

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ОРДЕНА ЛЕНИНА И ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ
ИМ. В.И. ВЕРНАДСКОГО
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ГЕОХИ РАН)

На правах рукописи



Кронрод Екатерина Викторовна

**ТЕРМОХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ СОСТАВА И ВНУТРЕННЕГО
СТРОЕНИЯ МАНТИИ ЛУНЫ**

Специальность

25.00.09 – геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени

кандидата химических наук

Научный руководитель:
д.х.н., профессор, член-корр. РАН
Кусков О. Л.

Москва - 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
Актуальность работы	5
Цели и задачи работы	5
Научная новизна	7
Научная и практическая значимость полученных результатов	7
Методология и методы исследования	9
Основные защищаемые положения	11
Публикации и апробация работы	13
Структура и объем работы	13
Благодарности	14
ГЛАВА 1. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ	15
1.1 Масса, момент инерции, радиус	15
1.2 Сейсмические данные	17
1.3 Сейсмическая структура мантии Луны	18
1.4 Тепловой режим Луны	21
ГЛАВА 2. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ЛУНЫ (КОРА + МАНТИЯ)	24
2.1 Модель магматического океана. Дифференциация Луны	24
2.2 Мантия	27
2.2.1 Сейсмическая граница на глубине 270 км	28
2.2.2 Сейсмическая граница на глубине 500 км	28
2.3 Состав и строение коры	29
2.4 Зона подплавления в окрестности ядра	30
2.5 Валовый состав	31
2.6 Геофизические модели состава Луны	35
2.7 Петрологические модели мантии	37
ГЛАВА 3. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОДХОД: ПРОЦЕДУРА, МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ, ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ	40
3.1 Моделирование фазового состава и физических свойств мантии	41

3.1.1 Термодинамические свойства смеси минералов	41
3.1.2 Упругие свойства смеси минералов.....	43
3.1.3 Уравнение состояния и ангармонические свойства.....	44
3.1.4 Определение равновесных фазовых ассоциаций и их параметров	45
3.2 Программный комплекс THERMOSEISM. База данных. Расчет фазовых равновесий	47
3.2.1 База данных	48
3.3. Определение температуры, состава и физических свойств мантии Луны по сейсмическим данным	49
3.4 Восстановление температуры по сейсмическим данным.....	49
3.4.1 Учет эффектов неупругости.....	49
3.4.2 Процедура определения температуры по скоростям сейсмических волн	51
ГЛАВА 4. ТЕСТИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ЛУНЫ ПО ОТНОШЕНИЮ К ТЕРМАЛЬНОМУ РЕЖИМУ И ХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ МАНТИИ	53
4.1. Температуры в верхней мантии по сейсмическим моделям на глубинах 50-500 км	54
4.1.1 Оливин-пироксенитовый состав	55
4.1.2 Пиролитовый состав	55
4.1.3 Модель однородного состава (Khan et al., 2007; Kh07)	56
4.1.4 Влияние погрешностей сейсмических профилей.....	58
4.2 Референц-модель VPREMOON	58
4.3 Градиенты сейсмических скоростей	60
4.4 Температурный режим верхней мантии по сейсмическим моделям.....	62
Выводы к главе 4.....	64
ГЛАВА 5. ОГРАНИЧЕНИЯ НА ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ И СОДЕРЖАНИЕ УРАНА В ЛУНЕ С УСЛОВИЯМИ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ МАНТИЙНОГО ВЕЩЕСТВА В ОКРЕСТНОСТИ ЯДРА	66

5.1 Оценки распределений температуры в верхней мантии из условий нулевого градиента плотности по глубине	67
5.1.1 Градиенты температуры в мантии	67
5.1.2 Температура в мантии по зависимости градиента температуры от глубины	70
5.2 Распределения температуры, мощности тепловых источников (концентраций урана) в мантии Луны для моделей с субсолидусной температурой мантийных пород в окрестности ядра	71
5.2.1 Теплофизическая модель	72
5.2.2 Результаты	74
Выводы к главе 5	79
ГЛАВА 6. ТЕРМОХИМИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ НА МОДЕЛИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЛУНЫ	79
6.1 Постановка задачи, метод решения, исходные данные	82
6.1.2 Модель Луны	84
6.1.3 Параметризация	85
6.1.4 Метод инверсии	87
6.2 Результаты	88
6.2.1 Температура	88
6.2.2 Валовые концентрации FeO, Al ₂ O ₃ , SiO ₂ и оценка параметра MG#	91
6.2.3 Модели химического состава трехслойной мантии Луны	93
6.3 Обсуждение результатов	100
Выводы к главе 6	105
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	107
Литература	109

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы

Изучение вещественного состава и внутреннего строения тел Солнечной системы остается одной из важнейших задач в области космогеохимии и планетологии. Система Земля - Луна занимает особое место среди небесных тел Солнечной системы, а ее происхождение - одна из фундаментальных проблем естествознания (Виноградов, 1975; Галимов, 2011; Galimov, Krivtsov, 2012; Discussion Meeting Issue, 2014; Печерникова, 2014; Гудкова, Раевский, 2013; Meier et al., 2014; Barr, 2016). Проблема химического и изотопного состава Луны важна не только сама по себе. Она оказывается тесно связанной с проблемой начального состояния и ранней эволюции тел Солнечной системы, поскольку геохимические данные становятся решающими в системе существующих ограничений при доказательстве любой концепции происхождения Луны. В прагматическом отношении Луна представляет интерес как промежуточная база для полетов к дальним объектам Солнечной системы и как перспективный в будущем источник минерального сырья. Химический состав и термальная эволюция Луны должны рассматриваться в качестве фундаментального геохимического ограничения при тестировании космогонических моделей ее происхождения. Однако данные, характеризующие внутреннее строение Луны, крайне недостаточны. Термические, сейсмические и петрологические модели противоречивы, нет данных о составе глубинных пород и составе ядра Луны.

Цели и задачи работы

Цель настоящей работы заключается в моделировании термического режима и химического состава мантии Луны на основе совместной инверсии сейсмических, гравитационных и петрологических данных и построении согласованных моделей

внутреннего строения Луны. Геофизические данные требуют дешифровки в терминах химического состава и термального состояния, ибо эти данные не объясняют вещественную природу мантии и не выявляют распределение температуры в Луне. Стратегия подхода заключается в том, чтобы интегральные данные по геофизическим полям конвертировать в распределение температуры и химического состава по глубине. В рамках сформулированной проблемы решались следующие основные задачи:

(1) Моделирование фазового состава и термоупругих свойств минеральных ассоциаций (термического расширения, модулей сжатия и сдвига, скоростей распространения продольных и поперечных волн) и плотности мантийного вещества по химическому составу, давлению и температуре.

(2) Влияние химического и минерального состава в системе $\text{Na}_2\text{O-TiO}_2\text{-CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ (NaTiCFMAS) на физико-химические параметры мантии Луны.

Тестирование существующих сейсмических моделей по отношению к термическому режиму и химическому составу мантии Луны в широком интервале концентраций основных оксидов. Преобразование профилей скоростей сейсмических волн ($V_{P,S}$ – глубина) в соотношения температура – состав – глубина с помощью методов термодинамики и физики минералов.

(3) Определение распределений температуры, концентраций радиоактивных элементов в мантии, поверхностных тепловых потоков на основе квазистационарной теплофизической модели и сейсмических моделей мантии Луны.

(4) Исследование влияния термического состояния на химический состав трехслойной мантии и валовый состав силикатной фракции Луны (кора + мантия, BSM); определение валовых концентраций основных породообразующих оксидов и магнезиального числа $\text{MG\#}$ ($\text{MG\#} = \text{MgO}/[\text{MgO} + \text{FeO}]$).

(5) Разработка алгоритмов и программ для решения поставленных задач.

Научная новизна

1. С помощью методов термодинамики и физики минералов реализован новый подход к исследованию влияния термического режима и химического состава на строение мантии Луны – термохимических моделей мантии, основанный на преобразовании профилей скоростей сейсмических волн в соотношения температура – состав – глубина.

2. Предложена новая постановка задачи по реконструкции химического состава и минерального строения трехслойной мантии Луны. Впервые на основе совместной инверсии гравитационных, сейсмических и петрологических данных методом Монте-Карло в сочетании с методом минимизации свободной энергии Гиббса в рамках системы $\text{Na}_2\text{O-TiO}_2\text{-CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ исследовано влияние теплового режима на химический состав и минералогию трехслойной мантии, а также на валовый химический состав силикатной порции Луны (кора + мантия, BSM) для модели магматического океана. На основе разработанных термохимических моделей сделан вывод о стратификации мантии по химическому составу. Показано, что, вне зависимости от термального состояния, силикатная фракция Луны обогащена FeO и обеднена MgO по отношению к примитивной мантии Земли, что указывает на существенные различия в составах Земли и ее спутника.

3. Впервые на основе сейсмических и теплофизических данных определено поле допустимых распределений температуры, мощности тепловых источников (концентрации урана) в мантии Луны, удовлетворяющих геофизическим и геохимическим ограничениям в верхней мантии, а также условиям подплавления мантийного вещества в окрестности ядра.

4. Проведена разработка алгоритмов и программ для решения поставленных задач.

5. Результаты работы позволяют связать набор физико-химических и геофизических параметров на фундаментальном уровне и установить более надежные геохимические ограничения на химический состав, минералогию и внутреннее строение Луны.

Научная и практическая значимость полученных результатов

Полученные результаты важны для развития геохимии и сравнительной планетологии, они позволяют сравнивать модельные составы лунного и земного вещества, делать предварительные выводы об их однородности или фракционировании в процессе формирования Земли и ее спутника. Предложенный подход к тестированию скоростной структуры мантии Луны дает независимый инструмент для оценки достоверности исследуемой сейсмической модели и ее соответствия петрологическим и термальным моделям.

Результаты численного моделирования состава, температурного режима и сейсмических свойств недр Луны могут быть полезны при планировании и интерпретации результатов космических исследований Луны в рамках реализации Российских проектов Луна-25 (и последующих), планет и спутников Солнечной системы.

Научная и практическая значимость выполненных авторов исследований подтверждается их поддержкой стипендией А.П.Виноградова, проектами РФФИ (№ 15-05-01161, 17-35-50099 мол_нр, 18-05-00225) и Программами фундаментальных исследований Президиума РАН № 17, 22, 28.

Личный вклад автора

Участие в разработке алгоритма и написании программы для определения распределений температуры, концентраций урана в мантии и тепловых потоков на основе теплофизических и сейсмических моделей мантии Луны.

Тестирование сейсмических моделей по отношению к термическому режиму и химическому составу мантии Луны.

Решение задач по исследованию влияния термального состояния на химический состав трехслойной мантии. Моделирование валового состава силикатной фракции Луны (кора + мантия).

Компьютерное моделирование, проведение расчетов. Обработка результатов исследования. Участие в постановке задач, анализе и интерпретации полученных результатов.

Методология и методы исследования

Исследования внутреннего строения Луны в настоящей работе проводились методами математического моделирования физико-химических процессов. Диапазоны возможных вариаций температуры в мантии и влияние распределений температуры на химический состав Луны изучаются с привлечением наиболее полных в настоящее время моделей Луны. Рассматриваются модели внутреннего строения дифференцированной в результате частичного плавления первоначально однородной Луны на основе обращения гравитационных (масса, момент инерции), сейсмических (скорости продольных и поперечных волн) и петрологических (балансовые соотношения) данных. Распределения температуры в мантии задаются в максимально широком диапазоне. Фазовый и минеральный составы определяются методом минимизации свободной энергии Гиббса в твердофазной системе (NaTiCFMAS) с неидеальными твердыми растворами на основе программного комплекса и базы данных THERMOSEISM, что позволяет получить

в широком диапазоне температур и давлений фазовый и химический составы, распределение плотностных и упругих свойств и их производных по концентрациям и температуре при фиксированном валовом составе. Реконструкция химического состава и внутреннего строения Луны проведена методом Монте-Карло (Kuskov, Kronrod, 1998; Kuskov et al., 2002; Кронрод, Кусков, 2011). В результате решения обратной задачи получен спектр моделей, удовлетворяющих всем поставленным условиям; найдены распределения плотности, концентраций и скоростей во всех зонах мантии для всех модельных распределений температуры.

Тестирование сейсмических моделей Луны по отношению к термальному режиму и химическому составу мантии проведено с помощью самосогласованного термодинамического подхода (Кусков и др., 2016). Метод основан на конверсии зависимостей “скорость сейсмических волн – глубина” в соотношения “температура – глубина” для петрологических моделей мантии Луны, охватывающих широкий спектр концентраций основных оксидов. Процедура решения осуществлена с помощью метода минимизации свободной энергии Гиббса и уравнений состояния мантийного вещества с учетом эффектов фазовых превращений, ангармоничности и неупругости.

Оригинальный подход применяется при решении задачи восстановления тепловых потоков и мощности тепловых источников в мантии Луны. Рассматривается модель магматического океана с равномерно распределенными по объему в каждой зоне тепловыми источниками. Процессы теплопередачи в мантии с приемлемой для наших оценок точностью описываются стационарной кондуктивной теплофизической моделью. В качестве входных параметров задаются ожидаемые распределения температуры в мантии. Был разработан алгоритм решения математической модели и составлена программа (Кронрод Е.В. и др., 2015).

Основные защищаемые положения

1. Методом минимизации свободной энергии Гиббса в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ с фазами переменного состава рассчитаны термодинамически устойчивые фазовые ассоциации (химический состав и пропорции фаз) и их физико-химические свойства (плотность, модули сжатия и сдвига, скорости P -, S - волн) в верхней, средней и нижней мантии Луны (до 4 ГПа и 1573 К) в широком интервале концентраций основных оксидов. На основе тестирования сейсмических моделей по данным космических аппаратов «Аполлон-12, 14, 15, 16», впервые показано, что независимо от химического состава пород, положительный градиент скоростей P , S -волн приводит к отрицательному градиенту температуры в мантии, что не имеет физической основы. Скорости P , S -волн должны быть либо практически постоянными, либо слабо уменьшаться с ростом давления (глубины). Определены геофизически допустимые интервалы температур в мантии Луны на глубинах $H = 40\text{-}500$ км: $T(\pm 100^\circ\text{C}) = 374 + 1.17 \cdot H$; на границе кора-мантия ($H = 40$ км) $T \sim 420^\circ\text{C}$.

2. По сейсмическим данным, геохимическим оценкам урана в коре, отношениям Th/U , K/U и стационарной модели теплопроводности разработан принципиально новый алгоритм решения задачи по определению тепловых потоков и мощности тепловых источников (концентраций урана) в Луне для модели магматического океана. Величины плотности теплового потока с поверхности Луны определены в интервале $5\text{--}8$ мВт/м², что в 2-4 раза меньше, нежели по данным измерений «Аполлон-15 и -17», полученным в районах с повышенной радиоактивностью. Валовые содержания урана в Луне составляют 14-19 ppb, что близко или ниже оценок для мантии Земли (~ 20 ppb). Профиль температуры на глубинах $H = 40\text{-}1200$ км аппроксимируется уравнением: $T(\pm 150)^\circ\text{C} = 370 + 1.18H - 0.00034H^2$.

3. По совокупности геофизических и петролого-геохимических данных (теплового режима, скоростей распространения сейсмических волн, момента инерции и массы Луны, состава коры, модели магматического океана) методом Монте-Карло в сочетании с методом минимизации свободной энергии Гиббса впервые установлено, что при всех допустимых распределениях температуры мантия и валовый состав силикатной порции Луны ($BSM = \text{кора} + \text{мантия}$) обогащены FeO (12-13 мас.%) и обеднены MgO ($Mg\#$ 80-81.5) по отношению к валовому составу примитивной мантии Земли (BSE , $FeO \sim 8\%$ и $Mg\#$ 89), что указывает на существенные различия химического состава силикатных оболочек Земли и ее спутника.

4. На основе комплекса геофизических данных и метода равновесной термодинамики впервые установлено, что мантия Луны стратифицирована по химическому составу с разными концентрациями основных оксидов в верхней, средней и нижней мантии. Выявлена тенденция повышения содержания Al_2O_3 с глубиной: от 1-3% в верхней мантии до 4-7 мас.% в нижней мантии. Оценки распространенности оксида алюминия в Луне (BSM) в зависимости от температуры попадают в две различные группы. Холодные модели BSM по содержанию $Al_2O_3 \sim 3.0-4.6$ мас.% сопоставимы с валовым составом силикатной Земли (BSE), в то время как горячие модели BSM существенно обогащены $Al_2O_3 \sim 5.1-7.3$ мас.% ($Al_2O_3 \sim 1.3 - 1.6 \times BSE$) по сравнению с BSE . Модели, обогащенные Ca и Al (4-6 мас.% CaO и Al_2O_3), могут рассматриваться в качестве петрологической основы нижней мантии. Концентрации SiO_2 составляют 50-55% в верхней и 45-50 мас.% в нижней мантии; ортопироксен, а не оливин, является доминирующим минералом верхней мантии. Наиболее вероятным составом верхней мантии является оливин-содержащий пироксенит, обедненный оксидами Ca и Al (~ 2 мас.%) по сравнению с нижней мантией.

Публикации и апробация работы

Материалы по теме диссертации были представлены на следующих конференциях: VIII и IX Международная школа по наукам о Земле I.S.E.S. (Одесса, 2012-2013), Всероссийский ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии ВЕСЭМПГ (Москва, 2012-2018), III-VIII Moscow Solar System Symposium (Москва, 2012-2018), European Planetary Science Congress (Эшторил, 2014), Japanese-Russian Lunar-Planetary Workshop (JRLPW) Spin-Orbit Motion, Internal Structure and VLBI astrometry of the Moon and Mars (Japan, Мизусава, 2014), XV-XVIII Международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» (Москва, 2014-2018), 46th Lunar and Planetary Science Conference (Техас, 2015), XII-XV Конференция молодых ученых «Фундаментальные и прикладные космические исследования» (Москва, 2015-2018), Международный астрономический форум 'SpaceKazan–IAPS–2015' (Казань, 2015), Goldschmidt 2015, JpGU-AGU Joint Meeting (Japan, 2017), Международная научная конференция «Фундаментальные и прикладные задачи механики» (Москва, 2017), Научная конференция молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН (Москва, 2018), 49th Lunar and Planetary Science Conference (Техас, 2018), 81st Annual Meeting of The Meteoritical Society (Москва, 2018), European Planetary Science Congress (Берлин, 2018).

По теме диссертации опубликовано 10 статей в рецензируемых научных журналах, индексируемых в референтных международных базах Web of Science, Scopus и рекомендованных ВАК Минобрнауки РФ, и 25 работ, опубликованных в других изданиях, включая сборники и материалы конференций.

Структура и объем работы

Диссертационная работа состоит из введения, 6 глав и заключения. Объем работы составляет 119 страниц. Работа содержит 37 рисунков и 4 таблицы. Список литературы включает 149 наименований.

Благодарности

Данная работа выполнена в лаборатории Термодинамики и математического моделирования природных процессов ГЕОХИ РАН. Автор выражает искреннюю признательность научному руководителю диссертационной работы, доктору химических наук, член-корреспонденту РАН О.Л. Кускову за конструктивную критику, помощь и внимание на протяжении всех этапов исследования, за ценные замечания к работе кандидату геол.-минер. наук Д.Д. Бадюкову и кандидату хим. наук А.Н. Дунаевой, за приобретенные знания в области термодинамики кандидату геол.-мин. наук О.И. Яковлеву. Автор благодарен за постоянную поддержку зав. лаб. Термодинамики и математического моделирования природных процессов доктору хим. наук В.А. Дорофеевой, зав. отделом Планетных исследований и космохимии академику М.Я. Марову, а также коллегам по лаборатории. Автор благодарен академику Э.М. Галимову за постоянную поддержку работы в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН.

ГЛАВА 1. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Внутреннее строение Луны исследовалось различными геофизическими методами: сейсмический эксперимент в ходе миссии «Аполлон» 1972-1977 (Basaltic Volcanism Study Project, 1981; Goins и др., 1981; Nakamura, 1983; Lognonné, 2005; Lognonné, Johnson, 2007; Khan и др., 2013), с помощью магнитометра и электронного рефлектметра (Lunar Prospector) (Hood и др., 1999), лазерной локации Луны (Lunar Laser Ranging) (Williams и др., 2001), изучения гравитационного поля (миссия GRAIL, Gravity Recovery and Interior Laboratory) (Wieczorek и др., 2013; Williams и др., 2014). Рассмотрим подробнее информацию, полученную в результате сейсмических экспериментов и миссии GRAIL, поскольку в настоящей работе используются в основном гравитационные и сейсмические данные.

1.1 Масса, момент инерции, радиус

Величины основных физических параметров Луны приведены в табл.1.1. Для исследования проблемы внутреннего строения спутника особый интерес представляет величина момента инерции, которая совместно со значением средней плотности, позволяет судить о распределении плотности по радиусу Луны. Безразмерный момент инерции для однородного шара с постоянной плотностью равен 0.4. Исследование гравитационного поля Луны позволило определить ее безразмерный момент инерции: $I^*=0.393112\pm0.000012$ (Williams et al., 2014), что при наличии легкой и мощной коры свидетельствует о незначительном возрастании плотности с глубиной в мантии Луны и о малых размерах ядра.

Таблица 1.1. Основные параметры Луны

Параметр	Значение	Примечание
Средний радиус R , км	1737.15	(Williams et al., 2014)
Приведенный момент инерции	0.393112 ± 0.000012	(Williams et al., 2014)
Масса (M , 10^{22} kg)	7.3463 ± 0.00088	(Williams et al., 2014)
Кора	$H_{cr} = 40$ км	Задаются на основе анализа сейсмических и гравитационных данных (Lognonné, 2005; Gagnepain-Beyneix et al. 2006; Wieczorek et al., 2013)
Верхняя мантия	$H_u \in [40; 250]$ км	
Средняя мантия	$H_m \in [250; 750]$ км	
Нижняя мантия	$H_l \in [750; R_{Moon} - R_{core}]$ км	
Плотность коры	2.6 г/см ³	
Средняя плотность внешнего жидкого ядра	$6,6$ г/см ³	(Kuskov, Belashchenko, 2016) Соотношение объемов жидкого и твердого ядра взято по (Weber, 2011)
Средняя плотность внутреннего Fe-S ядра	$7,2$ г/см ³	
Средняя плотность ядра	$6,84$ г/см ³	
Состав коры (система CFMAS, мас.%)	$Al_2O_3 = 27.3$, $CaO = 15.5$, $MgO = 6.8$, $FeO = 6.3$, $SiO_2 = 44.1$.	(Taylor, 1982)

Температуры в зонах мантии	$470 < T_{150} < 750^{\circ}\text{C}$ $1000 < T_{1000} < 1400^{\circ}\text{C}$		Получены обращением сейсмических и гравитационных данных
Скорость V_P , км/с	$H = 40\text{-}240$ км	7.65 ± 0.06	(Gagnepain-Beyneix et al., 2006)
	$H = 240\text{-}500$ км	7.79 ± 0.12	
	$H = 500\text{-}750$ км	7.62 ± 0.22	
	$H = 750\text{-}1000$ км	8.15 ± 0.23	
Скорость V_S , км/с	$H = 40\text{-}240$ км	4.44 ± 0.04	
	$H = 240\text{-}500$ км	4.37 ± 0.07	
	$H = 500\text{-}750$ км	4.40 ± 0.11	
	$H = 750\text{-}1000$ км	4.50 ± 0.10	

1.2 Сейсмические данные

Первый пассивный сейсмоприемник был установлен в ходе миссии «Аполлон-11» в 1969 году, однако, он проработал всего 21 день. Впоследствии в ходе программ Apollo 12, 14, 15 и 16 (Kovach and Watkins, 1973a; Watkins and Kovach, 1972) на поверхности Луны была установлена сеть из четырех сейсмических станций (Latham et al., 1969, 1970a,b, 1971). В течение 8 лет, начиная с Apollo 11, было записано более 12000 событий. Эти события, различающиеся по характеристикам сигнала и происходившие из пяти различных типов источников, были первоначально разделены на следующие категории: искусственные удары (9 событий), метеороидные удары (1700), приповерхностные лунотрясения (28), глубокие лунотрясения (1360) и неклассифицируемые события (остальные). Многие из первоначально неклассифицированных событий впоследствии были определены как глубокие лунотрясения (их общее число в итоге составило 7084 (Nakamura et al., 2005)). Обработка полученной информации представляет существенную сложность. По сравнению с землетрясениями, лунотрясения -

сравнительно слабые сейсмические события, и на сейсмических записях их амплитуда зачастую оказывается ниже микросейсмического шума на Земле.

1.3 Сейсмическая структура мантии Луны

Обработка данных по временам пробега продольных (P) и поперечных (S) волн привела к построению целого ряда сейсмических моделей. В работе (Nakamura, 1983) построена модель Луны, которая подразделяется на кору мощностью 58 км, верхнюю мантию (58-270 км), среднюю (270-500 км) и нижнюю мантию (500-1000 км). Границы на глубинах 270 и 500 км введены для вычислительного удобства (Nakamura, 1983), а их реальное положение и резкость остается под вопросом, что нашло отражение в альтернативной модели (Goins et al., 1981). Повторная математическая обработка времен пробега P - и S -волн была проведена через 20 лет. Были построены новые сейсмические модели (Khan et al., 2000; 2007; Lognonné, 2005; Lognonné et al., 2003; Lognonné, Johnson, 2007; Gagnepain-Beyneix et al., 2006, Garcia et al., 2011; Weber et al., 2011).

В работах (Lognonné, 2005, далее - L05; Gagnepain-Beyneix et al., 2006, далее - GB06) представлены модели Луны с границей кора-мантия ~ 30 км, которые неплохо согласуются с предыдущими (Goins et al., 1981; Nakamura, 1983) на глубинах до ~ 300 км, но обнаруживают значительные расхождения в средней и нижней мантии. Модель GB06 представляет собой усовершенствование предыдущей модели L05 и обладает несколько меньшими ошибками. Модель Вебер (Weber et al., 2011) на рассматриваемых глубинах совпадает с моделью GB06.

