuskov et al., 2002] и геохимических ограничений для пироксенитового состава. При расчете температуры значения сейсмических скоростей задавались по сейсмическим моделям, взятым из таблицы по данным [Кронрод и Кусков, 1999]. Изменение температуры на участках с одинаковой скоростью обусловлено изменением давления с глубиной

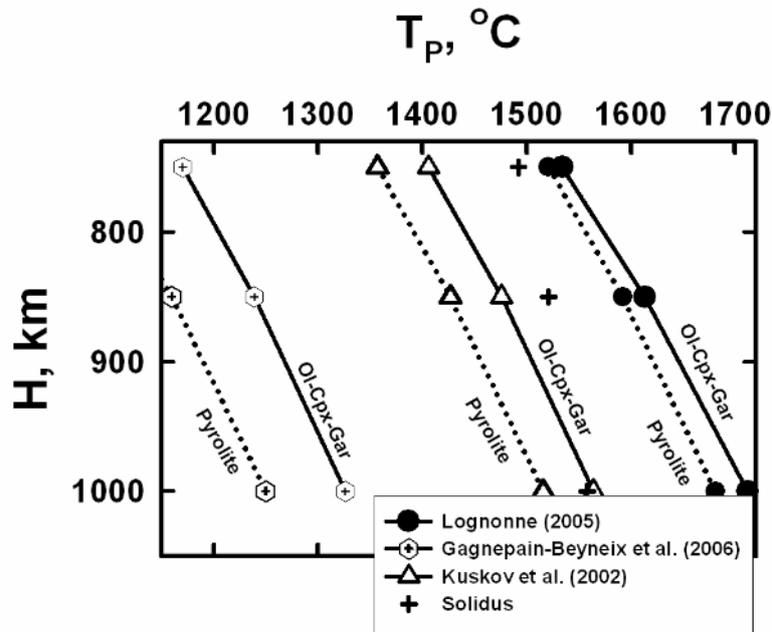


Рис.2. Распределение температур в нижней мантии Луны, выведенное из сейсмических моделей [Кронрод и Кусков, 1999а; 1999б; Kuskov et al., 2002]. Композиционные модели – пироксенит, оливин-клинопироксен-гранат (Ol-Cpx_Gar) и пиролит. Солидус (кресты) – данные для пироксенитового [Kuskov et al., 2002] и для перидотитового [McDonough, 1995] составов.

(2) Пироксенитовый состав верхней мантии, а также оливин-клинопироксен-гранатовый и/или пиролитовый состав нижней мантии приводят к разумному распределению температуры (ниже солидуса) во всей мантии Луны [Кусков и Кронрод, 1998; Кусков и Кронрод, 2009]. Распределение температур на глубинах 50–1000 км может быть описано приближенным уравнением: $T(^{\circ}\text{C}) = 351 + 1718[1 - \exp(-0.00082 \cdot H)]$.

II. На основе обращения гравитационных (масса, момент инерции), сейсмических (скорости продольных и поперечных волн) данных методом Монте-Карло исследуется вся совокупность ограничений на температурное поле Луны. В результате получены качественные зависимости валового состава и размеров ядра от распределений температуры в мантии Луны. Расчеты фазового состава и физических свойств мантии осуществлены с помощью метода минимизации свободной энергии Гиббса и уравнений состояния мантийного вещества в системе $\text{CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. В качестве входных данных используется следующая информация: масса, радиус, средняя плотность, момент инерции Луны и скорости распространения сейсмических волн в мантии. В соответствии с сейсмическими данными, модель Луны состоит из пяти сферических оболочек: коры, трехслойной (верхней, средней и нижней) мантии и железо-сульфидного ядра, размеры которого определяются в результате решения. Рассмотрены следующие параметры моделей: мощность коры задавалась в интервале 40–55 км, граница верхняя - средняя мантия 250–300 км, граница средняя - нижняя мантия 625–750 км. Граница мантия - ядро определяется в результате расчетов.

Минимальная температура в верхней мантии на глубине 150 км (500 °C) была определена в результате численных экспериментов. Максимальная температура в нижней мантии на глубине 1000 км задавалась 1400 °C, что на 150 °C меньше температуры солидуса. Были проведены серии расчетов для различных температурных профилей в мантии. Температура в верхней мантии задавалась в интервале 450–750 °C, в средней – 750–1200 °C, нижней – 950–1400 °C. Так как исходные температурные профили имели различные градиенты в мантии, сравнение результатов по валовому составу и радиусу Луны проводилось для средней температуры ($T_{\text{средн}}$) в мантии:

$$T_{\text{средн}} = (T_{\text{up}}V_{\text{up}} + T_{\text{mid}}V_{\text{mid}} + T_{\text{low}}V_{\text{low}}) / (V_{\text{up}} + V_{\text{mid}} + V_{\text{low}})$$

Индексы up, mid, low соответствуют верхней, средней, нижней мантии, V – объем соответствующей зоны мантии.