Khan et al. (2000; далее - Kh00) провел анализ времен пробега P - и S -волн на основании сейсмических и гравитационных данных методом Монте-Карло и нашел вероятное распределение скоростей в верхней мантии вплоть до 560 км (рис. 1.1), однако вероятные значения $V_P \sim 8$ км/с для верхней мантии оказываются существенно выше, а значения $V_S \sim 4$ км/с существенно ниже данных других

авторов; скорости волн в нижней мантии сильно отличаются от других моделей. Более поздняя реконструкция строения Луны (Khan et al., 2007; далее - Kh07), также основанная на совместной инверсии гравитационных и сейсмических данных с использованием теоремы Байеса, привела к однородному составу верхней и нижней мантии и монотонному характеру поведения V_P и V_S без сейсмических границ и скоростных скачков.

Отличительной особенностью большинства сейсмических зависимостей между скоростями P , S - волн и глубиной ($V_{P,S} - H$) является их ступенчатый характер с постоянными скоростями в отдельных слоях (т.е. $dV_{P,S}/dH = 0$), разделенных геофизическими границами с положительным или отрицательным скачком скорости (рис. 1а, 1б); однако подчеркивается (Nakamura, 1983), что границы на различных глубинах введены для вычислительного удобства, а их реальное положение и резкость остаются под вопросом.

Группой французских ученых (Garcia et al., 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 поверхностных событий и 27 глубоких лунотрясений).

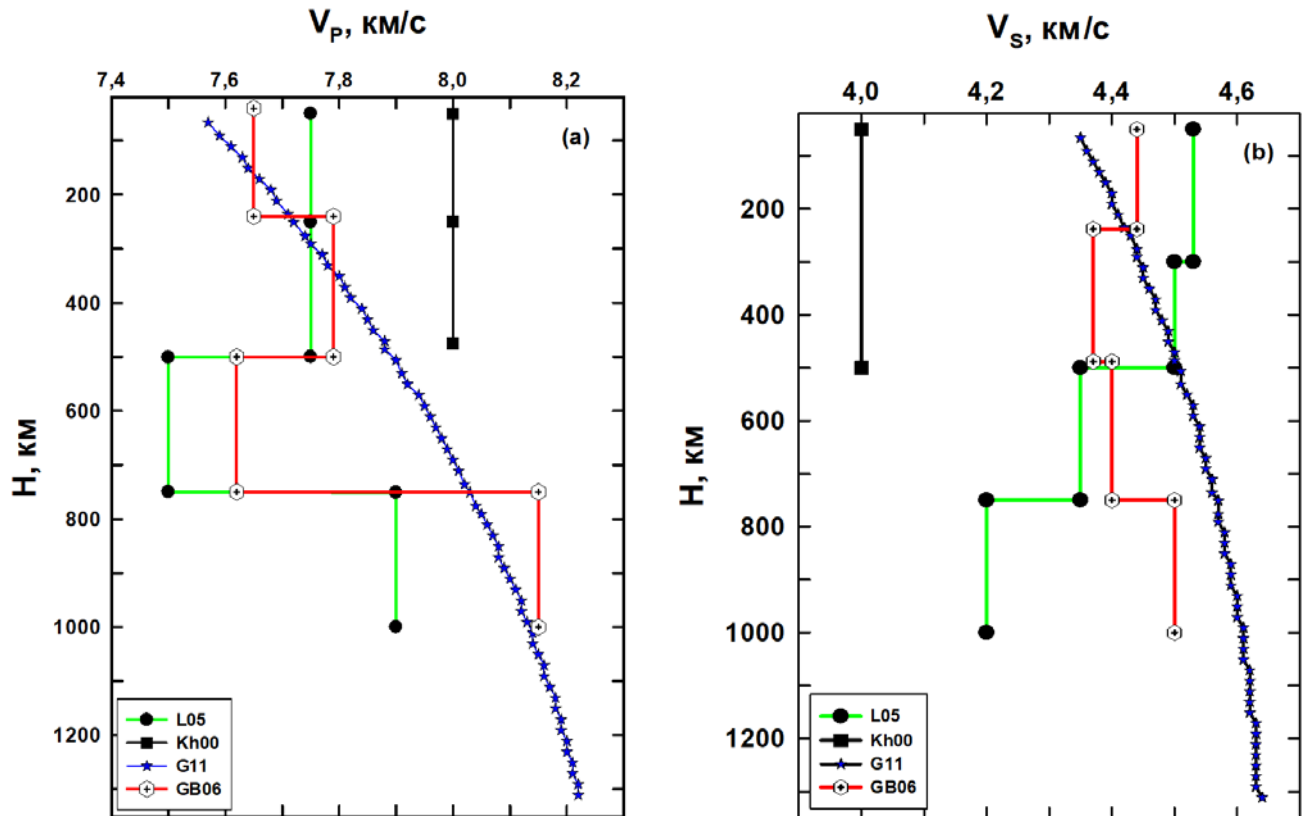


Рисунок 1.1 Профили скоростей распространения продольных (а) и поперечных (б) волн в мантии Луны; все модели имеют погрешности, которые здесь не показаны. Обозначения: Kh00 = Khan et al. 2000; L05 = Lognonné, 2005; GB06 = Gagnepain-Beyneix et al., 2006; G11 = Garcia et al., 2011.

Бурмин (2012) отмечает, что в ранних работах по сейсмическим данным «Аполлона» было невозможно определить размер и физическое состояние лунного ядра. Однако впоследствии анализ лунных сейсмограмм с учетом отраженных от ядра волн позволил получить оценки радиуса ядра сейсмическими методами (Garcia et al., 2011, Weber et al., 2011). Вебер и др. (Weber et al., 2011) установили, что твердое ядро радиусом 240 км окружено жидким ядром радиусом 330 км, кроме того, часть лунной мантии (мощностью около 150 км) на границе с ядром находится в частично расплавленном состоянии. Бурмин (2012) провел независимое переопределение скоростного распределения в мантии Луны и размеров Fe-FeS ядра на основе интерпретации данных по программе «Аполлон».

Несмотря на различную математическую обработку первичных

сейсмических данных и их физическую интерпретацию, эти модели позволяют определить внутреннюю структуру мантии, хотя и не позволяют разрешить противоречия между постепенным или скачкообразным изменением градиента скоростей в структуре мантии в связи с ограниченным числом слоев (рис. 1.1). Сейсмически многослойная структура должна подразумевать стратификацию мантии как по химическому составу с разными концентрациями порообразующих оксидов, так и по минералогическому составу, отражающему разные пропорции минералов фазовой ассоциации. Очевидно, что различия между скоростными моделями (связанные с методами анализа данных) должны отражаться на результатах последующего применения сейсмических данных.

Различие в сейсмических моделях лунных недр, предложенных разными авторами на основе анализа лунных сейсмограмм, можно объяснить нечеткими определениями первых вступлений *S*-волн на сейсмограммах из-за слабости сигнала и сильного рассеяния в низкоскоростной с высоким значением диссипативного фактора *Q* верхней части коры. При построении скоростных моделей значительные систематические ошибки вносят горизонтальные неоднородности в районах расположения сейсмических станций. Приповерхностный слой коры толщиной 15-20 км очень неоднородный, что приводит к многократному отражению и рассеянию объемных сейсмических волн и затрудняет интерпретацию их прихода. Поэтому вопросы о скорости распространения сейсмических волн в недрах спутника, наличии возможных границ их скачкообразного изменения в лунной мантии и радиус ядра все еще остаются не вполне определенными.

1.4 Тепловой режим Луны

Несмотря на наличие большого количества работ (Basaltic Volcanism Study Project, 1981; Keihm, Langseth, 1977; Konrad and Spohn, 1997; Shearer et al., 2006; Кронрод, Кусков, 1997; Кронрод и др., 2014; Siegler, Smrekar, 2014), термальное

состояние Луны остается одним из наиболее дискуссионных и неопределенных физических параметров.

Сведения о тепловом режиме Луны крайне важны для оценки концентраций долгоживущих радиоактивных элементов (U^{238} , U^{235} , Th^{232} и K^{40}), поскольку прямые данные об их содержаниях в недрах Луны отсутствуют. Оценки состава основаны на использовании сейсмических и гравитационных ограничений и анализе элементных корреляций в лунных породах и хондритах. Концентрации урана, тория и Al_2O_3 могут быть связаны хондритовыми отношениями, что косвенным образом позволяет по тепловому потоку оценить содержание Al_2O_3 в Луне и судить о природе образования спутника.

В соответствии с измерениями по программе «Аполлон-15, 17» (Keihm, Langseth, 1977) значения теплового потока с поверхности Луны составили 16-21 мВт/м², что с учетом данных по распространенности тория привело к $T = 800$ -1300°C на глубине 300 км, тепловому потоку 7-13 мВт/м² и градиентам 1.8-3.2 К/км в верхней мантии. Впоследствии не раз возникли серьезные сомнения относительно опубликованных значений (Rasmussen, Warren, 1985; Grott et al., 2010; Saito et al., 2007; Кронрод и др., 2014; Siegler, Smrekar, 2014).

Авторы работ (Rasmussen, Warren, 1985; Warren, Rasmussen, 1987) на основе обновленных моделей структуры реголита, пересмотренных содержаний радиогенных элементов и моделей теплопроводности, получили, что в местах посадки Аполлон-15, 17 поверхностный тепловой поток составляет 12 мВт/м², а валовое содержание урана в Луне оценено на уровне 14-21 ppb. В недавней работе (Siegler, Smrekar, 2014) с учетом новых орбитальных данных проведена переоценка данных по измерению теплового потока в местах посадки Аполлон-15, 17 с использованием трехмерных моделей теплопроводности. Авторы этой работы нашли, что мантийный тепловой поток составляет 9-13 мВт/м², но, если в местах посадочных площадок подкорový слой обогащен KREEP-материалом, то мантийный тепловой поток редуцируется до 7 мВт/м². Напротив, в работе (Saito et al., 2007) на основе ревизии температурного градиента в реголите и его

теплопроводности получено значение теплового потока с поверхности 3.7 мВт/м^2 и валовое содержание урана в Луне 9.5 ppb . В целом, следует отметить отсутствие согласования в оценках теплового потока Луны, полученных в разных работах различными, но независимыми, методами. Решение этой проблемы требует дальнейшего анализа и новых космических экспериментов.

Для того чтобы получить информацию о тепловом режиме недр Луны по геофизическим полям, несущим лишь косвенную информацию о составе недр, необходимо конвертировать интегральную совокупность геофизических данных (масса, момент инерции, скорости P - и S -волн, числа Лява, тепловой поток) в термины распределения температуры и химического состава (концентраций основных породообразующих оксидов), а также мощностей тепловых источников (концентрации урана) (Kuskov, 1997; Khan et al., 2013; Кронрод, Кусков, 2011). Эта проблема осложняется тем фактом, что количество известных параметров меньше числа неизвестных, причем разделение эффектов влияния состава и температуры на геофизические свойства (скорость сейсмических волн, плотность) представляет трудную для решения задачу. Петролого-геохимические и изотопные исследования лунных образцов, доставленных космическими аппаратами, накладывают слабые ограничения на состав и физические свойства мантии, измерения тепловых потоков, геодезические, электромагнитные и сейсмические исследования дают лишь косвенную информацию о температуре лунных недр. Определение температуры и состава мантии остаются ключевой проблемой лунной петрологии и геофизики.

ГЛАВА 2. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ЛУНЫ (КОРА + МАНТИЯ)

2.1 Модель магматического океана. Дифференциация Луны

Луна стала первым объектом космических исследований среди планет и спутников Солнечной системы и остается единственным космическим телом (кроме Земли), для которого собраны образцы лунного грунта, а также геофизические данные (скорости распространения сейсмических волн, электромагнитное и тепловое поле), полученные в результате работы советских автоматических станций Луна и экспедиций по программе Apollo, дополненные впоследствии новыми орбитальными исследованиями. Почти 100 лет назад А. Вегенером (Вегенер, 1923) в качественном виде был сделан вывод об активной дифференциации Луны. По современным данным это событие произошло вскоре после аккреции Луны около 4.4 млрд лет назад (Shearer et al., 2006; Taylor, 2016).

Ранняя дифференциация Луны с выделением материковой полевошпатовой коры мощностью около 40 км и возраст лунных пород привели к гипотезе лунного магматического океана (lunar magma ocean, LMO), под которым обычно понимается внешняя оболочка Луны, прошедшая через стадию частичного плавления (Shearer et al., 2006; Elkins-Tanton et al., 2011; Khan et al., 2013). Существующие петролого-геохимические и геофизические модели указывают на стратификацию Луны по химическому составу, что обычно связывают с идеей LMO. Несмотря на то, что моделирование фазовых равновесий приобретает все более важную роль при развитии представлений о процессах кристаллизации LMO, масштаб первоначального плавления Луны до сих пор остается неизвестным. Это - один из основных нерешенных вопросов термальной и магматической эволюции Луны. От ответа на него во многом зависят тепловой режим, состав и композиционная зональность мантии, существование химических неоднородностей и сейсмических границ, наличие нижней (примитивной) мантии,

вероятно, не затронутой процессами плавления, а также присутствие H_2O и/или OH в продуктах лунного магматизма и остаточная намагниченность лунных образцов.

Кристаллизация ЛМО привела к образованию последовательности кумулятивных слоев, сложенных различными минералогическими ассоциациями, и сопровождалась образованием легкой полевошпатовой коры, под которой находился тонкий слой Ti -обогащенных кумулатов, а на больших глубинах - мощный слой пироксен-оливиновых кумулатов (Wieczorek et al., 2006; Shearer et al., 2006). Предполагается, что в определенных условиях в этих слоях возникает инверсия плотности. В результате происходит общемантийный глобальный переворот или овертон (overtun), обусловленный кристаллизацией плотных Ti -обогащенных кумулатов (Snyder et al., 1992; Hess, Parmentier, 1995; Elkins-Tanton et al., 2011) и содержащих радиоактивные элементы (U , Th , K), продуцирующих выделение тепла и способствующих образованию расплавов, обогащенных TiO_2 (Khan et al., 2013, 2014). Детали этого процесса находятся в стадии обсуждения. О потенциально возможном существовании области повышенной диссипации, такой как частично расплавленный или жидкий слой в подошве мантии на границе с ядром косвенно свидетельствует интерпретация геофизических данных (Williams et al., 2014, Harada et al., 2014). Твердотельная конвекционно-кумуляционная модель овертона приводит к стабильной композиционной конфигурации мантии, которая согласуется с экспериментальными петролого-геохимическими данными по кристаллизации лунных базальтов и ультрамафических стекол (Ringwood, Essene, 1970; Delano, 1986; Longhi, 2006; Elkins-Tanton et al., 2011; Elardo et al., 2011; Barr, Grove, 2013).

Отсутствие ясности в отношении истинного характера процесса магматической дифференциации и ненадежность оценок химического состава Луны не позволяют судить о глубине проплавления Луны. Оценки толщины магматического океана, обычно основанные на физико-химических моделях затвердевания ЛМО и геофизической информации, охватывают интервал глубин от верхних 200-500 км до частичного или полного плавления всей Луны (Ringwood,

1977; Shearer et al., 2006; Wieczorek et al., 2006; Elardo et al., 2011; Barr, Grove, 2013). Мощность магматического океана менее 400 км не находит подтверждения с геохимических позиций, поскольку меньшая глубина проплавления не в состоянии обеспечить наблюдаемое содержание Al_2O_3 в плагиоклазовой коре (Elkins-Tanton et al., 2011). Обработка данных экспедиций Apollo предполагает потенциальное существование нескольких сейсмических границ в мантии (Nakamura, 1983; Lognonné, 2005; Gagnepain-Beyneix et al., 2006; Khan et al., 2013) и соответствующее деление мантии на верхнюю (кора - 270 км), среднюю (250-750 км) и нижнюю (750 км – ядро).

Скачок сейсмических свойств на глубине 500 км часто интерпретируется как концентрационный скачок и возможная отметка подошвы LMO. Это означает, что максимальная глубина проплавления могла затронуть лишь верхние 500 км, разделяющие оливин-ортопироксеновые кумулаты от примитивной гранат-содержащей мантии (Wieczorek et al., 2006; Barr, Grove, 2013). Эта минералогическая стратификация в целом согласуется с данными по совместной инверсии термодинамических, сейсмических и гравитационных данных (Kuskov, Kronrod, 1998a,b; Lognonné et al., 2006; Кронрод, Кусков, 2011; Khan et al., 2006a,b, 2007). В других работах рассматриваются эволюционные модели конвектирующего LMO вплоть до глубин 1000 км (Elkins-Tanton et al., 2011). Вопрос о возможности плавления и дифференциации средней и нижней мантии остается одним из ключевых неизвестных в отношении эволюции Луны. Впрочем, не исключается и модель полного плавления Луны - глобального магматического океана (Shearer et al., 2006).

Повторная обработка и интерпретация сейсмических данных (Lognonné, 2005; Gagnepain-Beyneix et al., 2006) предполагает резкий скачок скоростей P -, S -волн на глубине 750 км. Кронрод, Кусков (2011) показали возможность существования химической границы на глубине 620–750 км. Термодинамическая обработка сейсмических моделей показала, что скачок скоростей может быть обусловлен изменением состава от обедненного Ca, Al до состава, обогащенного

Ca, Al, что выражается в повышенном содержании граната (Кусков, Кронрод, 2009; Kuskov et al., 2014). Если изменение в составе было связано с солидификацией LMO, то в таком случае глубина 750 км маркирует подошву LMO в виде химической неоднородности, указывающей на разный химический состав ниже- и вышележащих горизонтов мантии и переход от оливин-пироксенитовых кумулатов к примитивной мантии, представленной ассоциацией оливин + клинопироксен + гранат (Кусков, Кронрод, 1998; Kuskov, Kronrod, 1998).

2.2 Мантия

Поскольку образцы глубинного вещества Луны отсутствуют, то информация о составе и структуре мантии может быть получена только из косвенных источников, таких как анализ базальтов и вулканических стекол, а также на основе совокупности геофизических данных.

Определения сейсмических свойств и электропроводности показывают, что мантия Луны до глубин порядка 1200 км является твердой. Поэтому температура мантии в этой области должна быть ниже температуры солидуса.

В литературе рассматривались различные варианты моделей мантии Луны, химический состав которых изменялся от состава, подобного ультраосновному веществу верхней мантии Земли, до состава, резко обогащенного Ca и Al и подобного высокотемпературным включениям в углистом хондрите *Allende*; содержание FeO колебалось от 6 до 18 мас.% (Рингвуд, 1982; Ringwood, 1977; Taylor, 1986; Hood, Jones, 1987; Галимов, 2004; Kuskov, 1997; Kuskov, Kronrod, 1998; Kuskov, Kronrod, 2001).

2.2.1 Сейсмическая граница на глубине 270 км

Скорость распространения сейсмических волн в модели (Gagnepain-Beyneix et al., 2006) на границе верхняя - средняя мантия скачкообразно уменьшается ($\delta V_p/V_p = -3.5\%$ и $\delta V_s/V_s = -5.5\%$), маркируя на глубинах 270-500 км явно выраженную зону пониженных скоростей. Эта область по своим сейсмическим характеристикам существенно отличается от земной астеносферы и является специфической особенностью строения Луны. Столь сильное уменьшение скоростей в мантии, вообще говоря, можно объяснить различными причинами: фазовым переходом, дегидратацией водосодержащих фаз мантии, скачком химического состава, резким ростом температуры. Однако, было показано (Kuskov, 1997), что фазовый переход в пироксените или шпинель-гранатовый переход в перидотите не в состоянии объяснить природу границы на глубине 270 км. Другое потенциальное объяснение связано с присутствием водосодержащих фаз, резко уменьшающих сейсмические скорости (Ito and Tatsumi, 1995). Расчеты (Кусков и др., 1995) показали, что на глубинах 270-500 км (13.5-23.2 кбар, 550-750°C) при фиксированном валовом составе может быть устойчива фазовая ассоциация, содержащая тальк (15% $Op_x + 33\% Cr_x + 32\% Ol + 12\% Gr + 8\% Tal_c$, мол.%) и имеющая скоростные свойства ($V_p = 7.68$ км/с, $V_s = 4.15$ км/с), находящиеся в согласии с сейсмическим экспериментом: $V_p = 7.46 \pm 0.25$ км/с, $V_s = 4.25 \pm 0.1$ км/с.

2.2.2 Сейсмическая граница на глубине 500 км

Скачок скоростей упругих волн на 500-км границе составляет около 10% (Nakamura, 1983), рис. 1.1. Соответствующий скачок скоростей в мантии Земли на сейсмических границах 410 и 650 км не превышает 2.5-5% для P -волн и 3.5-7.5% для S -волн. Другая особенность лунной мантии – слабое увеличение скорости с глубиной. Скачок плотности на глубине 500 км очень мал. Фазовые переходы также не в состоянии обеспечить 10% скачок скоростей. Уменьшение температуры

с глубиной противоречит физическому пониманию строения планетарных недр. Таким образом, природа сейсмической границы может быть связана только с изменением химического состава при переходе от средней мантии к нижней.

2.3 Состав и строение коры

По геологическим данным предполагается, что лунная кора сложена в основном материковыми породами, а доля морских базальтов невелика. При моделировании внутреннего строения коры Луны обычно заменяется однородной по составу, плотности и мощности сферической оболочкой, причем предполагается отсутствие инверсии плотности по глубине. Содержание Al_2O_3 в коре, ее толщина и средняя плотность - критические параметры при определении валового состава Луны (Wieczorek и др., 2006; Taylor и др., 2006).

Существующие оценки валового состава коры Луны основаны на различных подходах: по образцам лунного грунта, доставленных в результате миссии «Апполон»; оценки на основании данных лунных метеоритов (Демидова и др., 2007), а также по гравитационным данным (Wieczorek и др., 2013). Данные о составе и строении коры являются более надежными по сравнению с оценками состава и строения мантии.

По современным моделям (Khan et al., 2013; Taylor, Wieczorek, 2014) весовое содержание Al_2O_3 в материковой коре составляет около 30 % для верхнего и промежуточного слоя и 20% для самого нижнего слоя мафической коры. Эти модельные представления близки к предыдущим оценкам 25-28% Al_2O_3 для всей коры (Taylor, 1982; Taylor и др., 2006; Shearer и др., 2006; Longhi, 2006) и результатам определения Al_2O_3 в лунных метеоритах (Демидова, Назаров, 2007), согласно которым содержание Al_2O_3 в коре может находиться в интервале 25-33 мас.%. Содержание основных оксидов в коре по (Taylor, 1982) составляет (мас.%): $\text{Al}_2\text{O}_3=27.3$, $\text{CaO} = 15.5$, $\text{MgO}=6.8$, $\text{FeO}=6.3$, $\text{SiO}_2=44.1$. Содержание U в коре составляет 80-240 ppb (Taylor, 1982; Демидова и др., 2007).

В ранних работах методами инверсии была исследована толщина коры в местах посадки «Apollo 12, 14, 16», которая оценивалась в интервале 55-75 км; среднее значение мощности толщины коры составило 58 ± 8 км (Nakamura et al., 1983). По данным миссии «Kaguya» средняя мощность толщины коры составила 53 км. В результате повторной обработки сейсмических данных Apollo были получены уменьшенные значения мощности толщины коры до 30 км (Lognonné et al., 2003). В обзоре (Wieczorek et al., 2006) приведена сводка результатов по оценке мощности коры, предпочтительная величина толщины которой 49 ± 16 км. В связи с усовершенствованием методов анализа сейсмической информации Apollo и появлением новых данных миссии GRAIL по гравитационному полю и топографии Луны появились более надежные оценки мощности и плотности коры (Wieczorek et al., 2013; Taylor, Wieczorek, 2014). Средняя плотность коры составляет 2550 кг/м^3 , что при плотности зерен в диапазоне от 2800 до 2900 кг/м^3 , типичной для анортозитовых пород, приводит к среднему значению пористости $\sim 12\%$. На основе полученных ограничений средняя мощность коры оценивается в пределах 34-43 км, а ее плотность с учетом небольшого количества морских базальтов принята равной 2600 кг/м^3 (табл. 1.1).

2.4 Зона подплавления в окрестности ядра

Особое место в геофизике и геохимии Луны занимает проблема возможности / невозможности существования зоны частичного плавления на границе между твердой мантией и жидким или частично расплавленным ядром.

Значительные достижения в изучении гравитационного поля Луны миссиями Chang'E и GRAIL позволили определить значение числа Лява k_2 с большой точностью (Yan et al., 2012; 2013; Konopliv et al., 2013). Интерпретация этих данных позволяет предположить существование зоны частичного плавления в области нижней мантии на границе с ядром. О наличии такой зоны говорит также отсутствие глубокофокусных лунотрясений с очагами в этой сильно

диссипативной зоне (Nakamura, 2005), повторный анализ сейсмических данных (Weber et al., 2011), более чем 40-летний анализ данных лунной лазерной альтиметрии (Williams et al., 2001, 2012; Khan et al., 2004). Авторам (Williams et al., 2001, 2012) по данным лазерного зондирования (Lunar Laser Ranging) удалось выявить источники диссипации на границе ядро-мантия. Наличие диссипативных зон может соответствовать присутствию в нижней мантии области с температурами, близкими к солидусу.

Дополнительные ограничения на размеры и строение ядра получены в экспериментах «Lunar Prospector» с помощью магнитометра и электронного рефлектометра (Hood и et al., 1999) и по данным лазерной локации Луны (Lunar Laser Ranging) (Williams et al., 2001). Более точные ограничения на плотность и мощность коры, момент инерции, значения чисел Лява, размеры и агрегатное состояние ядра были получены по программе изучения гравитационного поля и внутреннего строения (миссия GRAIL, Gravity Recovery and Interior Laboratory) Луны (Wieczorek et al., 2013; Williams et al., 2014).

2.5 Валовый состав

Образцы лунного вещества, доставленные экспедициями Apollo и автоматическими станциями Луна, не позволяют определить валовый состав спутника, поскольку не отражают состав мантии.

Модели валового состава силикатной Луны противоречивы (рис. 2.1, табл. 2.1). 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 (Wieczorek et al., 2013; Демидова и др., 2007).

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 оксидов

CaO, Al₂O₃ и FeO/MgO (рис. 2.1), имеющих ключевую роль в эволюции Луны и влияющих на количество и устойчивость фаз (анортита, оливина, пироксенов, граната), плотность и момент инерции.

В оценках валового состава Луны используются разные подходы и методы: конденсационные модели (Morgan et al., 1978), петрологические эксперименты (Ringwood, Essene, 1970; Longhi, 2006), геофизические модели (Kuskov, 1997; Кронрод, Кусков, 2011; Khan et al., 2013), геохимические ограничения на элементные отношения и корреляции между содержаниями Th, U и тугоплавких оксидов (Taylor, 1982; Rasmussen, Warren, 1985; Wanke, Dreibus, 1986; Jones, Delano, 1989; O'Neill, 1991; Галимов, 2004). В литературе встречаются различные модели химического состава: от состава, подобного ультраосновному веществу верхней мантии Земли, до состава, резко обогащенного Ca и Al и подобного высокотемпературным включениям в углистом хондрите Allende; содержание FeO варьирует от 6 до 18 мас.% (Ringwood, 1979; Hood, Jones, 1987; Kuskov et al., 2002; Wieczorek et al., 2006).

Модели химического и минерального состава мантии зависят от методического (геохимического или геофизического) подхода. Существуют противоречия как между геофизическими и геохимическими классами моделей состава Луны, так и внутри обоих классов. Основные из них - оценка концентраций тугоплавких оксидов и FeO. Одни исследователи полагают, что Луна обогащена как FeO, так и CaO и Al₂O₃ (Taylor, et al. 2006; Hood, Jones, 1987; Галимов, 2004a; Кусков, Кронрод 1999; Lognonné et al., 2003); другие считают, что Луна обогащена FeO по сравнению с земной мантией, в то время как содержания CaO и Al₂O₃ почти одинаковы в оболочках Земли и ее спутника (Ringwood, 1979; Wänke, Dreibus, 1986).

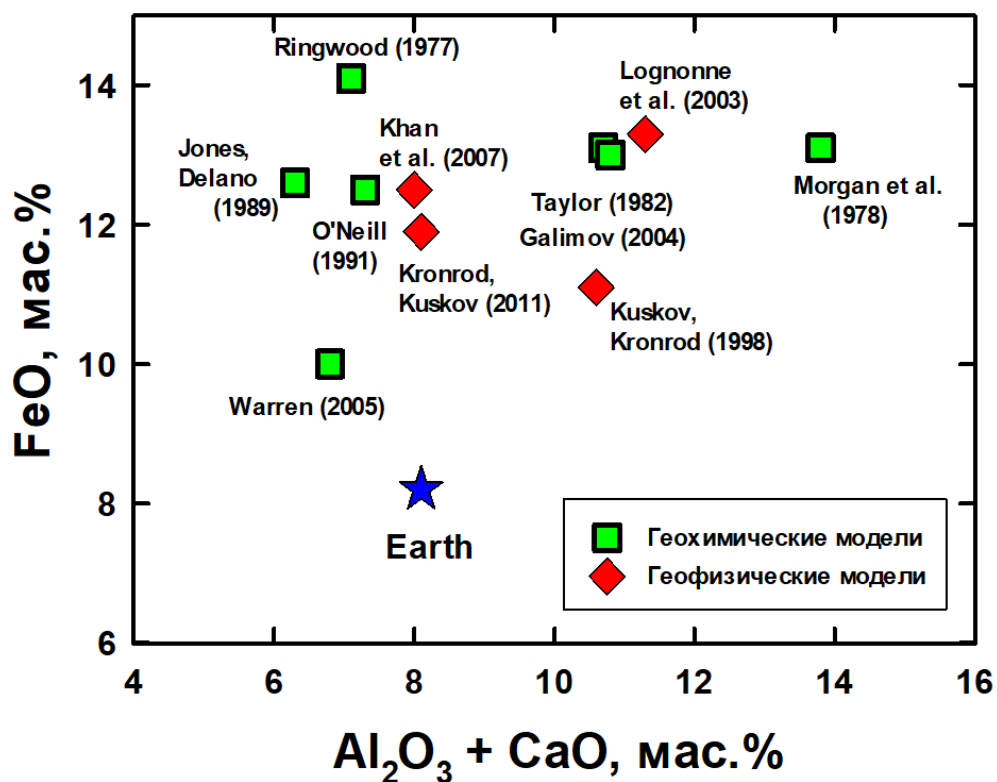


Рисунок 2.1. Геохимические и геофизические модели валового состава Луны (кора + мантия) по литературным данным (Morgan et al., 1978; Ringwood, 1977; Taylor, 1982; Jones, Delano, 1989; O'Neill, 1991; Кусков, Кронрод 1998; Lognonné et al., 2003; Galimov, 2004 (Галимов, 2004); Warren, 2005; Khan et al., 2007; Кронрод, Кусков 2011) в сравнении с составом силикатной Земли (McDonough, Sun, 1995).

Ряд авторов предполагает обогащение силикатной Луны (относительно земной мантии) тугоплавкими (труднолетучими) элементами (refractory elements – термин, принятый в англоязычной литературе) примерно на 50% (Taylor, 1982;

Taylor et al., 2006), тогда как другие исследователи отмечают, что содержание основных тугоплавких элементов, рассчитанное по корреляционным соотношениям Mg/Si, Al/Si, Mg/Al или по содержанию U и Th, в значительной степени неточно (Toksöz et al., 1978; Ringwood, 1977; Rasmussen, Warren, 1985). Масс-балансовые расчеты, анализ зеленых стекол, лунных метеоритов и синтез литературных данных оценивают содержание $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 4\%$ (Longhi, 2006; Warren, 2005), т.е. почти одинаковое в силикатных оболочках Земли и ее спутника (рис. 2.1).

Таблица 2.1. Модели состава силикатных оболочек (кора + мантия) Земли, Луны и силикатной фракции хондритов (мас.%)

Литературный источник	SiO ₂	FeO	MgO	CaO	Al ₂ O ₃	MG#
	Земля					
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
Геохимические модели	Луна					
Morgan et al. (1978)	43.7	13.1	29.4	6.1	7.7	80
Ringwood (1979)	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
Wanke, 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 et al. (2006)	-	13	-	-	6.0	82
Warren (2005)	43	10	39	3.0	3.8	88

Галимов (2004)	43.4	13 + Fe в ядре	32	10.8 (сумма CaO + Al ₂ O ₃)	81.5
Геофизические модели					
Lognonné et al. (2003)	53.5	13.3	21.9	4.9	74.6
Khan et al. (2007)	45-48	10-13	31-37	3.3-4	83-84
Kuskov (1997)	49.9	10.8	27.5	4.9	82
Kuskov, Kronrod (1998)	48.5-50	10.4-11.7	28.5-29.6	4.3-4.8	82-83
Kronrod, Kuskov (2011)	50.2-51.4	11.6-12.6	28.6-30.4	3.0-3.8	81.3
Хондриты (Jarosewich, 1990; Додд, 1986)					
CI	34.2	36.8	24.5	2.1	54
CM2	38.6	29.5	26.5	2.5	62
CV3	37.3	29.4	26.9	2.9	64
H	49.4	13.9	31.4	2.4	80
L	47.9	17.4	29.8	2.2	75
LL	46.5	19.9	28.9	2.2	72

2.6 Геофизические модели состава Луны

Геофизические модели состава Луны получены с помощью различных методов обработки массива сейсмической информации и гравитационных данных. Подход, основанный на совместной инверсии сейсмических, геодезических 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, Kronrod, 1998; Khan et al., 2007; Kuskov, 1997; Lognonné et al., 2003; Кронрод, Кусков, 1997; Кронрод, Кусков, 2011).

Содержания Al_2O_3 варьируют в диапазоне от 2-3% для полностью гомогенной мантии (Khan et al., 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 et al., 2013). С другой стороны, заново проведенная оценка состава материковой коры на основе анализа лунных метеоритов подтверждает потенциально возможное обогащение труднолетучими и обеднение легколетучими и сидерофильными элементами (Демидова и др., 2007).

Из рис. 2.1 следует, что Луна обогащена закисным железом (FeO) по сравнению с силикатной Землей. Геофизический анализ и термодинамические расчеты показывают, что магнезиальный номер $\text{MG\#}$ для Луны составляет 82-84 (Kuskov, Kronrod, 1998; Khan et al., 2007; Кронрод, Кусков, 2011), что меньше такового для силикатной Земли ($\text{MG\#89}$). По сейсмическим и электромагнитным данным $\text{MG\#75-80}$ (Lognonné et al., 2003; Grimm, 2013). Напротив, геохимические корреляции дают для Луны $\text{MG\#87-88}$ (Warren, 2005), близкое к земному. По мнению Назарова и др. (2011) совпадение отношений $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ 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.

2.7 Петрологические модели мантии

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. 2.2 (Кусков и др., 2019): (1) Ca–Al-обедненный состав оливинового пироксенита (Ol-Px или пироксенитовая модель); (2) обогащенный Ca и Al оливин-клинопироксен-гранатовый состав (Ol-Cpx-Gar); (3) пиrolитовый состав мантии Луны; (4) модель однородного состава мантии.

Ol-Px и Ol-Cpx-Gar модели выведены совместной инверсией сейсмических и гравитационных данных (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 массу и 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 et al., 2003). Ol-Cpx-Gar модель обогащена Ca и Al (Kuskov et al., 2002; Кронрод, Кусков, 2011). Фазовый состав минеральной ассоциации оливин-клинопироксен-гранат (мол.%, 54% Ol (Fo_{89}) + 37% Cpx + 8-9% Gar, табл. 2.2), по-видимому, соответствует рассчитанному Назаровым и др. (2011; см. рис. 4.4б) в этой работе, хотя там не сообщаются пропорции фаз), но отличается как от состава Ol-Px пород верхней мантии Луны, так и от пиrolитовой мантии Земли. Пиrolитовый состав широко используется в качестве модели, отражающей состав примитивной мантии Земли (bulk silicate Earth) (McDonough, 1990; McDonough, Sun, 1995). Рингвуд (Ringwood, 1977) предположил, что валовый состав Луны близок к составу пиrolита за исключением того, что Луна обеднена летучими элементами и обогащена закисным железом. Важно выяснить соответствуют ли физические характеристики земного пиrolита сейсмическим лунным профилям. Однородный состав мантии Луны (Khan et al., 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 петрологических моделях содержание FeO варьирует от 8.5 до 13% (табл. 2.2).

Таблица 2.2. 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 ₂ O ₃	2.25	4.50	6.4	2.6
CaO	1.8	3.64	5.1	2.5
SiO ₂	52.0	45.25	44.0	45.1
Na ₂ O	0.05	0.34	0.05	0.0
TiO ₂	0.3	0.21	0.3	0.0
MG#	83.0	88.8	85.8	83
Фазовый состав (мол.%) и физические свойства 400 км (2 ГПа / 850°C)				
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 ³	3.337	3.340	3.400	3.370
V _P , км/с	7.780	8.120	8.170	7.980
V _S , км/с	4.444	4.560	4.565	4.470
K _S , 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 - (Кусков, Кронрод, 1998; Кронрод, Кусков, 2011); пиролит - (McDonough, 1990); однородный состав – (Khan et al., 2007). Система NaTiCFMAS включает фазы постоянного и переменного состава: α - β -кварц, коэсит, минералы группы Al_2SiO_5 , плагиоклаз (Pl), железо-магнезиальные оливин (Ol), шпинель (Sp) и ильменит (Ilm) – бинарные растворы, гранат (Gar, пироп-альмандин-гроссуляр), ортопироксен (Opx - 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 (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: 14% Ol (Fo_{85}) + 0.4% Ilm (Geik₃₉) + 77.7% Opx (OrthoEn₇₈OrthoDi₃OrthoFs₁₅OrthoHed₂OrthoCor₂) + 7% Cpx (ClinoEn₃₁Di₃₆ClinoFs₉Hed₁₆Jd₅ClinoCor₃) + 0.9% Gar (Gros₆Py₆₆Alm₂₈).

пиролит:

53.9% Ol ($\text{Fo}_{91.4}$) + 6.1% Opx (OrthoEn₈₆OrthoDi₂OrthoFs₉OrthoHed₁OrthoCor₂) + 35.6% Cpx (ClinoEn₃₄Di₃₄ClinoFs₆Hed₁₃Jd₉ClinoCor₄) + 0.4% Ilm (Geik₅₆) + 4.0% Gar (Gros₅Py₇₇Alm₁₈).

Ol-Cpx-Gar – оливин-клинопироксен-гранат:

53.6% Ol (Fo_{90}) + 8.1% Gar (Gros₁₁Py₆₈Alm₂₁) + 37.7% Cpx (ClinoEn₂₇Di₄₅ClinoFs₇Hed₁₆Jd₁ClinoCor₄) + 0.6% Ilm (Geik₅₀).

однородный состав:

54% Ol (Fo_{85}) + 26.5% Opx (OrthoEn₇₉OrthoDi₃OrthoFs₁₄OrthoHed₂OrthoCor₂) + 17% Cpx (ClinoEn₃₀Di₄₁ClinoFs₉Hed₁₇ClinoCor₃) + 2.5% Gar (Gros₈Py₆₅Alm₂₇).

ГЛАВА 3. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОДХОД: ПРОЦЕДУРА, МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ, ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Состав мантии и ее тепловой режим в настоящее время не могут быть определены прямыми методами. Информацию о химическом составе и физическом состоянии Луны можно получить с помощью оптимизационного метода решения обратной задачи, основанного на совместном обращении сейсмических и геохимических данных в предположении условий термодинамического и гидростатического равновесия.

Минеральный состав и физические свойства (плотность, скорости сейсмических волн и др.) пород Луны полностью характеризуются профилем концентраций тех петрогенных элементов, которые образуют самостоятельные фазы (Кусков, Кронрод, 2009), а также давлением и температурой (P - T условиями). Аппарат химической термодинамики позволяет моделировать сейсмические свойства пород и фазовые равновесия в оболочках планет как при низких и умеренных, так и при сверхвысоких давлениях и температурах. Характерное время природных процессов в оболочках планет и спутников (сотни и тысячи миллионов лет) настолько велико, что планетарное вещество должно находиться в состоянии термодинамического равновесия. Это дает возможность на основании валового химического состава корректно определять стабильные фазовые ассоциации в мантии. Физические свойства мантийного вещества, такие как плотность, модули упругости, скорости объемных волн, коэффициент термического расширения и другие теплофизические параметры определяются соответствующими характеристиками слагающих породу материалами, их концентрациями, а также структурой мантийного композита. Почти все силикаты мантии являются твердыми растворами, вследствие чего определение их физических свойств при мантийных условиях требует вычисления уравнений состояния крайних членов раствора - минералов при соответствующих P - T параметрах и создания модели растворов.

Методы термодинамического моделирования, подробно описанные в работах (Saxena, 1981; Saxena, Eriksson, 1983, 1986; Kuskov, Kronrod, 1998, Кусков и др., 2009; Connolly, Khan, 2016), позволяют получить решение задачи химического равновесия в многокомпонентной многофазной системе с твердыми растворами при некоторых заданных температуре, давлении и составе и построение на этой основе моделей внутреннего строения геологического объекта. Решение прямой задачи позволяет переводить модели химического состава в равновесные фазовые ассоциации и согласованные с ними сейсмоплотностные характеристики. При фиксированных P - T условиях и известном валовом составе получается согласованная информация по фазовому составу минеральной ассоциации (химический состав сосуществующих фаз и их пропорции), ее плотности, модулям сжатия и сдвига, и скоростям распространения упругих волн. Вместе с решением прямой задачи возникает необходимость решения обратных (некорректных) задач (Тихонов, Арсенин, 1979), которые заключаются в восстановлении некоторого набора модельных параметров, таких как температура и химический состав силикатных оболочек планет по геотермическим, сейсмическим, гравиметрическим, электромагнитным и геодезическим данным.

3.1 Моделирование фазового состава и физических свойств мантии

3.1.1 Термодинамические свойства смеси минералов

Физические свойства мантийной породы, состоящей из минералов-твердых растворов, рассчитывались в предположении, что порода представляет из себя механическую смесь изотропных фаз. За модель раствора принята модель идеального смешения, то есть в качестве единичной изотропной фазы рассматривается составляющая минерала - минал.

Физические характеристики смеси, состоящей из N миналов при условии термодинамического равновесия рассчитываются по формулам для идеальной смеси. Например, мольная теплоемкость при постоянном давлении, коэффициент

термического расширения и плотность вычисляются следующим образом (Saxena, 1981; Saxena, Eriksson, 1983, 1986; Kuskov, Kronrod, 1998, Кусков, Кронрод, 2009; Connolly, Khan, 2016):

$$C_p = -T \frac{dS}{dT} = \sum_{i=1}^N n_i C_{pi}, \quad (3.1.1)$$

$$\alpha = V^{-1} \frac{dV}{dT} = V^{-1} \sum_{i=1}^N n_i V_i \alpha_i$$

$$\rho = V^{-1} \sum_{i=1}^N n_i v_i,$$

$$V = \sum_{i=1}^N n_i V_i$$

где n_i , V_i , v_i , C_{pi} , α_i - мольные доли, объемы, изобарные теплоемкости и коэффициенты термического расширения миналов при заданном давлении и температуре.

Термодинамические функции для композита имеют вид (Smith and Missen, 1982):

$$G(T, P, n) = \sum_{i=1}^N n_i \mu_i, \quad (3.1.2)$$

$$\mu_i = \mu_i^0 + RT \ln \alpha_i,$$

$$S = \sum_{i=1}^N (n_i S_i + R n_i \ln \alpha_i)$$

Здесь $\mu_i^0 = G_i$ - химический потенциал компонента i -го минала, равный его свободной энергии, α_i - активность этого компонента в растворе, которая равна для идеального раствора его мольной доле n_i .

3.1.2 Упругие свойства смеси минералов

Изотермический модуль сжатия смеси (K_T) и модуль сдвига (μ) смеси зависят от соотношения фаз и их упругих характеристик, кроме того на эти величины влияет структура минерального композита и размера минеральных зерен (Hill, 1963; Voigt, 1928). Значения усредненных упругих модулей могут находиться между величинами, вычисленными по модели Фойгта (Voigt, 1928) (условие постоянства деформаций в композите):

$$K_F = V^{-1} \sum_{i=1}^N n_i V_i K_i \quad (3.1.3)$$

и модели Реусса (Watt, et al., 1976) (условие постоянства напряжений в композите):

$$K_R = V \left(\sum_{i=1}^N n_i V_i K_i^{-1} \right)^{-1} \quad (3.1.4)$$

где K_i - модули изотермического сжатия (K_T) или сдвига (μ) i -го композита. В нашем случае отсутствия информации о структуре среды для расчета упругих модулей используется осереднение Фойгта-Реусса-Хилла (Watt et al., 1976):

$$\begin{aligned} K_{FRH} &= (K_F + K_R)/2 \\ K &= (K_T, \mu) \end{aligned} \quad (3.1.5)$$

Для модулей сдвига принята линейная зависимость от температуры и давления (Кусков и др., 2009):

$$\begin{aligned} \mu_i(P, T) &= \mu_i(0, 298^0 \text{ K}) + (\partial \mu_i / \partial P) P + (\partial \mu_i / \partial T)(T - 298), \\ (i=1, 2..N) \end{aligned} \quad (3.1.6)$$

Скорости продольных (V_P) и поперечных (V_S) волн вычисляются по формулам:

$$\begin{aligned} V_P^2 &= (K_S + 4/3\mu)/\rho; \\ V_S^2 &= \mu/\rho \end{aligned} \quad (3.1.7)$$

3.1.3 Уравнение состояния и ангармонические свойства

Для корректного применения методов термодинамики к задачам физико-химического моделирования состава и строения мантии необходимо знание уравнений состояния минералов и их равновесных смесей. Полное теоретическое построение уравнения состояния твердого тела с учетом его конкретной микроскопической структуры и характера межатомного (а при P - T условиях мантии и электронно-ядерного) взаимодействия крайне затруднительно.

Большое распространение получили полуэмпирические модели, в которых функциональный вид уравнения состояния задается, исходя из некоторых теоретических предположений, а численные параметры искомой функции для каждого конкретного вещества определяются на основе экспериментальных данных. Среди полуэмпирических методов наибольшее распространение получили две группы моделей, базирующихся на представлениях феноменологической теории упругости и статистической физики твердого тела (Борн, Хуань Кунь, 1958; Альтшулер, 1965; Лейбфрид, Людвиг, 1963; Жарков, Калинин, 1968; Рейсленд, 1975; Thomsen, 1977). В практике расчетов термодинамических функций кристаллов наиболее популярными являются приближения Дебая и Эйнштейна. Существует также множество эмпирических подходов, которые в основном направлены на обработку экспериментальных P - V - T измерений. Литература по методам построения УРС содержит сотни наименований, и даже ее краткий обзор не представляется возможным. Различные подходы к проблеме построения УРС и их обсуждение, а также соответствующие ссылки на имеющиеся обзоры и

монографии можно найти в работах (Жарков, Калинин, 1968; Бушман, Фортов, 1983; Кусков и др., 1982, 1983; Поляков, Кусков, 1994; Anderson, 1995; Паньков и др., 1998; Cohen et al., 2000; Дорогокупец, 2001; Kieffer, 1979; Геря и др., 1998; Урусов, Еремин, 2012; Dorogokupets, 2000; Dorogokupets et al., 2014).

Расчет уравнения состояния (УРС) минералов проведен в квазигармоническом приближении Ми-Грюнайзена-Дебая на основе модели упругого континуума с использованием потенциала Борна-Майера для аппроксимации потенциальной части УРС и дебаевского приближения для тепловой его части (Жарков, Калинин, 1968):

$$P(V, T) = P_p(V) + \frac{\gamma}{V} E_T(V, T), \quad (3.1.8)$$

Уравнение (3.1.8) содержит три неизвестные функции: потенциальную составляющую давления или так называемую холодную изотерму $P_p(V)$, тепловую составляющую внутренней энергии $E_T(V, T)$ и параметр Грюнайзена γ , которые рассчитываются на основе программы и базы данных *THERMOSEISM*. Для расчета УРС при высоких температурах и давлениях требуется знание шести констант при 1 бар и 298.15 К: адиабатического модуля сжатия, его производной по давлению, теплоемкости, температуры Дебая, коэффициента термического расширения и плотности или объема.

3.1.4 Определение равновесных фазовых ассоциаций и их параметров

Для системы, состоящей из M компонентов (оксидов) и N фаз (минералов) при давлении P , температуре T и известном валовом составе термодинамические свойства системы однозначно определены, если химические потенциалы μ_j всех компонентов известны как функции независимых переменных T , P и состава.

Согласно условию химического равновесия, в закрытой изобарно-изотермической системе протекают процессы перераспределения массы и энергии между различными фазами и соединениями системы до тех пор, пока свободная энергия системы не примет минимальное из возможных значений. Поэтому задача отыскания равновесного минерального состава системы при фиксированных P , T и валовом составе (представляемым обычно в виде суммы определенных количеств порообразующих оксидов) сводится к поиску такого состояния системы, которое обеспечит минимальность полной свободной энергии (целевая функция) системы.

Методы минимизации энергии Гиббса многокомпонентных минеральных систем рассматриваются в обзоре (Smith and Missen, 1982). Для стехиометрических систем с идеальными растворами задача может быть решена методом линейного программирования (White et al., 1958). Оптимизируемая функция G в силу своей линейности достигает своего минимума в одной из вершин $(N-1)$ -мерного континуума, ограниченного линейными уравнениями баланса масс. Вершины этой области, называемой симплексом, отвечают дивариантным ассоциациям, которые в бинарных системах (типа $MgO-SiO_2$) по правилу фаз Гиббса отвечают протяженным по P и T (две степени свободы) зонам стабильных фазовых ассоциаций. Алгоритм перебора вершин континуума (или фазовых ассоциаций в применении к стехиометрическим системам), ведущий к систематическому понижению минимизируемой функции G , называется симплекс-методом (Данциг, 1966). Его важным достоинством является необязательность какого-либо начального приближения. Для неидеальных растворов существует множество методов минимизации энергии Гиббса (Smith and Missen, 1982). В настоящей работе используется метод минимизации, предложенный (deCapitani and Brown, 1987) и адаптированный для расчета фазовых равновесий при высоких давлениях (Kuskov and Galimzyanov, 1986; Kuskov and Fabrichnaya, 1994). Итерационный метод основан на чередовании шагов линейного и нелинейного программирования. Многолетний опыт применения этого метода показал его исключительную надежность и достаточно высокую скорость расчета даже для сложных систем

твердых растворов. Программы расчета уравнений состояния минералов и равновесных многокомпонентных многофазных ассоциаций, включающих твердые растворы, при высоких температурах и давлениях, а также базы согласованных входных данных образуют ядро программного комплекса *THERMOSEISM* (Kuskov et al., 1997; Kuskov, Kronrod, 2001, Кусков, Кронрод, 2009).

3.2 Программный комплекс *THERMOSEISM*. База данных. Расчет фазовых равновесий

В настоящей работе моделирование фазового состава и физических свойств мантии и решение обратных задач восстановления состава и температуры в мантии проведено на основе программного комплекса и базы данных *THERMOSEISM* (Fabrichnaya, Kuskov, 1991; Kuskov, 1997; Kuskov et al., 2014, Kuskov, Kronrod, 1998, 2001, 2006; Кусков и др., 2009) для сухой (твердофазной) системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ (NaTiCFMAS), включающей фазы неидеальных твердых растворов. Программный комплекс *THERMOSEISM* создан в ГЕОХИ РАН.

На основе комплекса *THERMOSEISM* производится построение P - T -х диаграмм минеральных систем, расчет профилей физических свойств, решение обратных задач по восстановлению профилей концентраций и температуры в недрах планет, согласование данных петрологии, геофизических и теплофизических полей. Программный комплекс содержит: (1) базы термодинамических данных (более 100 кристаллических веществ, а также миналов твердых растворов), включающие энтальпии, энтропии, параметры смешения твердых растворов в многокомпонентных системах, термическое расширение, модули сжатия, скорости упругих волн. База термодинамических данных может быть использована для моделирования физико-химических процессов как при нормальных, так и при сверхвысоких давлениях; (2) программный блок для расчета модифицированным методом потенциала уравнения состояния миналов при P - T

условиях; (3) программный блок для расчета химических и фазовых равновесий в твердофазных системах методом минимизации свободной энергии Гиббса; (4) программный блок для вычисления упругих и термодинамических констант фазовых ассоциаций (композита) на основе концентраций и констант слагающих ее минералов.