Результаты моделирования приведены на рис. 3. Как видно, валовый состав существенно зависит от $T_{\text{средн}}$. Увеличение температуры приводит к уменьшению концентраций FeO и к увеличению Al_2O_3 , MgO. Радиус Луны также несколько возрастает с увеличением температуры $T_{\text{средн}}$.

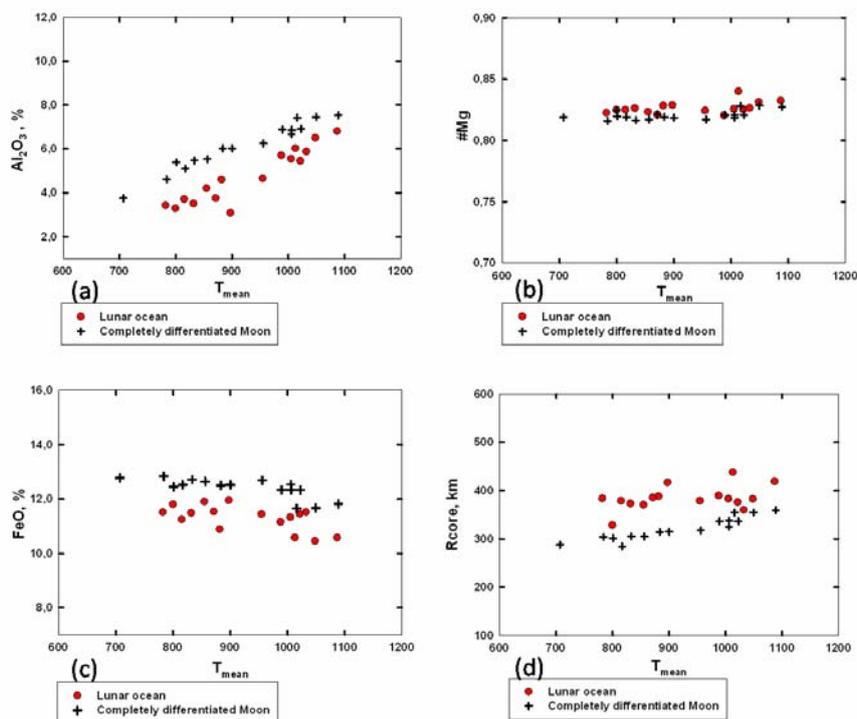


Рис 3. Зависимость концентрации Al_2O_3 (а), магнезиального числа для мантии Луны (b), концентрации FeO (c) и радиуса Луны (d) от $T_{\text{средн}}$. Мощность коры 40 км, граница верхняя - средняя мантия 250 км. Граница средняя - нижняя мантия 625 км

Результаты исследований показывают, что при восстановлении валового состава и радиуса Луны необходимо задаваться конкретной теплофизической моделью, либо задавать ограничения на тепловые потоки на границе кора – мантия.

По данной части работы можно сделать следующие выводы:

1. Распределение температуры в мантии Луны существенно влияет на валовый состав силикатной Луны, в первую очередь на концентрацию Al_2O_3
2. Луна зонально стратифицирована по составу
3. Силикатная Луна существенно обогащена оксидом FeO (10.5–13 масс. %) и обеднена MgO (28.5–32.5 масс.%) по сравнению с мантией Земли. Магнезиальное число находится в пределах 0.82-0.84

Литература

Кронрод, В. А., О. Л. Кусков (1997), Определение химического состава, температуры и радиуса ядра Луны по геофизическим данным, *Геохимия*, № 2, сс. 134–142.

Кронрод, В. А., О. Л. Кусков (1999а), Профили температуры и скоростей упругих волн для модели химически дифференцированной Луны, *Геохимия*, № 8, сс. 804–812.

Кронрод, В. А., О. Л. Кусков (1999б), Температура в мантии Луны по сейсмическим данным, *Физика Земли*, том 35, № 5, сс. 363–371.

Кронрод, В. А., О. Л. Кусков (2007), Моделирование термической структуры континентальной литосферы, *Физика Земли*, №1, сс. 96–107.

Кусков, О. Л., В. А. Кронрод (1998), Модель химической дифференциации Луны, *Петрология*, том 6, сс. 615–633.

Кусков, О. Л., В. А. Кронрод (2009), Геохимические ограничения на модели состава и теплового режима Луны по сейсмическим данным, *Физика Земли*, №9, сс. 25–40.

Kuskov, O. L., V. A. Kronrod, H. Annersten (2006), Inferring upper-mantle temperatures from seismic and geochemical constraints: Implications for Kaapvaal craton, *Earth Planet Sci. Lett.*, vol. 244, pp. 133–154.

Kuskov, O. L., V. A. Kronrod, L. L. Hood (2002), Geochemical constraints on the seismic properties of the lunar mantle, *Phys. Earth Planet. Inter*, vol. 134, pp. 175–189.

McDonough, W. F., S.-s. Sun. (1995), The composition of the Earth, *Chem. Geol.*, vol. 120, pp. 23–253.