Погрешность расчетов комплекса складывается из ошибки, связанной с определением равновесной фазовой ассоциации, количеств и составов слагающих ее минералов, погрешности расчета уравнения состояния, связанных с неточностью входных термодинамических и упругих констант минералов. Неопределенность термодинамических расчетов исследована в (Kuskov and Galimzyanov, 1986; Kuskov and Fabrichnaya, 1994; Connolly, Khan, 2016); типичные ошибки в расчетах плотности и скоростей упругих волн в мантии не превышают 1 и 2%, соответственно. Общая величина погрешностей всех констант увеличивается с возрастанием температуры и давления.

3.2.1 База данных

База данных содержит внутренне согласованные термодинамические параметры по энтальпии, энтропии, теплоемкости, параметру Грюнайзена, термическому расширению, модулям сжатия и сдвига минералов, а также параметры смешения твердых растворов (Kuskov, Kronrod, 2001). В расчетах участвуют следующие фазы постоянного и переменного состава: α - β -кварц, коэсит, минералы группы Al_2SiO_5 , плагиоклаз (Pl), железо-магнезиальные оливин (Ol), шпинель (Sp) и ильменит (Ilm) – бинарные растворы, гранат (Grt, пироп-альмандин-гроссуляр), ортопироксен (Orx - 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 (Cpx, те же компоненты плюс жадеитовый минал) (Кусков, 2009).

3.3. Определение температуры, состава и физических свойств мантии Луны по сейсмическим данным

Решение прямой и обратной задач по определению температуры, химического и фазового состава мантийного вещества и его физических свойств осуществлялось в твердофазной системе NaTiCFMAS с неидеальными твердыми растворами. Химические реакции в такой системе не зависят от летучести кислорода. Добавление Al_2O_3 , Na_2O и TiO_2 важно для стабильности граната, клинопироксена и Ti-содержащих ассоциаций (Wieczorek et al., 2006; Thacker et al., 2009). Летучие и водосодержащие минералы также играют важную роль в решении задачи о тепловой и магматической эволюции Луны (Shearer et al., 2006) и могут оказывать воздействие на скорости (Кусков и др., 2014а). Ввиду сильно восстановительных условий в недрах Луны (Elkins-Tanton, Grove, 2011; Grimm, 2013), рассматривается сухая мантия.

В предположении термодинамического и гидростатического равновесия процедура решения осуществлена с учетом фазовых превращений, ангармонизма (учет термического расширения и сжимаемости) (Кусков, Кронрод, 2009). Распределение давления определяется по приближенной формуле: $P = P_0 \{1 - ((R-H)/R)^2\}$, где $P_0 \sim 50$ кбар - давление в центре Луны, $R = 1738$ км, H - глубина.

3.4 Восстановление температуры по сейсмическим данным

3.4.1 Учет эффектов неупругости

В расчетах учитывались поправки на эффект неупругости в скоростях, связанные с сейсмическим затуханием в поликристаллических породах мантии, особенно при высоких температурах.

Поправки на эффекты неупругости можно оценить через коэффициенты Q_S и Q_P . Для расчета Q_S известны две формально эквивалентные модели - через энергию и объем активации и через температуру плавления (солидуса) (Karato, 1993; Sammarano et al., 2003; Кронрод, Кусков, 2007):

$$\begin{aligned} Q_S(P, T, \omega) &= A_E \omega^\alpha \exp(\alpha E^*/RT), \\ E^* &= H^* + PV^*, \end{aligned} \quad (3.4.1)$$

где E^* , H^* и V^* – энергия, энтальпия и объем активации, P - давление, R - газовая постоянная, T – абсолютная температура, ω - частота сейсмических волн, A_E , α – безразмерные параметры. Отношение E^*/T_m (T_m – температура плавления) близко к константе для различных материалов.

Поэтому выражение (3.4.1) часто записывают в виде (Karato, 1993; Sammarano et al., 2003):

$$Q_S(P, T, \omega) = A_T \omega^\alpha \exp(\alpha g T_m(P)/T) \quad (3.4.2)$$

Здесь A_T , α , g - безразмерные параметры. В работе (Кронрод, Кусков, 2007) эти параметры определялись из условия наилучшего приближения расчетных профилей температуры по сейсмической модели IASP91 к континентальной геотерме. В отличие от Земли, для Луны отсутствует достаточная информация о распределении температурного поля в недрах спутника. Поэтому параметры A_T , α , g задавались таким образом, чтобы выполнялись условия высокой добротности на глубинах до 500 км с понижением на больших глубинах: $A_T = 0.5$, $\alpha = 0.2$, $g = 30$. Частота фиксировалась на уровне 1 Hz.

Поскольку температуры плавления земных и лунных пород хорошо изучены, вслед за рядом исследователей мы применяем модель (3.4.2), в которой температура T_m принимается равной температуре солидуса. Температура солидуса перидотита в зависимости от давления задавалась по (Hirschmann, 2000).

Величина параметра Q_P определялась через Q_S и скорости сейсмических волн

$$Q_P^{-1} = (1-L)Q_K^{-1} + LQ_S^{-1}, \quad L = 4/3(V_S/V_P)^2 \quad (3.4.3)$$

в предположении, что $Q_K^{-1} \sim 0$.

Значения фактора добротности $Q_{P,S}$ составляют 1500–9000 в верхней мантии и 500-1500 в нижней мантии (Nakamura, Koyama, 1982; Garcia et al., 2011). Эти значения показывают, что поправки на неупругость пренебрежимо малы в верхней мантии, но становятся более существенными в нижней мантии, когда температура приближается к солидусу (Кусков, Кронрод, 2009). Температура солидуса пироксенита (Ringwood, Essene, 1970) близка к таковой для перидотита (Hirschmann, 2000; Ziethe et al., 2009) и гарцбургита (Zhang et al., 2013).

3.4.2 Процедура определения температуры по скоростям сейсмических волн

Процедура обращения сейсмических профилей в термические при некотором фиксированном составе осуществляется следующим образом. Теоретические скорости Р- и S-волн, зависящие от P - T условий и химического состава и учитывающие эффекты ангармонизма, фазовых превращений и неупругости, связаны соотношением (Karato, 1993):

$$V_{anel}(P, T, X, \omega) = V_{anh}(P, T, X)[1 - 1/2Q(P, T, \omega)\tan(\pi\alpha/2)], \quad (3.4.4)$$

где первый член в правой части (3.4.4), согласованный с уравнениями состояния и фазовой диаграммой системы NaTiCFMAS, определяется при фиксированном составе (X) в результате термодинамического расчета, а второй – характеризует неупругое поглощение сейсмических волн и связан с фактором $Q_{S,P}$ уравнениями (3.4.2, 3.4.3).

Распределение температуры по глубине находилось посредством минимизации отклонений теоретических значений $V_{anel}(P, T, X, \omega)$ с поправкой на ангармонизм и неупругость от экспериментальных $V_{P,S}^o$. При выбранных ограничениях на валовый состав системы в каждой j -точке минимизируется функционал

$$\Phi_j = \{[V_P^o - V_{P,anel}(P, T, X, \omega)]^2 + [V_S^o - V_{S,anel}(P, T, X, \omega)]^2\}, \quad (3.4.5)$$

где $j=1,2,\dots,n$ – число точек по глубине. Минимизация функционала производится методом Ньютона. Погрешности термодинамических расчетов обсуждаются в (Кусков, Кронрод, 2009).

Таким образом, в результате решения обратной задачи находится профиль температуры (не зависящий от начального приближения), согласованный с равновесным фазовым составом минеральной ассоциации на данной глубине. В основе подхода лежит сравнительно небольшое число термодинамически согласованных параметров (Кусков, Кронрод, 2009). Использование термодинамически обоснованной процедуры является важным преимуществом перед другими подходами, которые не содержат информации по ангармоническим свойствам минералов и не учитывают эффекты неупругости и фазовых превращений.

ГЛАВА 4. ТЕСТИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ЛУНЫ ПО ОТНОШЕНИЮ К ТЕРМАЛЬНОМУ РЕЖИМУ И ХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ МАНТИИ

В этом разделе приведены результаты термохимического анализа современных сейсмических моделей (Khan et al., 2000; Lognonné, 2005; Gagnepain-Beyneix et al., 2006; Garcia et al., 2011). Преобразования зависимостей скорость P -, S -волн – глубина по сейсмическим моделям (см. главу 1) в соотношения температура (T_P , T_S) – глубина с учетом петролого-геохимических данных о составе мантии (см. гл. 2) проводились в соответствии с методами, приведенными в Главе 3. В настоящем разделе принята система обозначений сейсмических моделей из главы 1: Kh00 – модель Khan et al., 2000; L05 – Lognonné, 2005; GB06 – Gagnepain-Beyneix et al., 2006; G11 – Garcia et al., 2011.

Во всех сейсмических профилях, кроме G11, присутствуют черты зонального строения мантии с постоянными скоростями в отдельных слоях. В референц-модели Луны VPREMOON (G11) скорости монотонно изменяются по глубине (рис. 1.1). 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 скорее средние температуры в каждом слое, а не реальные селенотермы. Модели валового состава Луны и петролого-геохимические данные о составе мантии приведены в табл. 2.1 и 2.2 (Kuskov et al., 2014; Кусков и др., 2019).

4.1. Температуры в верхней мантии по сейсмическим моделям на глубинах 50-500 км

Восстановленные температуры (T_P и T_S) по модельным скоростям P - и S -волн приведены на рис. 4.1а и 4.1б для Са–Al-обедненного состава оливинового пироксенита и на рис. 4.1в и 4.1г для Са–Al-обогащенного пиролитового состава.

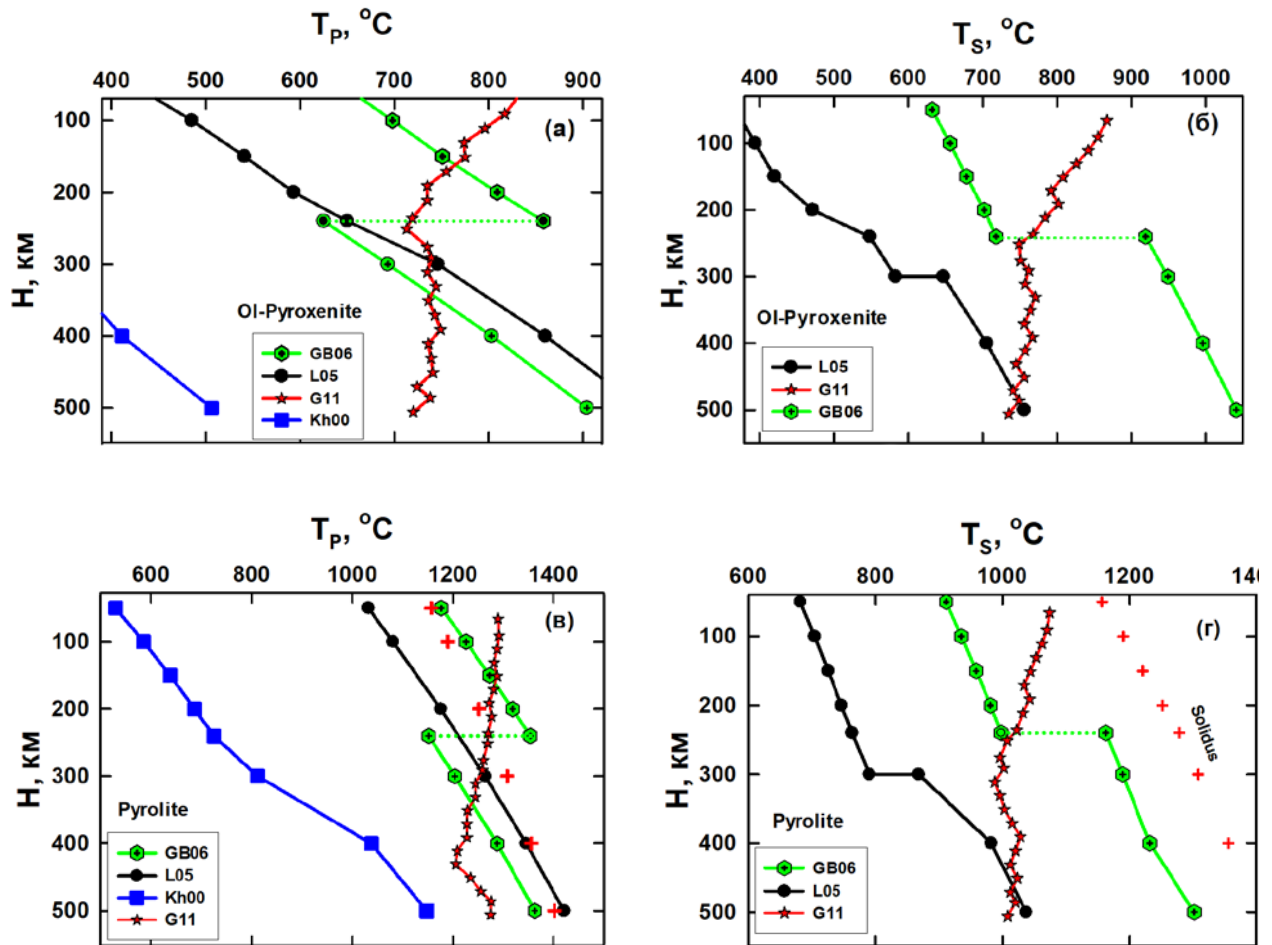


Рисунок 4.1 Распределение температур (T_P , T_S) в верхней мантии Луны, выведенное из сейсмических моделей с постоянной скоростью в отдельных слоях (L05, GB06, Kh00) и модели VPREMOON (G11), приведенных на рис. 1.1. Обозначения моделей: GB06 - Gagnepain-Beyneix et al., 2006; L05 - Lognonné, 2005; Kh00 - Khan et al., 2000; G11 - Garcia et al., 2011. Кресты – солидус для перидотитового состава (Hirschmann, 2000). (а, б) – Ol-пироксенит; (в, г) – пиролит; табл. 2.2.

Как видно из Рис. 4.1, возможен широкий диапазон мантийных температур в зависимости от средних значений скоростей и петрологических моделей.

4.1.1 Оливин-пироксенитовый состав

Селенотермы, вычисленные по моделям L05 и GB06, дают хорошую согласованность для Ol-Px состава: $T_P(100 \text{ км}) = 590 \pm 100^\circ\text{C}$ (рис. 4.1а), $T_S(100 \text{ км}) = 520 \pm 120^\circ\text{C}$ (рис. 4.1б). $T_{P,S}$ по модели G11 согласуются с температурами по L05 и GB06 только ниже $\sim 150 \text{ км}$ (рис. 4.1а,б), причем значения T_P укладываются в пределы погрешности модели GB06 (рис. 4.2). Модель Kh00 показывает слишком низкое значение T_P (рис. 4.1а) и превышающее температуру солидуса значение $T_S > 1500^\circ\text{C}$ (не показано на рис. 4.1б), 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 (L05; GB06) для Ol-Px состава (в мол. %: 75-80% Орх + 10-15% Ol + 5-10% Срх + 0.4% Птм + 0-1% Sp + 0-1% Gar) приводит к распределению температур, согласующихся с высокой добротностью твердой верхней мантии: $T_{P,S} \sim 400\text{-}650^\circ\text{C}$ на глубине 50 км и $750\text{-}1050^\circ\text{C}$ на глубине 500 км (рис. 4.1а,б).

4.1.2 Пиролитовый состав

Значения T_P и T_S для пиролитового состава (рис. 4.1 в, г) уже на подкоровых глубинах находятся в интервале $900\text{-}1200^\circ\text{C}$, что значительно выше, чем $T_{P,S}$ для Ol-Px состава (рис. 4.1а, б). $T_{P,S}$ (пиролит), рассчитанные по ранним моделям (Goins et al., 1981; Nakamura, 1983), также приводят к температурам вблизи или выше солидуса (Кусков, Кронрод, 2009). С другой стороны, конверсия модели Kh00 ($V_P = 8$ и $V_S = 4 \text{ км/с}$) дает разумное распределение T_P (рис. 4.1в), но приводит к значениям T_S , превышающим температуру солидуса (не показано на рис. 4.1г). Столь высокие температуры входят в противоречие с термическими моделями

(Toksöz et al., 1978; Hood, Jones, 1987; Zhang et al., 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. 4.1в,г) исключают пиролитовый состав верхней мантии Луны.

Из конверсии модели GB06 следует некоррелируемое поведение $T_{P,S}$: смещение T_S к высоким температурам (рис. 4.1б и 4.1г) и сдвиг T_P в сторону низких температур (рис. 4.1а и 4.1в). Эти нефизичные артефакты связаны с расчетом средних температур внутри ограниченного числа слоев, в которых отсутствует изменение скорости с глубиной. Фактически, скорости P -, 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. 4.1). Это означает, что, в отличие от земной мантии (Kuskov et al., 2014), состав играет решающую роль в определении температуры Луны по сейсмическим моделям.

4.1.3 Модель однородного состава (Khan et al., 2007; Kh07)

Поскольку ведутся дискуссии относительно химической гомогенности или гетерогенности мантии Луны по глубине (Wieczorek et al., 2006; Khan et al., 2013), было проведено обращение сейсмической модели GB06 для состава Kh07 (табл. 2.2), представляющей собой однородную по глубине модель без композиционного расслоения мантии.

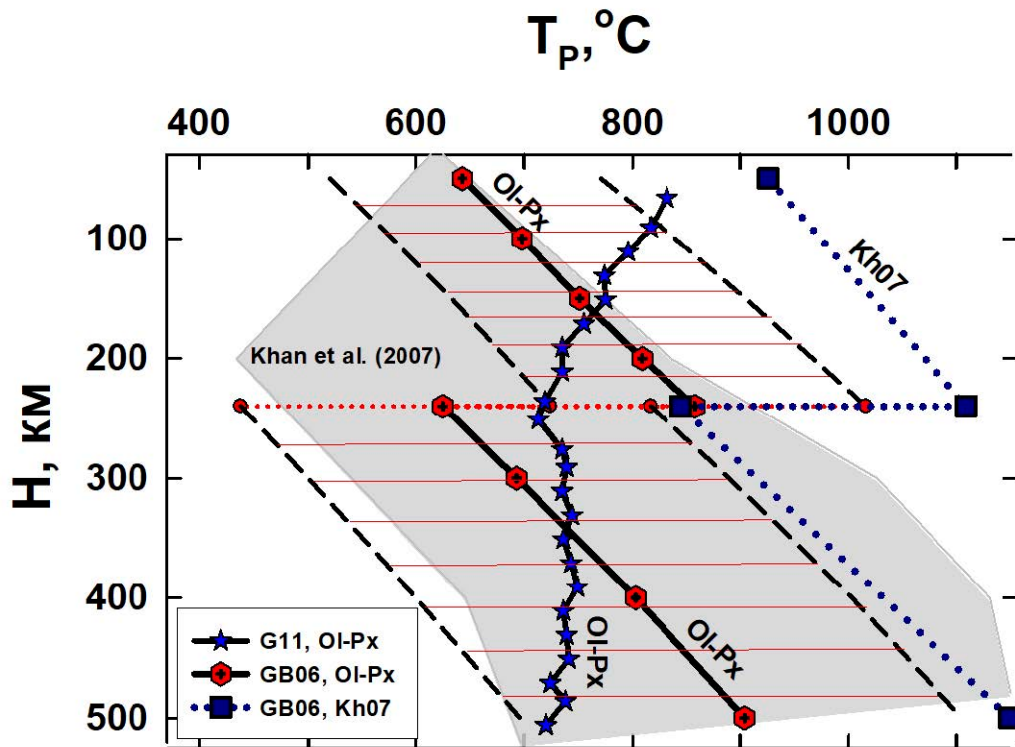


Рисунок 4.2 Сопоставление сейсмически допустимого распределения температур в верхней мантии Луны (T_p) по модели GB06 для состава Ol–Px (заштрихованная область) с рассчитанными по референц-модели G11 для того же состава. Сплошные линии – температуры, вычисленные из средних значений скорости GB06; пунктирные линии иллюстрируют погрешности температур по модели GB06. Точечные линии обозначают температуры, рассчитанные из средних значений скорости GB06 для однородного состава мантии (Khan et al., 2007). Серая зона – интервал температур из совместного обращения сейсмических и гравитационных данных по (Khan et al., 2007).

Можно видеть (рис. 4.2), 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.

4.1.4 Влияние погрешностей сейсмических профилей

На рис. 4.2 приведены геофизически допустимые в пределах погрешности сейсмических профилей 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 обращением сейсмических и гравитационных данных методом Монте-Карло (Khan et al., 2007). Если учесть пределы погрешности в модели GB06, то нефизичные артефакты некоррелируемого смещения $T_{P,S}$ (рис. 4.1) не возникают. В этом случае температурные профили могут быть охарактеризованы монотонным поведением, поскольку вариации по температуре достигают $\pm 100^\circ\text{C}$, причем температуры в середине слоев согласуются с таковыми по GB06. Обратим внимание, что на глубинах 40-240 км максимальные $T_P \sim 770-1000^\circ\text{C}$, 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 $T_P \sim 450-700^\circ\text{C}$, инвертированные из максимального предела скорости по GB06 ($V_P=7.91$ км/с) слишком низки. Это следует из значений Q фактора (Garcia et al., 2011), геофизико-термодинамического моделирования (Khan et al., 2007) и термических моделей (Toksöz et al., 1978; Ziethe et al., 2009; Zhang et al., 2013). Температуры, определенные по V_P модели G11, находятся в пределах погрешностей моделей (GB06; Kh07), за исключением подкоровых глубин.

4.2 Референц-модель VPREMOON

Модель VPREMOON занимает особое место среди сейсмических моделей Луны, прежде всего, за счет привлечения в процессе построения моделей, кроме сейсмической информации, момента инерции и массы дополнительных ограничений на строение мантии. Профили температур, рассчитанные конверсией

скоростей P -, S -волн референц-модели VPREMOON для четырех различных составов (табл 2.2), показаны на рис. 4.3.

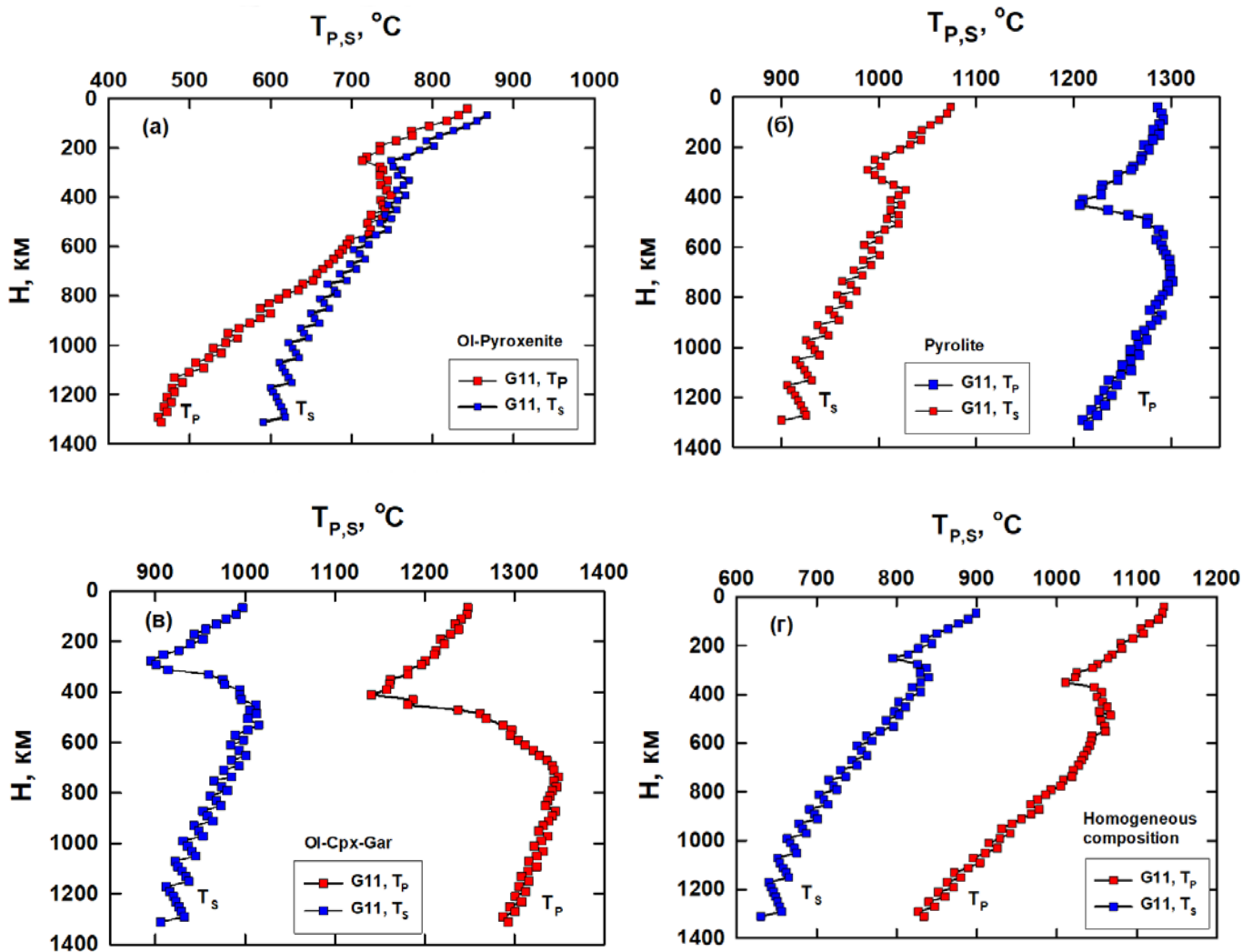


Рисунок 4.3 Распределение температур (T_P , T_S) в мантии Луны (Кусков и др., 2016), выведенное из скоростей P -, S -волн референц-модели VPREMOON (табл. 6 в Garcia и др., 2011) для различных составов (табл. 2.2); пилообразный характер кривых T_P , T_S обусловлен изменением значений $V_{P,S}-H$ в этой модели. Изменение градиента температуры ниже ~ 200 км связано с фазовым переходом шпинель–гранат. (а) Ol-пироксенит, (б) пиrolит, (в) Ol–Cpx–Gar, (г) состав однородной мантии по Khan и др. (2007).

Представленные профили температур имеют следующие особенности поведения. Первая – все значения T_P и T_S систематически сдвинуты в сторону высоких температур на малых глубинах и в сторону низких на больших глубинах (рис. 4.3а–4.3в); такой обратный тренд температуры не имеет физической основы. Вторая – слишком высокие температуры (800–1300°C) непосредственно под корой (рис. 4а–4в), в том числе температуры, находящиеся выше солидуса пород перидотитового состава (рис. 4.3б) (Hirschmann, 2000), что не согласуется с высокой добротностью мантии (Garcia et al., 2011). Третья – сильное расхождение между T_P и T_S (до 300°C) для трех из четырех составов (рис. 4.3б, 4.3в, 4.3г). Возможно, это является косвенным указанием на обедненный кальцием и алюминием Ol–Px состав верхней мантии (Кусков, Кронрод, 2009), для которого различие между значениями T_P и T_S является наименьшим на глубинах до 500 км (рис. 4.3а).

4.3 Градиенты сейсмических скоростей

Градиенты сейсмических скоростей в случае постоянного фазового состава неявным образом отражают изменение P - T условий по глубине. Рассмотрим подробнее физическую причину зависимости градиентов сейсмических скоростей от глубины. С увеличением глубины возрастает давление и температура, причем увеличение давления приводит к увеличению плотности породы и сейсмических скоростей. Увеличение температуры действует в противоположном направлении. Градиент температуры не может превышать некоторой предельной величины, при которой наступает инверсия плотности по глубине, что противоречит условиям гидростатического равновесия. Численные эксперименты показали, что для рассматриваемых петрологических моделей мантии градиент температуры в Луне не должен превышать 1.17 град/км (Kuskov et al., 2014; Кронрод и др., 2014). В моделях (Gagnepain Beuñeix et al., 2006; Khan et al., 2000; Lognonne, 2005) средние скорости остаются постоянными в пределах слоя ($dV_{P,S}/dH \approx 0$) и контролируют

температурный градиент в данном слое. Постоянные значения $V_{P,S}$ в однородном слое приводят к практически постоянному градиенту температуры (за исключением области фазового перехода), поскольку влияние давления существенно меньше, чем температуры. В модели VPREMOON скорости монотонно возрастают ($dV_{P,S}/dH > 0$) - положительный градиент, что сопровождается уменьшением температуры с глубиной (рис. 4.3). Такой отрицательный тренд не имеет физического обоснования и связан с недооценкой (сильным занижением) градиента температуры в мантии (Garcia et al., 2011), что приводит к избыточному нарастанию скорости и плотности с глубиной. Это связано с тем, что в модели VPREMOON принято предположение адиабатического сжатия вещества без фазовых переходов и априорные линейные соотношения между скоростью и плотностью. Вероятно, это справедливо для конвектирующей модели мантии Земли в однородной среде без фазовых переходов. Но в мантии Луны существуют фазовые превращения (рис. 4.3), в то время как твердофазная конвекция отсутствует (Grimm, 2013), по крайней мере, до глубин порядка 1200 км (поскольку глубокофокусные лунотрясения находятся на глубинах 800–1100 км (Frohlich, Nakamura, 2009)). В подошве мантии Луны, в интервале 1250–1400 км, предполагается существование частично расплавленного слоя (слоя L" (Kuskov et al., 2014) по аналогии со слоем D") на границе с жидким или частично расплавленным ядром (Weber et al., 2011; Williams et al., 2014; Harada et al., 2014). Кроме того, следует подчеркнуть, что градиент температуры в мантии Луны (Кронрод и др., 2014; Kuskov et al., 2014) на порядок превышает величину адиабатического градиента, принятого в (Garcia et al., 2011). Процедура инверсии сейсмических и геодезических данных позволяет (Garcia et al., 2011) получить решение при жестких, несоответствующих физическому состоянию недр Луны, ограничениях на модель. Например, из уравнения связи плотности и продольной сейсмической скорости (уравнение Берча) и условий гидростатического равновесия ($dp/dH > 0$), независимо от реального сейсмического профиля,

обязательно должен следовать положительный градиент расчетной скорости, что и приводит к отрицательным градиентам температуры (рис. 4.3).

Изменение градиента температуры на глубинах 250–500 км связано с фазовым переходом шпинель – гранат (рис. 4.3а–4.3г), сопровождающимся заметным положительным скачком скоростей и плотности (Kuskov, 1997). 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 Ol–Px и однородного составов, и 4.5% для пиролита) и количества граната (табл. 2.2). Этот фазовый переход должен находить отражение (но не всегда находит) в сейсмических моделях любого уровня. В работе (Gagnepain-Beyneix et al., 2006) существует скачок скоростей на глубине 240 км – положительный для V_P и отрицательный для V_S (рис. 4.1а, 4.1б). Такое антикоррелированное поведение V_P и V_S можно объяснить тем, что скорости в этой модели отражают средние значения на интервале глубин.

4.4 Температурный режим верхней мантии по сейсмическим моделям

Температуры, восстановленные по сейсмическим моделям, дают возможность оценить температурный режим мантии. С этой целью были использованы три модели, имеющие достаточно хорошее разрешение (Nakamura, 1983; Lognonné, 2005; Gagnepain-Beyneix et al., 2006) и близкие скорости (7.7–7.75 км/с для P волн и ~4.5 км/с для S волн). Температуры, выведенные для обедненного Са и Al оливин-пироксенитового состава, гораздо ниже, чем найденные в работе (Keihm, Langseth, 1977) (рис. 4.4)

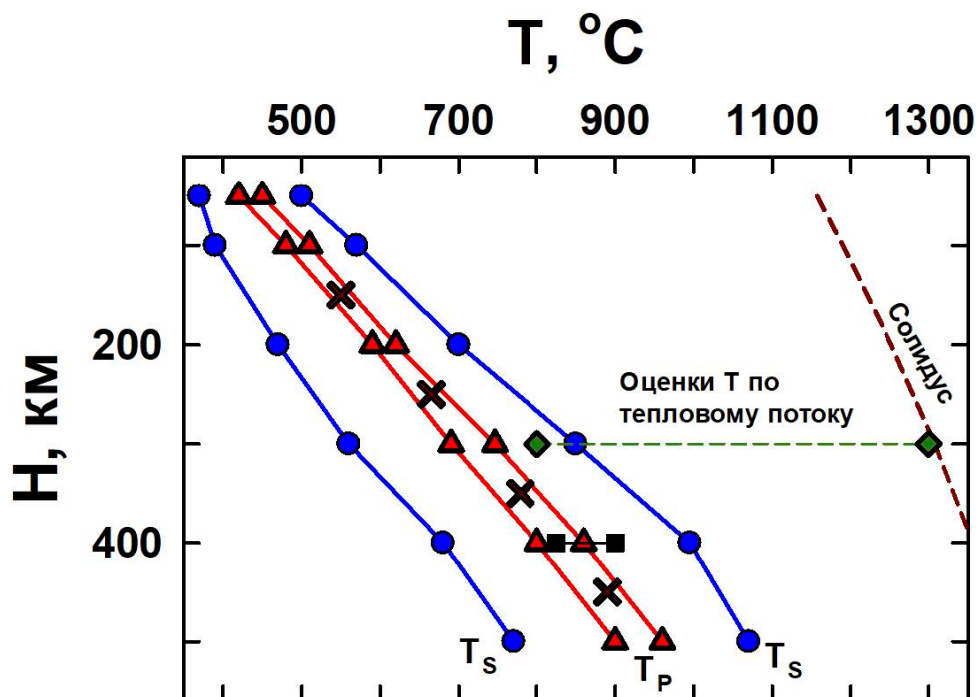


Рисунок 4.4 Распределение температур (T_P , T_S) в верхней мантии для оливинового пироксенита, выведенное из средних скоростей P -, S -волн сейсмических моделей на глубинах 50–270 км (Nakamura, 1983) и 50–500 км (L05; GB06). Кресты – температуры по уравнению (4.1). Залитые квадраты – температуры на глубине 400 км по GB06 и K&K98. Ромбы – оценки температур на глубине 300 км, полученные на основании измеренных значений теплового потока по программе Apollo с учетом данных по распространенности тория (Keihm, Langseth, 1977).

Температура на глубинах $H = 50$ -500 км (рис. 4.4) может быть описаны следующим приближенным выражением (Кусков и др., 2018), полученным аппроксимацией температурных профилей на рис. 4.4:

$$T(\pm 100^\circ\text{C}) = 374 + 1.17(^\circ\text{C}/\text{км}) \cdot H(\text{км}) \quad (4.1)$$

На границе кора-мантия температура составляет $\sim 420^\circ\text{C}$. Градиент температуры в уравнении (4.1) в два-три раза меньше найденного в работе (Keihm,

Langseth, 1977), но на порядок выше адиабатического градиента в лунной мантии, принятого ad hoc (Garcia et al., 2011).

Выводы к главе 4

1. 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 основных оксидов.

2. В отличие от мантии Земли, химический состав имеет преобладающее значение при конверсии скоростей одной и той же сейсмической модели в температурные эффекты.

3. Наиболее вероятным составом верхней мантии является оливин-содержащий пироксенит, обедненный тугоплавкими оксидами (~ 2 мас. % CaO и Al_2O_3 , $\rho \sim 3.33\text{--}3.34$ г/см³).

4. Температуры, восстановленные для Ol–Px состава по сейсмическим моделям с постоянной скоростью в отдельных слоях, согласуются с высокой добротностью жесткой верхней мантии. Геофизически допустимые интервалы температур в верхней мантии до глубин порядка 500 км могут быть представлены в виде: $T(\pm 100^\circ\text{C}) = 374 + 1.17 \cdot N$; на границе кора-мантия (40 км) $T \sim 420^\circ\text{C}$.

5. Модели, обогащенные Ca и Al, не могут рассматриваться в качестве петрологической основы верхней мантии, поскольку приводят к нереалистичным температурам (вблизи или выше солидуса).

6. 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 референцмодели VPREMOON (Garcia и др., 2011) приводит к отрицательному градиенту температуры в мантии, что не имеет физической основы.

7. Предложенный подход к тестированию скоростной структуры мантии Луны дает независимый инструмент для оценки достоверности исследуемой сейсмической модели и ее соответствия петрологическим и термальным моделям, позволяет получить самосогласованную информацию по распределениям скорость – температура – химический и минеральный состав – плотность - глубина, что обеспечивает более надежные ограничения на внутреннее строение Луны.

ГЛАВА 5. ОГРАНИЧЕНИЯ НА ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ И СОДЕРЖАНИЕ УРАНА В ЛУНЕ С УСЛОВИЯМИ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ МАНТИЙНОГО ВЕЩЕСТВА В ОКРЕСТНОСТИ ЯДРА

В последнее время активно развивается исследование гравитационного поля Луны. С большой точностью определены значения чисел Лява k_2 для Луны (миссия Chang'E – (Yan et al., 2011), обработка данных миссии GRAIL (Konopliv et al., 2013)). Экспериментально определенные значения k_2 достижимы при наличии области частичного плавления в окрестности ядра, что дает достаточно строгие ограничения на температуру, поскольку при таких условиях температура должна быть близка к температуре солидуса в придонной мантии. В работах (Weber et al., 2011; Garcia et al., 2011) на основании анализа отраженных от ядра фаз сейсмических волн приведены результаты, также свидетельствующие о существовании внешнего жидкого и твердого внутреннего ядра Луны. Ограничения, налагаемые на температуру наличием зоны подплавления в окрестности ядра, предполагают более высокое значение температуры, чем в большинстве имеющихся на настоящий момент моделей (порядка 1600°C) на глубине 1250 км. По данным (Longhi, 2006) для вероятного состава лунных мантийных пород температура солидуса при давлении 40 кбар составляет примерно 1600°C. Большая неопределенность в исходной сейсмической информации (Gagnepain-Beyneix et al., 2006), особенно на глубинах, превышающих 500 км, и неопределенность химического состава не позволяют построить достоверный профиль температуры во всей мантии. Температура в мантии Луны, определяемая с помощью термодинамики по сейсмическим данным, на глубине 1000 км различными авторами оценивается в диапазоне 1000-1350°C (Khan et al., 2007; Кусков, Кронрод, 2009). С глубиной до границы с ядром ожидается незначительное усиление температуры на величину порядка 150°-200°C. На границе кора-мантия температура оценивается в 420°C±150 °C (Кронрод и др. 2014). Однако погрешности в исходной сейсмической информации на глубинах

ниже 500 км (Кусков, Кронрод, 2009) затрудняют восстановление профиля температуры во всей мантии.

В данном разделе рассматривается задача определения распределений температуры, мощности тепловых источников (концентраций урана) в мантии Луны, а также значений поверхностных тепловых потоков для моделей с субсолидусной температурой мантийных пород в окрестности ядра.

5.1 Оценки распределений температуры в верхней мантии из условий нулевого градиента плотности по глубине

При построении моделей распределения температуры в однородной по составу мантии были учтены следующие ограничения:

1. Ограничения, следующие из инверсии сейсмических данных в температурные профили
2. Ограничения на максимальный температурный градиент
3. Ограничения, следующие из условия однородности мантии по плотности

5.1.1 Градиенты температуры в мантии

Для определения тепловых потоков в мантии необходимо знать приращение температуры по глубине. В общем случае определение производной температуры по сейсмическим данным представляет собой некорректную задачу вследствие погрешностей в значениях сейсмических скоростей и в процедуре определения температуры по сейсмическим скоростям. В нашем случае для оценки наклона профилей температуры привлекаются ограничения на поведение плотности – условие неотрицательного градиента плотности по глубине. Отсутствие инверсии плотности – естественное требование для спутника, находящегося в состоянии гидростатического равновесия. В работе (Kronrod, Kuskov, 1999) приведены производные профиля температуры (T_0) по радиусу (R) в мантии, рассчитанного из

условий: фиксированный состав, отсутствие инверсии плотности, максимальный градиент температуры по глубине. Профиль $T_0(R)$ проходит по верхней границе температуры, при которой возможны нулевые величины градиентов концентраций по глубине; при дальнейшем увеличении градиента произойдет инверсия плотности. Величина градиента монотонно уменьшается с $1.14^\circ\text{C}/\text{км}$ и на глубине $H = 40$ км до $0.5^\circ\text{C}/\text{км}$ при $H = 1000$ км и аппроксимируется зависимостью (Кронрод и др., 2014):

$$dT/dR = 6.9 \cdot 10^{-4} R \text{ } ^\circ\text{C}/\text{км}. \quad (5.1)$$

Гипотеза о постоянной по глубине плотности в мантии подтверждается близким к 0.4 (момент инерции однородного шара) моментом инерции Луны (см. табл. 1.1), поскольку размеры ядра Луны составляют величину около 350 км (Кронрод, Кусков 2011; Garcia et al., 2011; Weber et al., 2011) и почти не оказывают влияния на величину момента инерции. В соответствии с широко принятой моделью лунного магматического океана (Кронрод, Кусков 2011; Elkins-Tanton et al., 2011) можно допустить, что процесс охлаждения мантии сопровождался конвективным перемешиванием, приводящим к зонально однородной по составу верхней мантии. При этом распределение температуры в недрах Луны должно соответствовать близкому к нулевому градиенту плотности. Численные эксперименты показывают, что нулевой градиент плотности по глубине (рис. 5.1) соответствует вертикальному профилю сейсмических скоростей или максимальному по градиентам профилю температуры. Изменения плотности по глубине происходят только в третьем знаке даже в случае резкого различия химического состава между верхней и нижней мантией.

В настоящей работе получены оценки средней величины градиента температуры в верхней мантии $dT/dH \sim 1.17 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{км}$ (раздел 4.4). С учетом (5.1) зависимость градиента температуры от глубины можно аппроксимировать зависимостью:

$$dT/dH \text{ град/км} = 1.18 - 0.00068 H(\text{км}), \quad (5.2)$$

то есть градиент температуры в верхней мантии линейно зависит от текущего радиального расстояния от центра Луны.

Отметим, что для стационарного распределения температуры в шаре с равномерно распределенными источниками по объему градиент температуры, как следует из закона Фурье, также пропорционален радиусу или имеет линейную зависимость от глубины.

Как видно из уравнения (5.2), поведение функции dT/dH аналогично, что говорит о хорошей физической согласованности вертикальных профилей в сейсмических моделях Луны, в частности (Gagnepain-Beyneix et al., 2006), с вероятными распределениями плотности и температуры в мантии. Градиент температуры по уравнению (5.2) на порядок превышает адиабатический градиент в верхней мантии (Garcia et al., 2011). Выражение (5.2) позволяет определить тепловой поток из верхней мантии и среднее содержание U в мантии для модели с равномерно распределенными по объему источниками тепла.

Модель нулевого градиента плотности по глубине позволяет оценить максимальную разность температур по глубине в различных областях мантии; на интервале 150-1000 км она составляет около 600°C. Инверсией гравитационных и сейсмических данных по вышеописанной методике (Кусков, Кронрод, 2009) для модели (Gagnepain-Beyneix et al., 2006) на глубине 150 км была получена температура 600 ± 150 °C. Погрешности по температуре обусловлены погрешностями в определении сейсмических скоростей для вертикальных профилей скоростей. В нижней мантии сейсмические скорости определены с большой погрешностью, что не позволяет восстановить температуру по сейсмическим скоростям с достаточной точностью (Кусков, Кронрод, 2009).

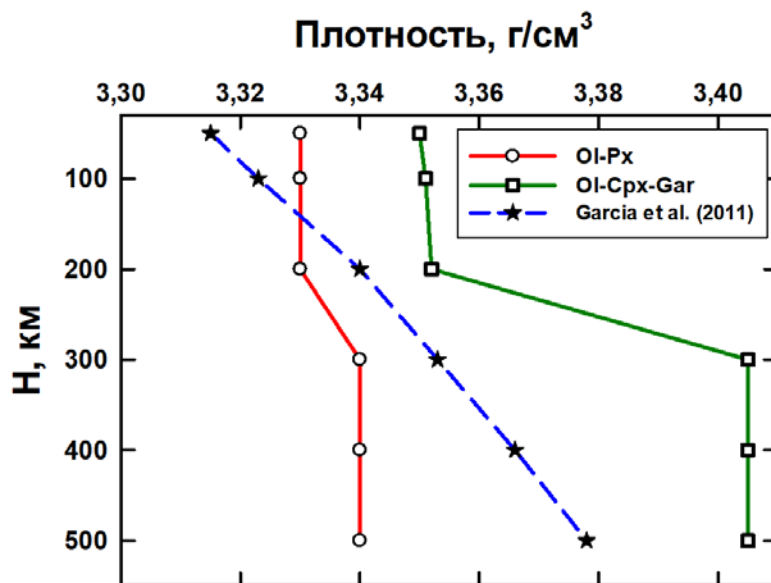


Рисунок 5.1. Прогнозные профили плотности в верхней мантии Луны, рассчитанные по приближенному уравнению (4.1) на глубинах верхней мантии ($H = 50\text{-}500$ км): $T(\pm 100^\circ\text{C}) = 374 + 1.17(^\circ\text{C}/\text{км}) \cdot H(\text{км})$ (Kuskov et al., 2014) для петрологических моделей из табл. 2.2 в сравнении с плотностью предварительной сейсмической референц-модели Луны (Garcia et al., 2011). Значения скачка плотности на фазовом переходе шпинель – гранат зависят от содержания Al_2O_3 в петрологической модели.

5.1.2 Температура в мантии по зависимости градиента температуры от глубины

Уравнение (5.2) позволяет по температуре на глубине $H = 150$ км найти профиль температуры в мантии Луны на глубинах 50-1250 км:

$$T(\pm 150)^\circ\text{C} = (T_{\text{crust-mantle}} - 50) + 1.18 H - 0.00034 H^2, \quad H(\text{км}) \quad (5.3)$$

Здесь $T_{\text{crust-mantle}}$ – температура на границе кора – мантия. Уравнение (5.3) учитывает не только ограничения, следующие из профилей сейсмических волн в

верхней мантии, но и убывание градиента температуры по глубине. Полученное уравнение хорошо описывает распределение температуры в верхней мантии. При изменении $T_{crust-mantle}$ профили просто сдвигаются на константу.

При $T_{crust-mantle} = 420$ °C уравнение (5.3) принимает вид:

$$T(\pm 150)^{\circ}\text{C} = 370 + 1.18 H - 0.00034 H^2, \quad H(\text{км}) \quad (5.4)$$

Оценки температуры по (5.4) дают 1210°C на $H = 1000$ км и 1314°C на $H = 1250$ км, что существенно ниже температуры солидуса мантийного вещества типа перидотита/пироксенита/гарцбургита при давлениях ~ 40 кбар (около 1600°C) (Кусков, Кронрод, 2009; Zhang et al., 2013). Безусловно, эта модель имеет погрешности, прежде всего, из-за неточностей в определении градиентов температуры в верхней мантии и предположения одинаковой мощности источников по всей глубине мантии. Если допустить, что в нижней недифференцированной мантии мощность источников выше, то температура в окрестности ядра также должна увеличиться, что будет показано ниже при расчетах на более точной модели.

5.2 Распределения температуры, мощности тепловых источников (концентраций урана) в мантии Луны для моделей с субсолидусной температурой мантийных пород в окрестности ядра

Полученные выше выражения для расчета мантийной температуры построены из условия однородной по мощности тепловых источников мантии. Выражение (5.3) не позволяет получить субсолидусную температуру в окрестности ядра при полученных из сейсмических данных ограничениях на температуру в верхней мантии.

В настоящем разделе строится модель, в которой мантия разделена на верхнюю и нижнюю, в соответствии с гипотезой лунного океана. Мощность тепловых источников (концентрации урана) в нижней мантии выше, чем в верхней, что позволяет получить более высокие значения температуры в окрестности ядра.

5.2.1 Теплофизическая модель

Модель Луны включает в себя кору мощностью (H_{crust}), верхнюю мантию с мощностью источников Q_{upper} и границей с нижней мантией на глубине (H_b), радиусе (R_b) в интервале глубин 500-1000 км, и нижнюю мантию с источниками Q_{lower} от границы с верхней мантией до ядра с фиксированным радиусом $R_{core} = 350$ км (Weber et al., 2011; Khan et al., 2007; Кронрод, Кусков, 2011).

Следуя (Gagnepain-Beuneix et al., 2006, Hood, 1986), используем одномерную стационарную модель теплопроводности, то есть предполагается, что нестационарные эффекты малы или, по крайней мере, равны другим допущениям модели. Результаты оценок мантийных температурных градиентов по (5.2) подтверждают близость температурного режима Луны к стационарному.

Вся область кондуктивного теплопереноса разделена на две расчетные области: верхняя и нижняя мантия, в которых мощность источников Q_i и физические свойства предполагаются постоянными. Процесс теплопереноса в мантии в рамках модели сферической симметрии описывается следующим стационарным уравнением теплопроводности:

$$\frac{1}{R^2} \frac{d}{dR} \left(R^2 k_i \frac{dT}{dR} \right) + Q_i(R) = 0, \quad (i=1, 2), \quad (5.5)$$

где R – текущий радиус, k – коэффициент теплопроводности. На границе кора - мантия задается температура $T_{crust-mantle}$.

Для связи мощности источников (концентраций урана) в коре (Q_{crust}), верхней и нижней мантии мы привлекаем модель магматического океана (см. раздел 2.1). Химический состав оболочек для этой модели должен удовлетворять балансовым соотношениям (Кронрод, Кусков 2011), отражающим недифференцированный состав нижней мантии. Условия, характеризующие баланс концентраций урана для модели дифференциации первоначально однородной по составу мантии Луны на кору, верхнюю и среднюю зоны мантии записываются следующим образом:

$$U_{lower} = (\rho_{crust} V_{crust} U_{crust} + \rho_{upper} V_{upper} U_{upper}) / (\rho_{crust} V_{crust} + \rho_{upper} V_{upper}),$$

$$U_{lower} = U_{bulk} \quad (5.6)$$

где ρ , V , U – плотность, объем и концентрация урана в коре (с индексом *crust*) и верхней, нижней мантии (с индексами *upper*, *lower*), соответственно. Пересчет в эквивалентные величины мощности тепловых источников производился в предположении $Th/U=3.7$, $K/U=2000$ (Hagermann, Tanaka, 2006). Для определения тепловых потоков (J) в недрах Луны воспользуемся законом Фурье:

$$J = -k dT/dr, \quad (5.7)$$

Из закона Фурье, модели магматического океана и условий симметрии тепловой поток в верхней мантии (J_{up}) и нижней (J_{low}) можно записать:

$$J_{upper} = 1/3(R Q_{upper} + R_b^3/R^2 (Q_{lower} - Q_{upper}) - R_{core}^3/R^2 Q_{lower})$$

$$J_{lower} = 1/3(R - R_{core}^3/R^2)Q_{lower} \quad (5.8)$$

Система (5.8) имеет единственное решение при задании валовой для Луны (Q_{bulk}) и средней массовой концентрации урана в коре (Q_{crust}).

Требуется найти такие величины тепловых источников, которые будут соответствовать следующим ограничениям на распределения температуры в мантии:

1. На границе кора-мантия задается интервал значений $T_{crust-mantle} = 350-550^{\circ}\text{C}$ (Кусков, Кронрод, 2009).
2. На глубине 1250 км в соответствии с условиями подплавления мантийного вещества поставлены следующие ограничения на температуру: $T(1250 \text{ км}) = 1570-1630^{\circ}\text{C}$. (Кусков, Кронрод, 2009, Кронрод и др., 2014).
3. Градиент температуры на границе кора – мантия $dT/dH \approx 1.17^{\circ}\text{C/км}$.

Теперь, принимая $T_{crust-mantle}$, Q_{crust} , Q_{lower} расчетными параметрами, можно получить профиль температуры в мантии. Применяется численная процедура согласования распределений мантийных расчетных температур с ограничениями на градиенты и температуру в мантии. В области возможных значений Q_{crust} , Q_{lower} рассчитываются мантийные профили температуры. Из всей совокупности возможных распределений температуры находятся решения, которые удовлетворяют всем трем поставленным ограничениям на температуру, ее градиенты и соответствующие им мощности тепловых источников в коре и мантии. Если одно из ограничений, например, температура на глубине 1250 км, не выполняется, данное решение исключается. Таким образом, находится искомая область значений для Q_{crust} , Q_{upper} , Q_{lower} .

5.2.2 Результаты

В интервале значений $U_{crust} = 80-240 \text{ ppb}$ (Taylor, 1982; Демидова и др., 2007) для мощности верхней мантии 750 км, приблизительно соответствующей в сейсмических моделях резкому повышению сейсмических скоростей (Gagnepain-Beyneix et al., 2006), были проведены расчеты и определены распределения температуры (рис. 5.3), концентрации урана в верхней (U_{upper}) и нижней (U_{lower})

мантии (рис. 5.3а), тепловые потоки с поверхности спутника (J_{Moon}) (рис. 5.3б), а также градиент температуры (dT/dH) (рис. 5.3в). Коэффициент теплопроводности считался равным $k = 3.3$ Вт/м·К, плотность коры $\rho = 2580$ кг/м³, мощность коры – 34 км (Wieczorek et al., 2013). Соотношения между основными радиогенными элементами приведены выше. Содержание урана в коре (U_{crust}) является параметром в силу неопределенности оценок этой величины различными авторами (Демидова и др., 2007). Распределения температуры приведены на рис. 5.2.

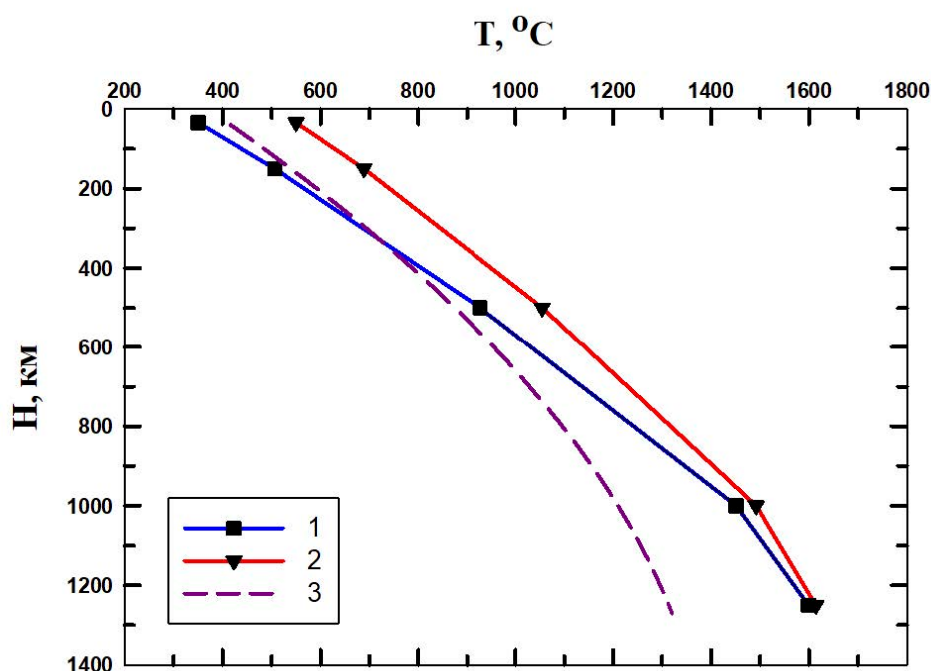
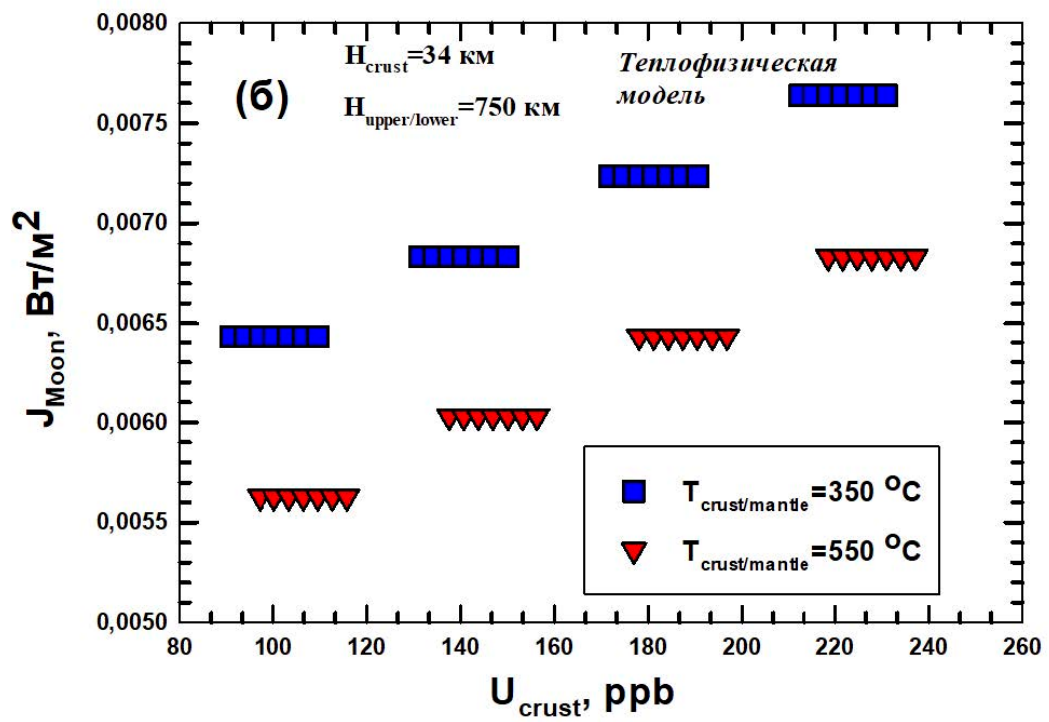
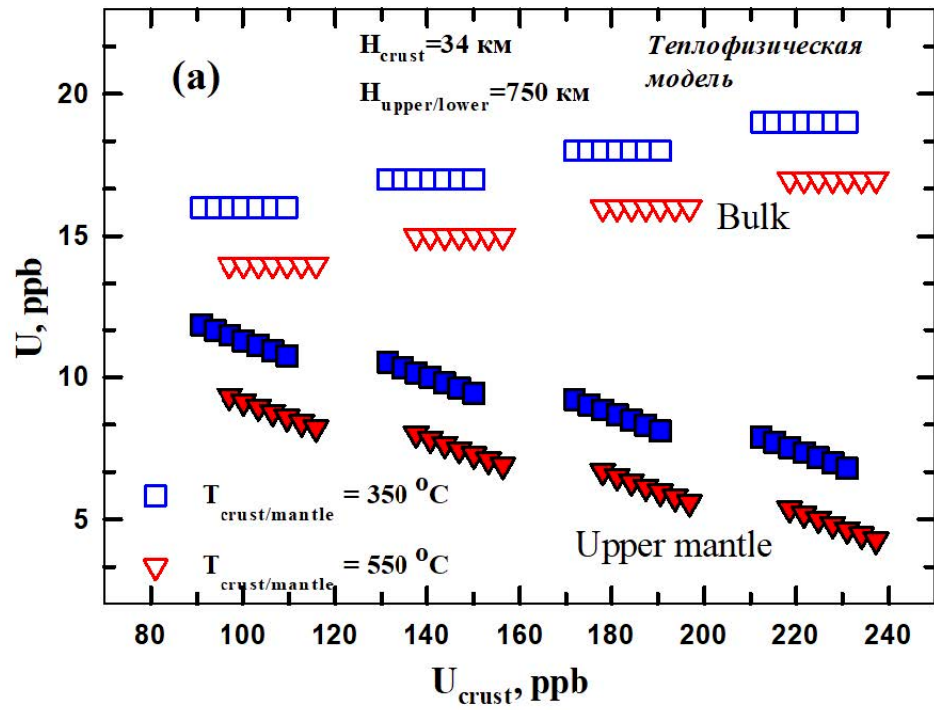


Рисунок 5.2. Температура в мантии Луны. 1 – профиль для $T_{crust-mantle} = 350^\circ\text{C}$; 2 – профиль для $T_{crust-mantle} = 550^\circ\text{C}$; 3 – по уравнению (5.4). Для всех кривых глубина границы верхняя-нижняя мантия – 750 км, плотность коры $\rho = 2580$ кг/м³, мощность коры $H_{crust} = 34$ км. (Кронрод Е.В. и др., 2015; Кронрод и др., 2014)



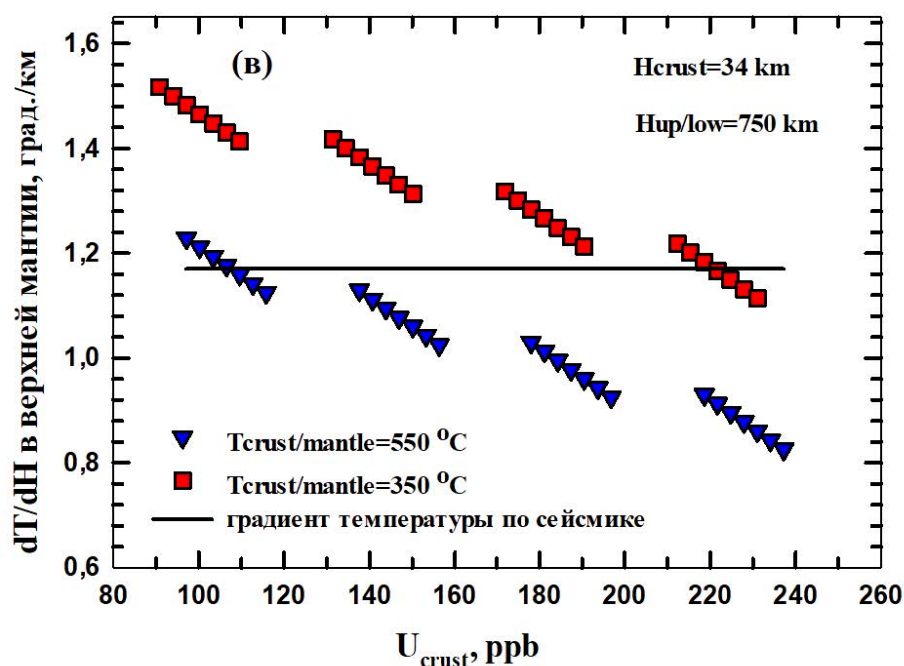


Рисунок 5.3. Области допустимых значений расчетных параметров в зависимости от концентрации урана в лунной коре (U_{crust}); квадраты – $T_{crust-mantle} = 350^{\circ}\text{C}$, треугольники – $T_{crust-mantle} = 550^{\circ}\text{C}$; (а) значения концентрации урана в верхней мантии (залитые значки) и нижней мантии (незалитые значки); (б) тепловой поток с поверхности (J_{Moon}); (в) средний градиент температуры в верхней мантии. Сплошная линия – градиент по термодинамическим оценкам. (Кронрод Е.В. и др., 2015; Кронрод и др., 2014)

В соответствии с балансовыми соотношениями содержание урана в верхней мантии уменьшается с увеличением концентрации урана в коре и нижней мантии, рис. 5.3а. Напомним, что в модели магматического океана содержание урана в нижней мантии равно содержанию урана в составе спутника в целом ($U_{lower} = U_{bulk}$).

Полученные в результате расчетов валовые содержания урана в Луне в рамках модели магматического океана составляют от 14 до 19 ppb, что близко либо ниже параметров в земной примитивной мантии (20.3 ppb) (McDonough, Sun, 1995). В верхней мантии содержание урана составляет 4-12 ppb.

Из всех рассмотренных профилей температуры варианты с $T_{crust-mantle} = 350^\circ\text{C}$ до глубин 800 км наиболее близки к распределениям, полученным в (Kronrod, Kuskov, 1997, 2011; Kuskov, Kronrod, 1998; Кусков, Кронрод, 2009; Khan et al., 2004). Поэтому эти профили в первом приближении будем считать вероятными температурными профилями, удовлетворяющими поставленным ограничениям. Их отличительной чертой является почти постоянный градиент до глубин 1000 км. В верхней мантии градиенты температуры в зависимости от $T_{crust-mantle}$ и U_{crust} находятся в интервале $dT/dH = 0.8\text{--}1.5^\circ\text{C}/\text{км}$. Ограничения на градиент $dT/dH = 1.17^\circ\text{C}$ выполняются для $T_{crust-mantle} = 350^\circ\text{C}$ при концентрации урана в коре $U_{crust} \approx 220$ ppb. Этим параметрам соответствуют: $U_{bulk} = U_{lower} \approx 19$ ppb, $U_{upper} \approx 6$ ppb. Валовые концентрации урана близки к параметрам в земной примитивной мантии (20.3 ppb) (McDonough, Sun, 1995).

Величина плотности поверхностного теплового потока $J_{Moon} \approx 5\text{--}8$ мВт/м² по нашей модели оказался значительно меньше, нежели по данным измерений экспедиций «Аполлон-15 и -17» (16-21 мВт/м², Keihm, Langseth, 1977), что может быть связано с тем, что прямые измерения потока с поверхности проводились в KREEP-области с повышенным содержанием радиоактивных элементов. Полученные результаты согласуются с оценками теплового потока 6-9 мВт/м² (Siegler, Smrekar, 2014; Kuskov et al., 2014) и мощности источников 14-23 ppb по оценкам (Rasmussen, Warren, 1985; Warren, Rasmussen, 1987; Kuskov et al., 2014).

В заключение отметим, что проблема достижения температуры подплавления в окрестности ядра требует дальнейшего изучения; кроме того, помимо условий на сейсмические скорости должны выполняться ограничения на момент инерции, массу и балансовые соотношения.

Выводы к главе 5

1. По данным о сейсмических скоростях в верхней мантии Луны и условия частичного плавления пород на границе с ядром, геохимическим определениям урана в коре, отношениям Th/U, K/U и стационарной модели теплопроводности разработан новый метод определения мощности тепловых источников в мантии Луны.

2. Определено поле допустимых распределений температуры, мощности тепловых источников (концентрации урана) в мантии, удовлетворяющих геофизическим и геохимическим ограничениям в верхней мантии, а также условиям подплавления мантийного вещества в окрестности ядра. Валовые содержания урана в Луне составляют от 14 до 19 ppb, что близко или ниже параметров в земной примитивной мантии.

3. Величины плотности поверхностного теплового потока $J(\text{Moon}) \approx 5\text{-}8$ мВт/м² (Кронрод Е.В. и др., 2015) согласуются с оценками (Siegler, Smrekar, 2014; Kuskov et al., 2014; Rasmussen, Warren, 1985; Warren, Rasmussen, 1987), но оказываются в 2-4 раза меньше, нежели по данным измерений экспедиций «Аполлон-15 и -17» (16-21 мВт/м², Keihm, Langseth, 1977), что может быть связано с тем, что измерения проводились в KREEP-области с повышенным содержанием радиоактивных элементов.

ГЛАВА 6. ТЕРМОХИМИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ НА МОДЕЛИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЛУНЫ

Цель настоящего раздела состоит в восстановлении теплового режима, химического состава и внутреннего строения ядра и мантии Луны для модели магматического океана на основе совместной инверсии гравитационных, сейсмических и петрологических данных методом Монте-Карло в сочетании с методом минимизации свободной энергии Гиббса в рамках системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ (NaTiCFMAS).

Температура и состав лунных недр является одним из наиболее дискуссионных и неопределенных физических параметров. Задачи моделирования химического состава, теплового режима и физических свойств лунных недр являются взаимосвязанными. Стратегия подхода заключается в том, чтобы интегральные данные по геофизическим полям, несущим лишь косвенную информацию о составе и термальном состоянии Луны, конвертировать в распределение температуры и валового состава (концентраций основных породообразующих оксидов) по глубине.

В настоящем разделе исследуется влияние термального состояния на валовый химический состав силикатной фракции Луны (кора + мантия или Bulk Silicate Moon, BSM) в предположении, что сейсмическая граница на глубине 750 км маркирует подошву LMO, отражающую переход от кумулатов к недифференцированной примитивной мантии.

Термодинамическая обработка сейсмических моделей показала, что положительный скачок скоростей P -, S -волн на глубине ~ 750 км (Gagnepain-Beyneix et al., 2006) может быть обусловлен изменением состава от обедненного алюминием до состава, обогащенного Al, что выражается в повышенном содержании граната на глубинах ≥ 750 км (Кусков, Кронрод, 2009; Kuskov et al., 2014a). Если изменение в составе было связано с солидификацией LMO, то глубина 750 км маркирует подошву LMO в виде химической неоднородности,

указывающей на разный химический состав ниже- и вышележащих горизонтов мантии и переход от оливин-пироксенитовых кумулатов к подстилающей примитивной гранат-содержащей мантии (Hood, Jones, 1987; Kuskov, 1997; Neal, 2001; Wieczorek et al., 2006; Barr, Grove, 2013). В этом случае состав примитивной мантии должен быть равен современному составу равномерно перемешанных вышележащих оболочек, то есть быть идентичен валовому составу магматического океана, и отражать валовый состав силикатной Луны. Если эта гипотеза справедлива, то кора и внешние зоны мантии должны были образоваться в результате частичного плавления первоначально однородной Луны до глубин порядка 750 км. Дифференциация по составу внешних оболочек относительно нижней (первичной) мантии определяется из геофизических ограничений на профили скоростей распространения упругих волн в мантии, момент инерции и массу Луны и из условий сохранения масс-балансовых соотношений в системе NaTiCFMAS.

По современным моделям содержание Al_2O_3 в коре может находиться в интервале 25-33% (Taylor, 1982; Демидова, Назаров, 2007; Khan et al., 2013; Taylor, Wieczorek, 2014). Химический состав верхней и нижней мантии Луны неизвестен. Из петролого-геохимических и геофизических оценок валового состава следует, что распространенность Al_2O_3 в Луне может быть либо такая же, как и в Земле (Ringwood, 1977; Jones, Delano, 1989; O'Neill, 1991; Longhi, 2006; Warren, 2005; Khan et al., 2006a,b; Кронрод, Кусков 2011; Dauphas et al., 2014), либо Луна обогащена рефракторными элементами относительно земной мантии примерно в 1.5 раза (Morgan et al., 1978; Taylor, 1982; Kuskov, Kronrod, 1998a,b; Lognonné et al., 2003; Taylor, et al., 2006; Галимов, 2011). В отношении распространенности FeO также нет консенсуса. Одной из наиболее важных задач настоящей работы, связанных, в том числе с гипотезой происхождения Луны, является определение валовых концентраций Al_2O_3 , FeO и магнезиального числа MG#, влияющих на минералогию, физические свойства (плотность, модули сжатия и сдвига, скорости

сейсмических волн) мантии, термодинамику и динамику магматической переработки и кристаллизации LMO.

6.1 Постановка задачи, метод решения, исходные данные

Реконструкции химического состава и теплового режима производится на основе совместной инверсии гравитационных и сейсмических данных, а также масс-балансовых петрологических соотношений методом Монте-Карло для модели дифференцированной в результате частичного плавления первоначально однородной Луны. При построении моделей в качестве граничных условий используются сейсмические данные «Apollo», а также масса и момент инерции из данных по изучению гравитационного поля (миссия GRAIL, Gravity Recovery and Interior Laboratory) (Lognonné, 2005; Gagnepain-Beyneix et al., 2006; Wieczorek et al., 2013; Khan et al., 2013; Williams et al., 2014). Результаты миссии GRAIL отличаются высоким разрешением и беспрецедентной точностью.

Входными параметрами моделей являются масса и момент инерции Луны, мощность и плотность коры, скорости сейсмических P -, S -волн в мантии, спектр составов и другие ограничения, перечисленные в табл.1.1.

Расчеты равновесного состава минеральных ассоциаций и их физических свойств в рамках системы NaTiCFMAS производятся методом минимизации свободной энергии Гиббса с учетом уравнений состояния минералов в приближении Ми-Грюнайзена-Дебая на основе программного комплекса *THERMOSEISM*, база данных которого содержит внутренне согласованные термодинамические параметры, а также параметры смешения твердых растворов (Kuskov et al., 1983; Fabrichnaya, Kuskov, 1991; Kuskov, 1997). В силу постановки задачи предполагается, что состав первичной нижней мантии должен быть равен современному среднему составу вышележащих оболочек (коры, верхней и средней мантии), образовавшихся в результате дифференциации LMO. Химический состав дифференцированного вещества находится из условий баланса концентраций

породообразующих оксидов в рамках системы NaTiCFMAS и соответствия рассчитываемых физических свойств данным наблюдений (табл. 1.1). Скорости упругих волн рассчитывались для изотропной фазовой ассоциации, состоящей из минералов - твердых растворов, причем упругие модули находились по усреднению Фойгта-Реусса-Хилла. Распределение давления определяется по приближенной формуле: $P = P_o \{1 - ((R-H)/R)^2\}$, где $P_o \sim 5$ ГПа - давление в центре Луны (Garcia et al., 2011), $R = 1738$ км, H - глубина. Термодинамический подход и процедура решения обратной задачи, основанная на минимизации отклонений рассчитываемых параметров от данных наблюдений, описана в работе (Кронрод Е.В. и др., 2018; Кусков и др., 2019). Петрологические модели мантии приведены в табл. 6.1.

Таблица 6.1. Состав и физические свойства петрологических моделей мантии Луны

Химический состав (мас.%)	Ol-Px верхняя мантия	пиролит нижняя мантия	Ol-Cpx-Gar нижняя мантия	гомогенный состав мантии
MgO	32.0	37.58	34.1	37.0
FeO	11.6	8.48	10.05	12.8
Al ₂ O ₃	2.25	4.50	6.4	2.6
CaO	1.8	3.64	5.1	2.5
SiO ₂	52.0	45.25	44.0	45.1
Na ₂ O	0.05	0.34	0.05	0.0
TiO ₂	0.3	0.21	0.3	0.0
MG#	83.0	88.8	85.8	83

Фазовый состав (мол.%), физические свойства

250 км (1.25 ГПа / 940 К)

Оливин	14.0 (Fo ₈₄)	44.7 (Fo ₉₁)	37.1 (Fo ₈₉)	54.1 (Fo ₈₆)
Ортопироксен	76.0	20.8	20.3	27.8
Клинопироксен	8.8	30.9	36.1	15.6
Шпинель	0.0	3.3	6.0	0.0
Гранат	0.8	0.0	0.0	2.5

Ильменит	0.4	0.3	0.5	0.0
ρ , г/см ³	3.337	3.315	3.350	3.374
V_P , км/с	7.77	8.03	7.99	7.98
V_S , км/с	4.48	4.57	4.52	4.51
K_S , ГПа	112.3	121.7	122.5	123.2
G , ГПа	66.8	69.2	68.6	68.7

750 км (3.2 ГПа / 1400 К)

Оливин	14.1 (Fo ₈₄)	54.3 (Fo ₉₁)	54.0 (Fo ₈₉)	54.3 (Fo ₈₅)
Ортопироксен	80.5	1.8	0.0	26.6
Клинопироксен	4.0	39.1	37.0	16.4
Гранат	1.0	4.4	8.4	2.7
Ильменит	0.4	0.4	0.6	0.0
ρ , г/см ³	3.337	3.342	3.399	3.370
V_P , км/с	7.80	8.14	8.18	7.98
V_S , км/с	4.40	4.52	4.52	4.42
K_S , ГПа	116.9	130.5	135.0	127.1
G , ГПа	64.6	68.2	69.3	65.8

Примечание. Ol-Px и Ol-Cpx-Gar модели (Kuskov et al., 2014a); пиролит = состав примитивной мантии Земли (McDonough, 1990); гомогенный состав мантии Луны (Khan et al., 2007). Система NaTiCFMAS включает 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 (Орх - 5-компонентный раствор - $MgSiO_3$, $FeSiO_3$, $Ca_{0.5}Mg_{0.5}SiO_3$, $Ca_{0.5}Fe_{0.5}SiO_3$, Al_2O_3) и клинопироксен (Срх, те же компоненты плюс жадеитовый минал). Химические составы фаз приведены в (Kuskov et al., 2014).

6.1.2 Модель Луны

Модель внутреннего строения Луны состоит из пяти сферических оболочек (асимметрией Луны пренебрегается): коры толщиной 40 км, верхней (40-250 км), средней (250-750 км), нижней мантии (750 км – ядро) и железо-сульфидного ядра, размеры которого определяются в результате выполнения ограничений на массу и момент инерции. Базируясь на сейсмических данных (Gagnepain-Beyneix et al., 2006), глубина ЛМО принята равной 750 км, ниже которой находится первичная (primordial) недифференцированная мантия, не затронутая процессами частичного плавления. (рис. 6.1) Дифференциация до 750 км подразумевает, что весь

алюминий, находящийся в коре, был экстрагирован лишь из верхних оболочек Луны. Ограничения на сейсмические скорости и границы в трех зонах мантии принимались по модели (Gagnepain-Beyneix et al., 2006) в интервале заданных погрешностей (табл. 1.1).

Гипотеза магматического океана

До дифференциации

После дифференциации

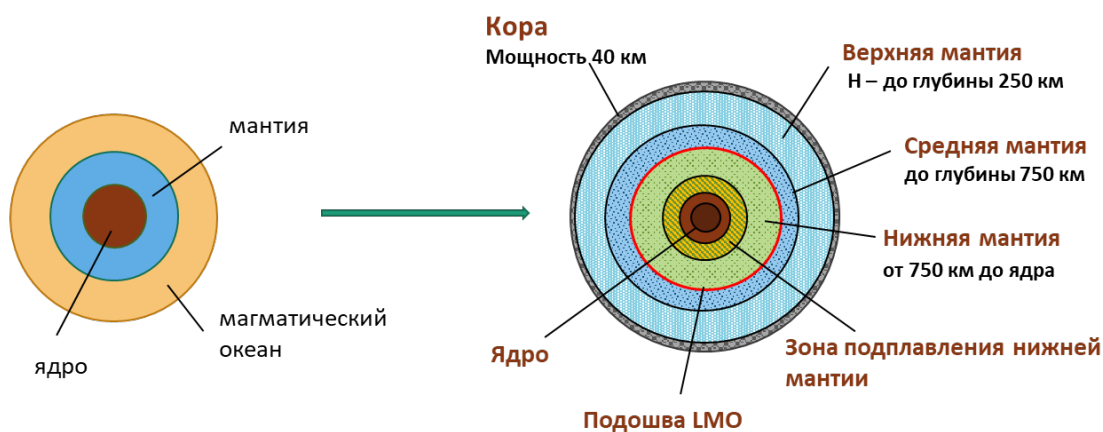


Рисунок 6.1 Рассматриваемая модель Луны в предположении гипотезы магматического океана

6.1.3 Параметризация

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. 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 (Кронрод Е.В. и др., 2018):

$$\delta_C = C_l - [(\rho VC)_{cr} + (\rho VC)_u + (\rho VC)_m] / [(\rho V)_{cr} + (\rho V)_m + (\rho V)_u] < \delta_{max} \quad (6.1)$$

$(C = MgO, FeO, Al_2O_3, CaO, SiO_2).$

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, то есть степень отклонения концентрации оксида в недифференцированной нижней мантии от средней концентрации в системе кора + верхняя + средняя мантия. Если все $\delta_C = 0$, то это означает, что состав современной нижней мантии, не затронутой процессами частичного плавления и дифференциации, должен быть равен современному составу равномерно перемешанных вышележащих оболочек до глубины 750 км, то есть идентичен валовому составу магматического океана, и отражать валовый состав силикатной Луны.

Химический состав 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 (i) зоне составы считаются постоянными и равными значениям в некоторых средних точках по разрезу мантии в сочетании с естественным требованием отсутствия инверсии плотности:

$$d\rho_i/dH = 0, \rho_{i+1} > \rho_i, \quad dC_i/dH=0, \quad (6.2)$$

$$C_i = MgO, FeO, Al_2O_3, CaO, SiO_2, \quad i = 1, 2, 3$$

Влияние химического и фазового состава на сейсмические и плотностные свойства мантии Луны исследовано в диапазоне

$$\begin{aligned} 25 \leq MgO \leq 45\%, 40 \leq SiO_2 \leq 55\%, 5 \leq FeO \leq 15\%, \\ 0.1 \leq CaO, Al_2O_3 \leq 7\%, \end{aligned} \quad (6.3)$$

причем концентрации Al_2O_3 и CaO связаны хондритовой зависимостью $CaO \sim 0.8Al_2O_3$ (Ringwood, Essene, 1970; Elardo et al., 2011). Столь широкие диапазоны концентраций выбраны таким образом, чтобы охватить весь набор потенциальных лунных составов, полученных из анализа геохимических и геофизических данных (Lognonné et al., 2003; Shearer et al., 2006; Wieczorek et al., 2006; Khan et al., 2006a,b; Кронрод, Кусков 2011; Kuskov et al., 2014; Dauphas et al., 2014). Концентрации других оксидов фиксированы на уровне 0.05 мас.% для Na_2O и 0.2 мас.% для TiO_2 (Warren, 2005; Snyder et al., 1992).

6.1.4 Метод инверсии

Решение задачи по определению валового состава, плотности, скоростей P -, S -волн (V_P , V_S) в каждой зоне мантии, а также размеров ядра находится методом Монте-Карло (выборка по равномерному распределению, характеризующаяся тем, что плотность вероятности на выбранном интервале постоянна (Sambridge, Mosegaard, 2002)). Этот метод позволяет рассмотреть все возможные области решения многопараметрической задачи при наложении сформулированных ограничений (табл. 1.1) 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 заданной погрешности. Для получения частотных распределений расчетных параметров (один вариант расчета при заданных значениях температуры) требовалось рассчитать порядка 10^7 вариантов моделей. Один вариант расчета включает в себя задание случайным образом концентраций в трех зонах мантии, по которым из решений уравнений Гиббса и уравнений состояния определяются физические параметры мантии – плотность и сейсмические скорости. Затем

проводится проверка на выполнение условий (6.1), (6.2), ограничений на момент инерции, массу и сейсмические скорости. Если все вышеперечисленные условия удовлетворяются, вариант включается в частотное распределение.

В результате решения находятся вероятные распределения химического состава в интервале концентраций по (6.3), удовлетворяющих балансовым соотношениям на валовый состав (6.1), сейсмическим скоростям в трех резервуарах мантии, а также уравнениям сохранения массы и момента инерции Луны (табл. 1.1) с учетом требования отсутствия инверсии плотности (6.2).

6.2 Результаты

Решение поставленной задачи требует предварительного определения области допустимых значений температуры в мантии Луны. В этой области задавались селенотермы или температуры в каждой зоне мантии: $T_{150\text{км}}$, $T_{500\text{км}}$, $T_{1000\text{км}}$. Селенотермы покрывают всю область допустимых температур. Для каждой селенотермы затем решалась обратная задача, определялся состав и физические свойства мантии.

6.2.1 Температура

Количественные расчеты по определению температуры остаются ключевой проблемой лунной петрологии и геофизики. Термальный режим обычно оценивается по результатам определений теплового потока, распространенности долгоживущих радиоактивных элементов, скоростей P -, S -волн и численного моделирования тепловой истории Луны.

На рис. 6.2 приведены допустимые интервалы температур в мантии Луны, полученные обращением сейсмических и гравитационных данных (Hood, Jones, 1987; Кусков, Кронрод, 2009; Lognonné et al., 2003; Gagnepain-Beyneix et al., 2006; Khan et al., 2006a,b, 2007; Кронрод, Кусков 2011). Оценки распределения

температуры в верхней мантии до глубин порядка 500 км приведены в разделе 4.4 (Kuskov et al., 2014):

$$\begin{aligned} T(\pm \delta T) &= 374 + 1.17(^{\circ}\text{C}/\text{км}) \cdot H(\text{км}) \\ \delta T &\sim 100^{\circ}\text{C}, H < 250 \text{ км} \\ \delta T &\sim 150 - 200^{\circ}\text{C}, H > 250 \text{ км} \end{aligned} \quad (6.4)$$

Вся совокупность расчетных селенотерм в мантии (рис. 6.2) покрывает область, удовлетворяющую ограничениям

$$\begin{aligned} 450 &< T_{150\text{км}} < 700^{\circ}\text{C}, \\ 750 &< T_{500\text{км}} < 1150^{\circ}\text{C}, \\ 1000 &< T_{1000\text{км}} < 1400^{\circ}\text{C} \end{aligned} \quad (6.5)$$

с дальнейшим небольшим возрастанием температуры до границы с ядром. Верхний и нижний пределы для T_{150} были установлены по (6.4). За нижний предел принято $T_{150} = 450^{\circ}\text{C}$, что близко к оценкам (Warren, Rasmussen, 1987). Пределы в нижней мантии для T_{1000} установлены по совокупности литературных данных (Hood, Jones, 1987; Кронрод, Кусков 2011; Khan et al., 2006a,b, 2007, 2014; Кусков, Кронрод, 2009). Каждая селенотерма дополнительно удовлетворяет условию убывания градиента температуры с глубиной $(dT/dH)_{i+1} < (dT/dH)_i$. На границе ядро-мантия ($H \sim 1400$ км) температуры могут быть оценены на уровне $1420\text{-}1550^{\circ}\text{C}$ (Kuskov et al., 2014), которые находятся ниже солидуса перидотитовой или пироксенитовой мантии (Ringwood, Essene, 1970; Hirshmann, 2000).

Допуская ошибку до 25-30% в верхней мантии и ~20% в нижней, градиенты температуры на глубинах 150-500 км варьировались 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 (рис. 6.2). Из рис. 6.2 следует, что распределение температуры в мантии

должно быть ниже температуры солидуса, что согласуется с высокой добротностью лунных недр (Lognonné, 2005; Garcia и др., 2012).

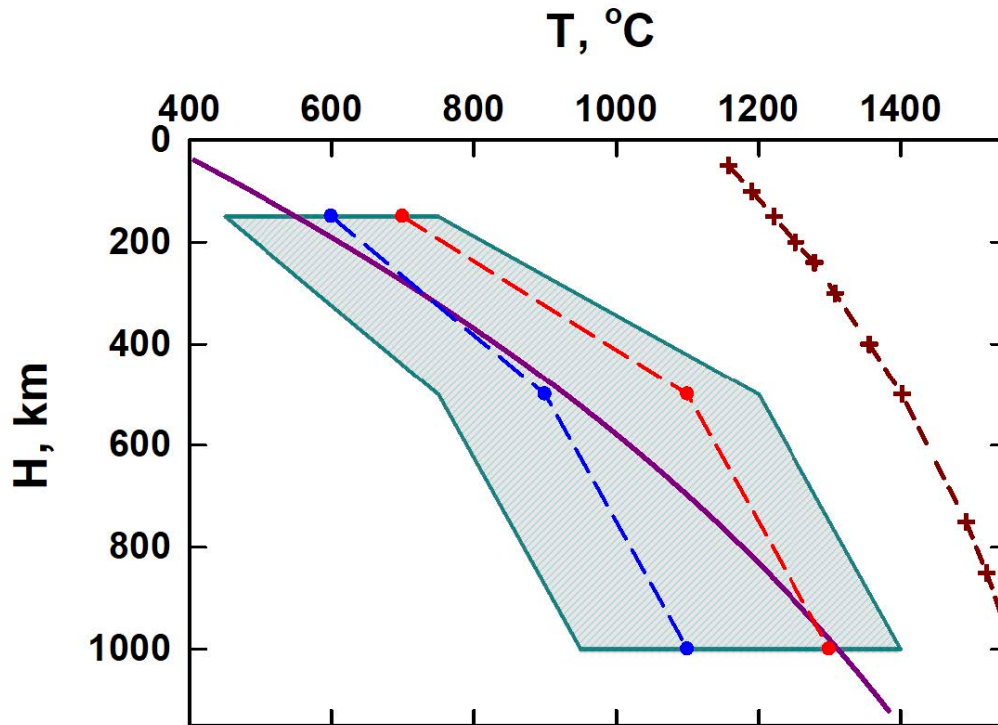


Рисунок 6.2. Модельные распределения температуры в мантии Луны, полученные обращением термальных, сейсмических и гравитационных данных (Кронрод Е.В. и др., 2018). Профили всех селенотерм отвечают условиям возрастания температуры по глубине $T_{i-1} \leq T_i \leq T_{i+1}$. Сплошная линия – профиль температуры по уравнению $T(^{\circ}\text{C}) = 351 + 1718[1 - \exp(-0.00082H(\text{км}))]$ (Кусков, Кронрод, 2009). Кресты – солидус перидотита (Hirshmann, 2000). Штриховыми линиями показаны профили 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.

Решение обратной задачи должно удовлетворять ограничениям по скоростям сейсмическим волн в мантии (Gagnepain-Beyneix et al., 2006), массе и моменту инерции Луны (Williams et al., 2014). В рамках концентрационного диапазона (6.3)

при заданных геодезических и сейсмических данных (табл. 1.1) решения для различных селенотерм (рис. 6.2) будут различаться по химическому составу и минералогии мантии. В качестве интегральной характеристики термального состояния Луны выбрана средняя объемная мантийная температура T_{mean} , которая для нашей модели вычисляется из выражения:

$$T_{mean} = (T_u V_u + T_m V_m + T_l V_l) / (V_u + V_m + V_l), \quad (6.6)$$

где V_u , V_m , V_l – объемы верхней, средней и нижней мантии, рассчитанные по данным табл. 1.1; T_u , T_m , T_l – средняя температура (°C) в верхней, средней и нижней мантии. Поскольку в нашей модели температура в каждой зоне мантии считается равной температуре на некоторой средней для данной области глубине, то с учетом объемов трех зон мантии T_{mean} можно представить в виде:

$$T_{mean} = 0.33T_{150} + 0.478T_{500} + 0.193T_{1000} \quad (6.7)$$

6.2.2 Валовые концентрации FeO, Al₂O₃, SiO₂ и оценка параметра MG#

Значения T_{mean} находятся в интервале 690–1075°С и могут быть использованы в качестве информативного параметра для оценки влияния вариаций температуры на содержания FeO, Al₂O₃, SiO₂ и MG# в силикатной Луне (мантия + кора), рис. 6.3 (Кронрод Е.В. и др., 2018). В терминах T_{mean} все термальные модели можно условно разделить на «холодные» с $T_{mean} \sim 690-860^\circ\text{C}$ и «горячие» с $T_{mean} \sim 925-1075^\circ\text{C}$.

Ряд особенностей на рис. 6.3 заслуживают специального обсуждения. Во-первых, вне зависимости от термального состояния весь спектр рассмотренных холодных и горячих моделей BSM характеризуется практически постоянными значениями концентраций $C(\text{FeO}) \sim 12.2-13.2$ мас.% и MG# 80-81.5; $C(\text{MgO})$ составляет $\sim 29.5-30.5$ мас.%. Во-вторых, распространенность SiO₂ довольно слабо зависит от термального состояния и изменяется лишь в пределах 10% - от 45 до 52 мас.%.

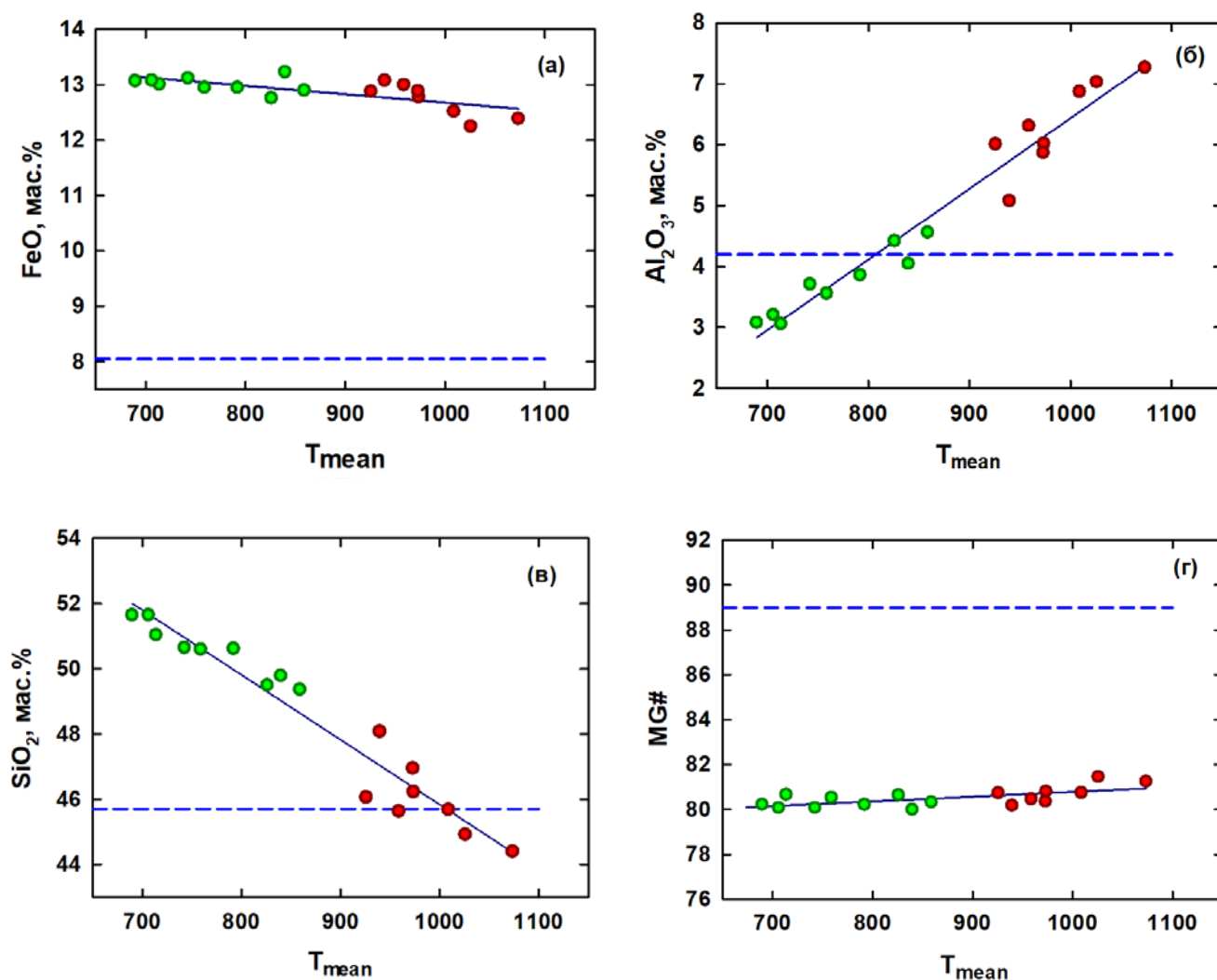


Рисунок 6.3. Валовые концентрации FeO (а), Al_2O_3 (б), SiO_2 (в) и MG# (г) в силикатной фракции Луны (мантия + кора) в зависимости от параметра T_{mean} , полученные обращением сейсмических и гравитационных данных (табл. 1.1) (Кронрод Е.В. и др., 2018, Kuskov et al., 2019). Точками показаны средние значения частотных распределений концентраций оксидов и MG# в предположении нормального распределения. Пунктиром показаны соответствующие параметры для BSE (Ringwood, 1977; McDonough, 1990; Dauphas et al., 2014).

Холодные модели по содержанию Al_2O_3 согласуются с предыдущими оценками Al_2O_3 в силикатной Луне 3.6-4.5% (Jones, Delano, 1989; O'Neill, 1991; Warren, 2005; Longhi, 2006; Khan et al., 2006a,b; Кронрод, Кусков 2011), и близки к валовым оценкам 4-4,5 мас.% Al_2O_3 для BSE (McDonough, 1990; Dauphas et al.,

2014). Если T_{mean} выходит за нижний допустимый предел для холодных моделей $T_{\text{mean}} < 690^\circ\text{C}$, то это приведет к экстремально малым значениям $\text{Al}_2\text{O}_3 < 3,4 \text{ мас. \%}$ для BSM. Столь низкая распространенность Al_2O_3 в Луне не согласуется с нижним пределом оценок как по геохимическим данным $3,82 \text{ мас. \%}$ (предпочтительная модель Warren (2005), в которой принято $\text{Mg/Si} = 1.10 \times \text{CI}$), так и по геофизическим реконструкциям $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 4 \text{ мас. \%}$ на основе совместной инверсии гравитационных и сейсмических данных (Khan и др., 2007; Кронрод, Кусков 2011). Из этого обсуждения можно предположить, что нижний предел распространенности Al_2O_3 в Луне установлен достаточно надежно.

Сложнее с определением верхнего предела. Горячие модели BSM существенно обогащены алюминием по сравнению с BSE и близки к валовым оценкам $\sim 6\% \text{ Al}_2\text{O}_3$ в силикатной Луне как по петролого-геохимическим данным и элементным корреляциям (Taylor, 1982; Snyder et al., 1992; Taylor et al., 2006), так и на основе совместного обращения сейсмических и гравитационных данных (Kuskov, 1997; Кронрод Е.В. и др., 2018; Кусков и др., 2019; Lognonné et al., 2003).

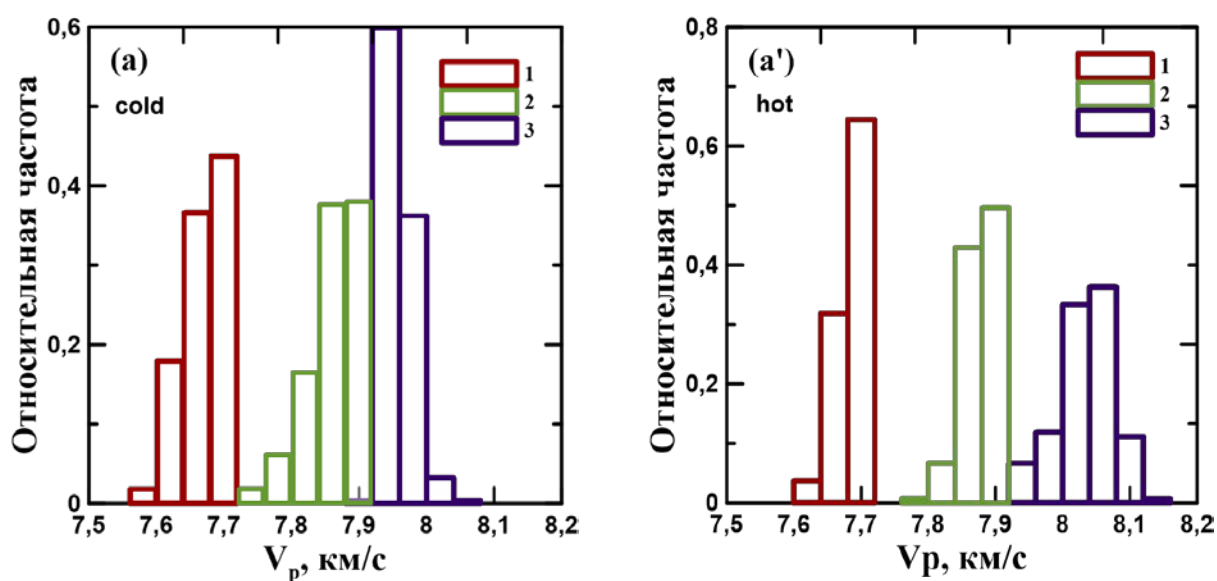
6.2.3 Модели химического состава трехслойной мантии Луны

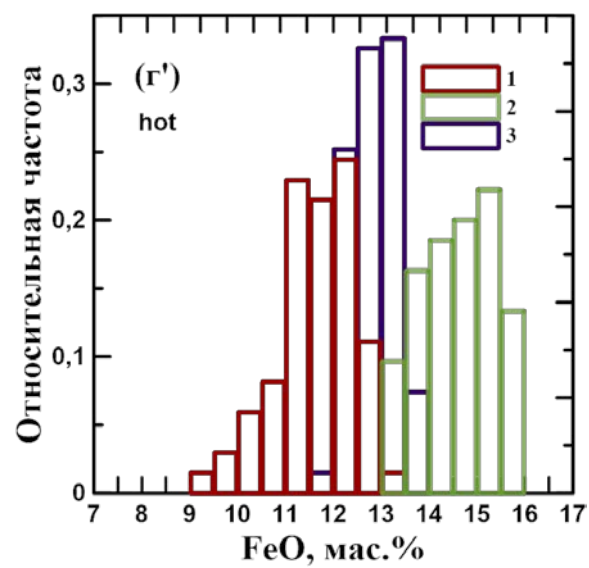
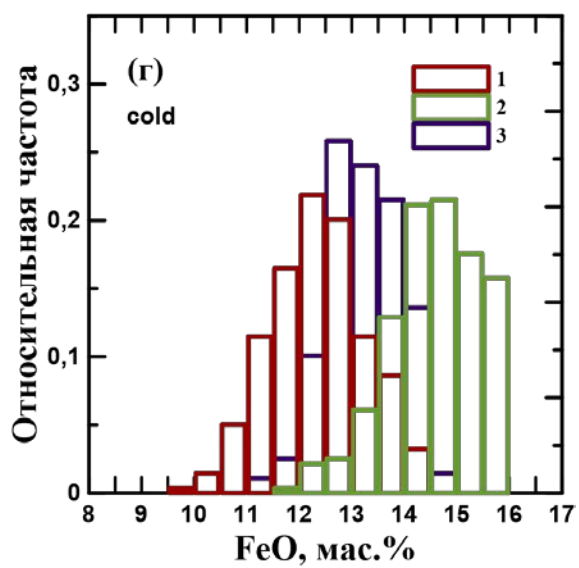
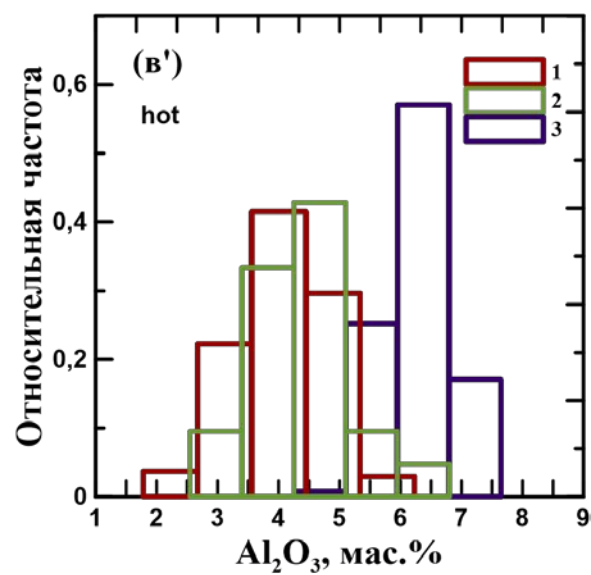
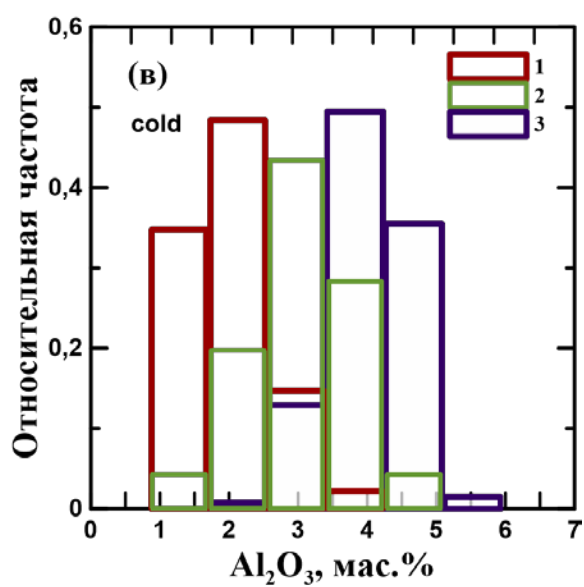
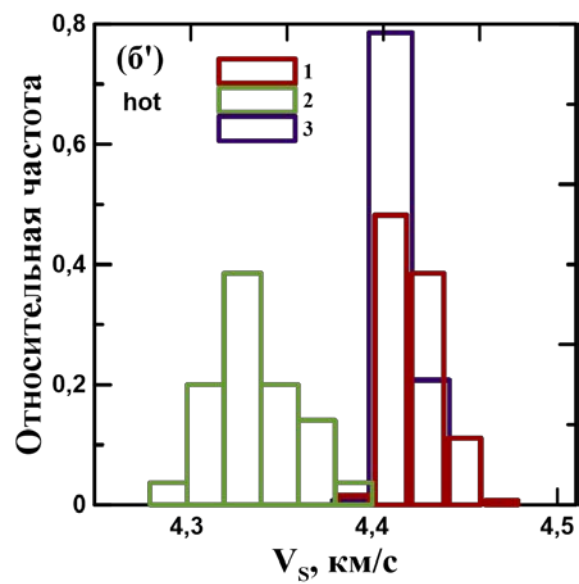
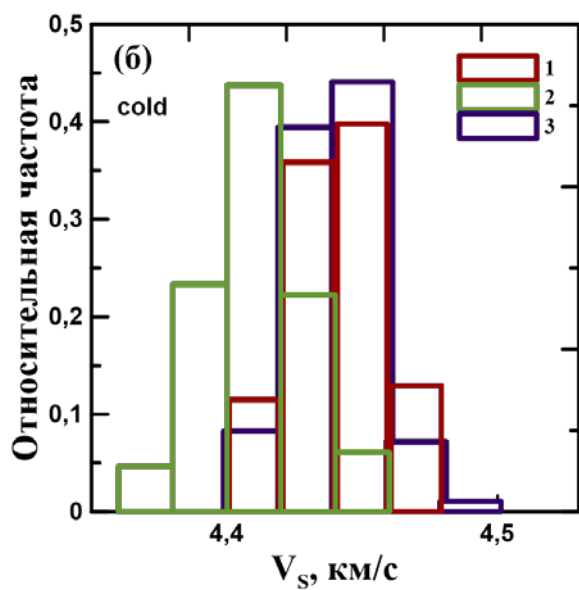
Рассматриваются две термальные модели при фиксированных температурах на средних глубинах мантийных резервуаров: холодную модель - $T_{150} = 600^\circ\text{C}$, $T_{500} = 900^\circ\text{C}$, $T_{1000} = 1100^\circ\text{C}$ и горячую модель - $T_{150} = 700^\circ\text{C}$, $T_{500} = 1100^\circ\text{C}$, $T_{1000} = 1300^\circ\text{C}$ (рис. 6.2).

На рис. 6.4 представлены расчеты химического состава и скоростей P-, S-волн минеральных ассоциаций, термодинамически устойчивых в каждой зоне трехслойной мантии Луны (Kuskov et al., 2019). Результаты приведены в виде частотных распределений, средние значения которых соответствуют решениям, оптимально удовлетворяющим ограничениям на среднюю мощность коры (39 км) (Wieczorek et al., 2013), $V_{P,S}$ (Gagnepain-Beyneix et al., 2006), массу и момент инерции Луны (Williams et al., 2014) и радиус ядра. Иллюстрация влияния

температуры и химического состава на минералогию и физические свойства мантии для петрологических моделей, обедненных и обогащенных Ca, Al, Fe, приведена в табл. 6.1 и 6.2 на границе верхняя–средняя мантия (~240 км), средняя–нижняя мантия (~750 км) и в нижней мантии на глубине 1000 км.

По гистограммам (рис. 6.4) видно, что значения скоростей P -волн в нижней мантии (~7.9-8.0 км/с) выше, чем в верхней (~7.7 км/с) и средней мантии (~7.8-7.9 км/с). Как можно видеть из рис. 6.4а, скорости P -волн в мантийных зонах монотонно возрастают с глубиной, что в целом соответствует модели (Gagnepain-Beuneix et al., 2006) и, возможно, испытывают скачки на химических границах, но слабо меняются внутри каждого слоя. Скорости S -волн ведут себя консервативно и имеют значения в интервале 4.40-4.45 км/с, возможно, с некоторым уменьшением на глубинах средней мантии (рис. 6.4б), в результате влияния температуры, нарастающей быстрее, чем давление.





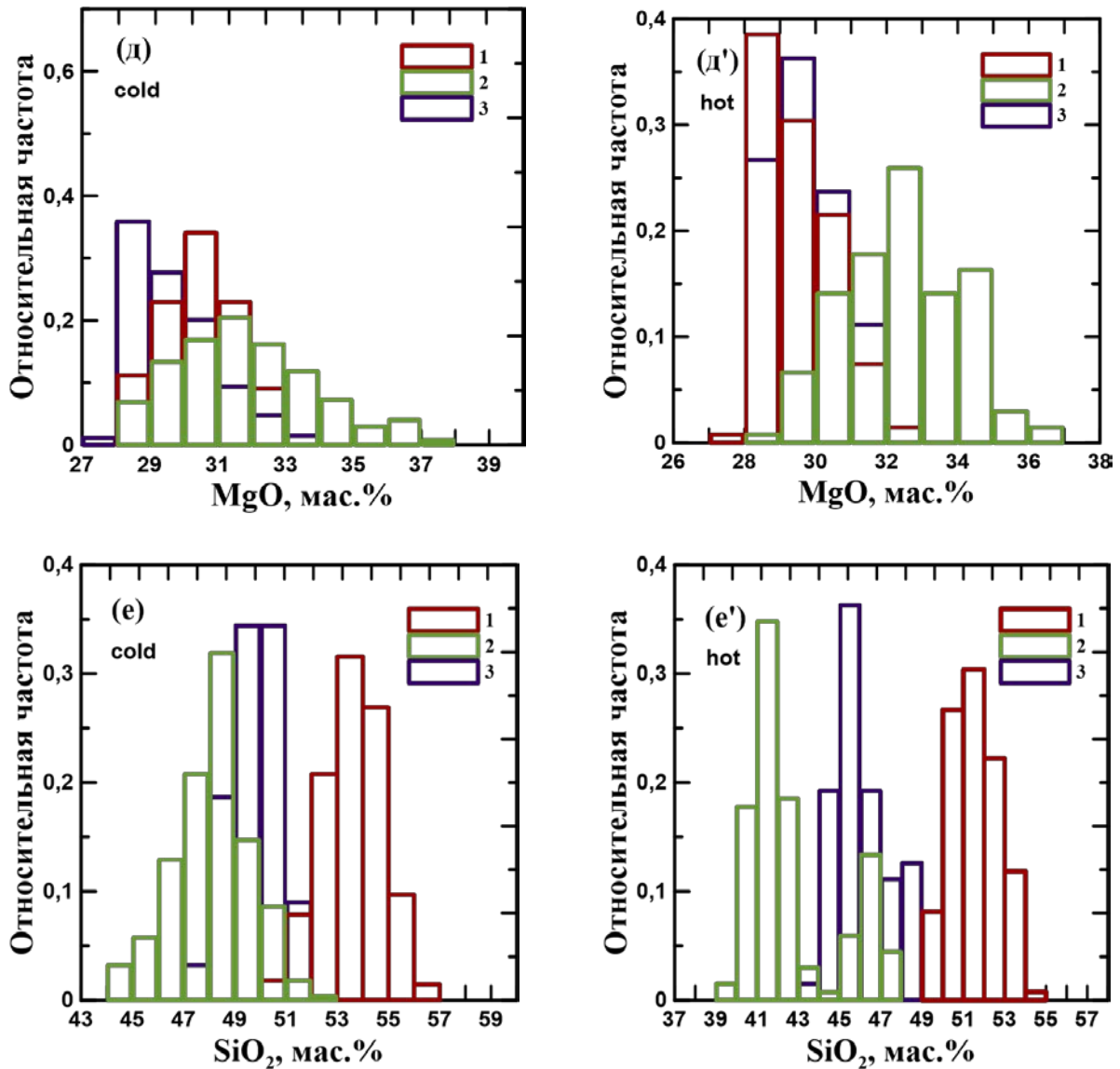


Рисунок 6.4. Вероятностные оценки скоростей P -, S -волн и концентраций основных породообразующих оксидов в трехслойной мантии Луны (Kuskov et al., 2019). Состав нижней примитивной мантии соответствуют валовому составу силикатной Луны (мантия + кора). Расчеты проведены для двух вариантов термального состояния на средних глубинах мантийных резервуаров: холодная модель (cold): $T_{150} = 600^{\circ}\text{C}$, $T_{500} = 900^{\circ}\text{C}$, $T_{1000} = 1100^{\circ}\text{C}$; горячая модель (hot): $T_{150} = 700^{\circ}\text{C}$, $T_{500} = 1100^{\circ}\text{C}$, $T_{1000} = 1300^{\circ}\text{C}$; 1, 2, 3 – верхняя (39-240 км), средняя (240-750 км), нижняя мантия (750 км - ядро). (а, а') – V_P , (б, б') – V_S , (в, в') – Al_2O_3 , (г, г') – FeO , (д, д') – MgO , (е, е') – SiO_2 (Кусков и др., 2019; Kuskov et al., 2019))

Содержания FeO ~ 11-14% (рис. 6.4г) и MgO ~ 28-31 мас.% (рис. 6.4д) достаточно стабильны в верхней и нижней мантии. Если небольшое уменьшение скорости S-волн (рис. 6.4б) в средней мантии не является артефактом, то оно может быть связано с небольшим увеличением концентрации FeO в этой зоне (рис. 6.3г), но таким образом, чтобы это не приводило к инверсии плотности. Это связано с тем, что при совместном обращении сейсмических и гравитационных данных модели состава наследуют характерные особенности поведения скоростей P-, S-волн и распределения плотности в зональной мантии. Верхняя и нижняя мантия характеризуется значениями магнезиального числа MG# в интервале 80-83, которые согласуются с рядом геохимических и геофизических оценок (Snyder et al., 1992; Wänke, Dreibus, 1986; Taylor et al., 2006; Khan et al., 2007, 2013; Kuskov, 1997) и перекрывают валовые оценки MG# 80-81.5 в силикатной фракции Луны (раздел 6.2.2), но резко отличаются от таковых для BSE (FeO ~ 8% и MG# 89) (McDonough, 1990), что указывает на существенные различия состава силикатной Луны и пиролитовой мантии Земли.

Если в материковой лунной коре содержания SiO₂ составляют 44-46 мас.% (Taylor, 1982; Khan et al., 2007), то в мантии они варьируют в более широких пределах (рис. 6.4). Как для холодных, так и для горячих моделей вероятные концентрации SiO₂ ~ 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 (Кусков и др., 2018). Высокая пироксеновость верхней мантии является геохимическим следствием геофизических моделей (Gagnepain-Beyneix et al., 2006; Williams и др., 2014), используемых при инверсии в соотношения для состава.

Результаты расчетов указывают на химическую зональность мантии, причем в средней мантии на глубинах ~250-750 км (реальное положение границ и их резкость остаются не до конца ясными) наблюдаются проявления зоны пониженных скоростей (Gagnepain-Beyneix et al., 2006). Эксперименты Apollo по электромагнитному зондированию Луны не исключают существование слоя

повышенной проводимости на глубинах >200 км (Дайел и др., 1975). Природу зоны пониженных скоростей можно объяснить более железистым составом (вплоть до $\sim 15\%$ FeO) по отношению к выше- и нижележащей оболочкам (рис. 6.4г). К сожалению, у нас нет петрологических доказательств возможности обогащения средней мантии закисным железом, а в сейсмических моделях нет убедительных доказательств наличия зоны пониженных скоростей на этих глубинах.

Иллюстрация влияния химического состава на минералогию и физические свойства нижней мантии на глубине 1000 км приведена в табл. 6.1. Поскольку нижняя мантия, вероятно, обогащена Al_2O_3 (рис. 6.4), гранат становится важной Al-содержащей фазой нижней мантии (4-6 мол.% или 12-18 мас.%, табл. 2.2), контролирующей содержания Al в сосуществующих пироксенах, а также значения физических свойств. Это согласуется с результатами тестирования сейсмических моделей (Kuskov et al., 2014) и петролого-геофизическими моделями (Hood, Jones, 1987), но радикально противоречит предположению (Taylor, Wieczorek, 2014), согласно которому нижняя мантия может содержать лишь 1 мас.% Al_2O_3 .

Таким образом, из решения обратной многопараметрической задачи следует, что мантия Луны стратифицирована по химическому составу с разными концентрациями оксидов в различных зонах мантии (рис. 6.4). Судя по гистограммам, подразделение мантии на три зоны может оказаться оправданным, но необходимо обратить внимание на то, что существуют общие области химического состава в верхней и средней мантии, а состав средней мантии может частично перекрываться с составом нижней мантии. Это говорит о неопределенности положения геофизических границ в мантии Луны, определенных в сейсмических моделях (Gagnepain-Beyneix et al., 2006). Результаты моделирования предполагают, что концентрации FeO $\sim 11-14\%$, MgO $\sim 28-31$ мас.% и значения MG# 80-83 примерно одинаковы в верхней и нижней мантии, но резко отличаются от таковых для BSE (FeO $\sim 8\%$ и MG# 89). Для рассмотренных моделей термального состояния мантия Луны обогащена SiO_2 , FeO и обеднена MgO по

отношению к примитивной мантии Земли, что указывает на существенные различия в составах Земли и ее спутника.

Таблица 6.2. Состав и физические свойства для холодных и горячих моделей нижней мантии Луны на глубине 1000 км (~4.0 ГПа)

Химический состав (мас.%)	Холодные модели		Горячие модели	
	4.0 ГПа / 1373 К		4.0 ГПа / 1573 К	
MgO	30.0	31.0	30.0	29.0
FeO	12.0	13.0	12.0	13
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	46.95
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	80.0
Фазовый состав (мол.%), физические свойства				
Оливин	16.3 (Fo ₈₄)	35.0 (Fo ₈₄)	27.0 (Fo ₈₅)	29.6 (Fo ₈₃)
Ортопироксен	62.8	28.4	36.9	26.9
Клинопироксен	16.4	30.0	29.8	36.2
Гранат	4.2	6.3	6.0	7.0
Ильменит	0.3	0.3	0.3	0.3
ρ, г/см ³	3.408	3.443	3.407	3.432
V _P , км/с	7.99	8.08	8.00	8.01
V _S , км/с	4.46	4.47	4.42	4.40
K _S , ГПа	126.8	133.3	129.6	131.6
G, ГПа	67.9	68.8	66.4	66.5

6.3 Обсуждение результатов

Луна обеднена летучими K, Rb, Cs, Tl, Cd, Zn и другими и сидерофильными элементами (Taylor et al., 2006; Taylor, Wieczorek, 2014). Предполагается, что Луна обогащена закисным железом по сравнению с мантией Земли, в то время как в отношении содержания Al_2O_3 ясности нет (рис. 6.3). Ряд авторов предполагает обогащение силикатной Луны (относительно земной мантии) тугоплавкими (труднолетучими) оксидами/элементами (refractory elements – термин, принятый в англоязычной литературе) примерно на 50% (Snyder et al., 1992; Taylor, 1982; Кусков, Кронрод, 1998; Kuskov, Kronrod, 1998; Lognonné, 2003; Taylor et al., 2006). Другие исследователи на основе инверсии геофизических данных (Khan et al., 2006a,b; Кронрод, Кусков 2011), корреляционных соотношений Mg/Si, Al/Si, Mg/Al, анализа зеленых стекол и лунных метеоритов оценивают содержание $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 3.6\text{-}4\%$ (Jones, Delano, 1989; O'Neill, 1991; Longhi, 2006; Warren, 2005; Dauphas et al., 2014), т.е. близкое к таковому в силикатной оболочке Земли: $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 4\text{-}4.5\%$ (McDonough, 1990; Dauphas et al., 2014).

Однако известно, что значения отношений Mg/Si и Al/Si широко варьируют среди метеоритов, а для земной мантии заметно отличаются от канонических значений для углистых хондритов CI (Taylor et al., 2006). При этом неоднократно отмечалось, что содержание тугоплавких элементов, рассчитанное по корреляционным соотношениям или по содержанию U и Th, в значительной степени неточно (Ringwood, 1977; Warren, Rasmussen, 1987). Кроме того, оценки распространенности U и Th в Луне неоднозначны (Taylor et al., 2006; Dauphas et al., 2014).

Ограничения на плотность и мощность лунной коры, полученные по программе GRAIL, снижают вероятность обогащения Луны тугоплавкими элементами (Wieczorek и др., 2013). С другой стороны, обработка данных миссии Clementine и заново проведенная оценка состава материковой коры на основе анализа лунных метеоритов подтверждает возможное обогащение труднолетучими

и обеднение легколетучими и сидерофильными элементами по сравнению с Землей (Taylor et al., 2006; Демидова и др., 2007).

Оценки BSM (рис. 6.5) зависят от методического подхода. Они основаны на результатах космохимических расчетов, петролого-геохимических исследований лунного вещества и орбитальных данных, а также на методах совместной инверсии гравитационных и сейсмических данных (BVSP, 1981; Morgan et al., 1978; Ringwood, 1977; Hood, Jones, 1987; Кусков, Кронрод, 1998, Kuskov, Kronrod, 1998; Lognonné et al., 2003; Warren, 2005; Longhi, 2006; Taylor et al., 2006; Wieczorek et al., 2006; Khan et al., 2007; Кронрод, Кусков 2011; Taylor, Wieczorek, 2014; Dauphas et al., 2014).

Основные противоречия связаны с оценкой концентраций CaO, Al₂O₃, FeO, влияющих на минералогию (пропорции плагиоклаза, оливина, Al-содержащих пироксенов, граната) и физические свойства мантии. Их определение становится крайне важным для понимания моделей происхождения Луны (Галимов, 2011; Meier et al., 2014; Discussion Meeting Issue, 2014; Taylor, 2016). Модели валового состава (рис. 6.5) показывают, что содержания оксидов в силикатной Луне могут варьировать в широких пределах 7-14 мас.% для Al₂O₃ + CaO (Al₂O₃ ~ 3.6-7.7%) и 7.6-14 мас.% для FeO. Холодные модели BSM по содержанию CaO + Al₂O₃ ~ 6.1-7.6 мас.% близки к таковым для BSE. Горячие модели существенно обогащены CaO + Al₂O₃ ~ 9.9- 12.2 мас.% по сравнению с BSE. 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).

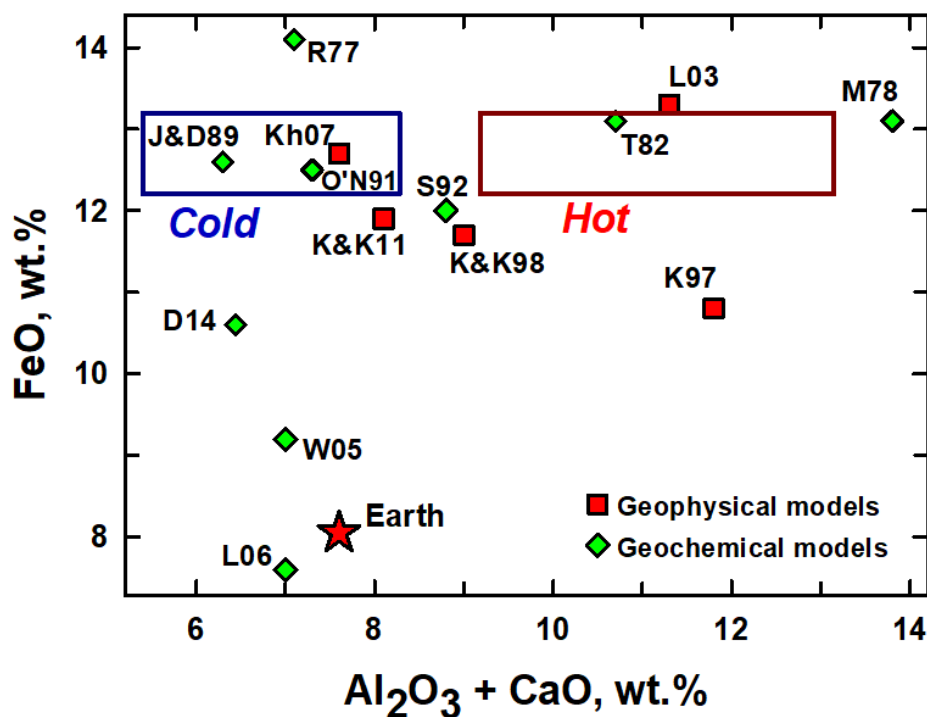


Рисунок 6.5. Геохимические и геофизические модели валового состава Луны (кора + мантия) по литературным данным (R77 = Ringwood, 1977; T82 = Taylor, 1982; J&D89 = Jones, Delano, 1989; O'N91 = O'Neill, 1991; L03 = Lognonné et al., 2003; L06 = Longhi, 2006; K&K11 = Kronrod, Kuskov, 2011; W05 = Warren, 2005; Kh07 = Khan et al., 2007; D14 = Dauphas et al., 2014; K97 = Kuskov, PEPI 1997) в сравнении с составом силикатной Земли (McDonough, 1990). Прямоугольники – наши оценки состава для холодных (*Cold*) и горячих (*Hot*) моделей.

Из проведенного нами обращения гравитационных и сейсмических данных следует, что вне зависимости от теплового режима, концентрации FeO в силикатной фракции Луны находятся в довольно узких пределах ~12-13 мас.%.

Они находятся в согласии с другими геофизическими оценками: ~12.5% FeO (Khan et al., 2007) и ~13% FeO (Lognonné et al., 2003), которые в 1.3-1.5 раза больше принятых для BSE (FeO ~8%, Taylor, 1982; McDonough, 1990; Dauphas et al., 2014). Напротив, петролого-геохимические оценки показывают большой разброс: от 7.6% FeO (Longhi, 2006) до 14% FeO (Jones, Delano, 1989; Ringwood, 1977).

Следует отметить, что величина одного из важнейших геохимических параметров - магнезиального числа MG# 80-81 (рис. 6.3) согласуется с таковым по оценкам петрологических и геофизических моделей (Ringwood, 1977; Wänke, Dreibus, 1986; Jones, Delano, 1989; Taylor, 1982; Snyder et al., 1992; Khan et al., 2007), а также с геологическими наблюдениями согласно которым лунные базальты обогащены FeO (более низкие значения MG#) по сравнению с земными базальтами (Wänke, Dreibus, 1986). Полученное для Луны значение MG# 80-81 (рис. 6.3) больше, чем в сейсмических и электромагнитных моделях 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), и принятого значения MG# 89 для BSE (Taylor, 1982; McDonough, 1990).

Таким образом, для всех рассмотренных распределений температуры силикатная фракция Луны обогащена FeO и обеднена MgO по отношению к BSE. Результаты практически всех геохимических и геофизических определений (кроме оценок Warren (2005) и Longhi (2006)) свидетельствуют о качественном и количественном различии химического состава силикатных оболочек Луны и Земли (рис. 6.5). Один из возможных способов объяснения различной распространенности FeO – это смещение и переуравновешивание составов мантийных оболочек прото-Земли и ударника в результате мегаимпакта (Meier et al., 2014). В любом случае обогащение Луны FeO имеет фундаментальное значение и должно приводить к дополнительным ограничениям при моделировании динамических процессов формирования системы Земля-Луна (Galimov, Krivtsov, 2012; Discussion Meeting Issue, 2014; Barr, 2016).

Как отмечалось выше, распространенность тугоплавких оксидов в лунных породах в зависимости от термального состояния попадает в две различные группы с концентрацией 3.4-4.4% Al_2O_3 (землеподобные модели) и 5.5-6.8 мас.% Al_2O_3 (не землеподобные модели). Напротив, концентрации FeO не зависят от температуры и характеризуются практически постоянными значениями ~10.5-12 мас.%.

Поскольку плотность, модули сжатия (K_S) и сдвига (G), а, следовательно, и скорости P -, S -волн, зависят от изменения давления (глубины), температуры и состава, то зависимости концентраций $C(\text{Al}_2\text{O}_3)$, $C(\text{FeO})$ и $\text{MG}\#$ от термального режима Луны могут быть качественно объяснены следующим образом. Увеличение T_{mean} при фиксированном составе приводит как к уменьшению плотности, так и скоростей P -, S -волн в каждом резервуаре мантии. Практически постоянные значения FeO и $\text{MG}\#$ (рис. 6.3) в холодных и горячих моделях связаны с тем, что скоростные и плотностные вариации при изменении содержания FeO имеют анти-корреляционный характер: увеличение $C(\text{FeO})$ в составе породы всегда увеличивает ее плотность, но приводит к уменьшению сейсмических скоростей (Кусков, Кронрод, 1998; Kuskov, Kronrod, 1998), что приводит к выполнению заданных геодезических и сейсмических условий (табл. 1.1). Вариации температуры и $C(\text{FeO})$ когерентны вариациям физических свойств. Так, например, повышение (понижение) T_{mean} на 200°C приводит к уменьшению (увеличению) $C(\text{FeO})$, V_P , V_S и плотности в пределах 1-1.5%.

Нижняя мантия Луны характеризуется высокими скоростями P -, S -волн (Nakamura, 1983; Gagnepain-Beyneix et al., 2006). Возрастание скоростей должно быть связано с увеличением количества граната относительно шпинели и ортопироксена (Кусков, Кронрод, 1998; Kuskov, Kronrod, 1998; Khan et al., 2007). Увеличение T_{mean} приводит к росту валового содержания Al_2O_3 в Луне (рис. 6.3). В свою очередь возрастание $C(\text{Al}_2\text{O}_3)$ приводит к увеличению как сейсмических скоростей, так и плотности мантийного вещества за счет увеличения доли граната в нижней мантии. При содержании $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 5\text{-}6$ мас.% количество граната в нижней мантии может достигать 15-25 мас.% (Kuskov et al., 2014, 2019), то есть гранат

становится доминирующей Al-содержащей фазой в нижней мантии, контролирующей содержания Al в сосуществующих пироксенах и значения плотности. Плотность лунных пород, обогащенных Al_2O_3 (~ 5-6%), на ~2% больше плотности деплетированного вещества (Al_2O_3 ~ 2%), что эквивалентно изменению температуры на ~250°C (см. рис. 9 в работе Kuskov et al., 2014). Поэтому при заданных геодезических и сейсмических данных (табл. 1.1) решение для холодных и горячих моделей настраивается в основном за счет изменения содержания SiO_2 , Al_2O_3 и количества граната при почти постоянных значениях FeO и MG#.

Выводы к главе 6

1. На основе совместной инверсии гравитационных, сейсмических и петрологических данных методом Монте-Карло в сочетании с методом минимизации свободной энергии Гиббса в рамках системы $\text{Na}_2\text{O-TiO}_2\text{-CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ исследовано влияние термального состояния на валовый химический состав силикатной Луны (кора + мантия) для модели магматического океана. В качестве интегральной характеристики термального состояния выбрана средняя объемная температура мантии T_{mean} , контролирующая минеральный состав и физические свойства Луны.

2. Показано, что вне зависимости от термального состояния силикатная фракция Луны обогащена FeO и обеднена MgO по отношению к BSE. Как для холодных, так и для горячих моделей BSM характеризуется практически постоянными значениями магнезиального числа MG# 80-81.5 и концентраций FeO ~ 12.2-13.2 мас.%, которые резко отличаются от таковых для BSE (FeO ~ 8% и MG# 89). Результаты практически всех геохимических и геофизических определений по этим критериям (исключение составляют оценки Warren (2005) и Longhi (2006)) свидетельствуют о качественном различии химического состава силикатных оболочек Луны и Земли.

3. Распространенность тугоплавких оксидов в лунных породах в зависимости от термального состояния попадает в две различные группы. Холодные модели BSM по содержанию $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 3.0\text{-}4.6$ мас.% сопоставимы с валовым составом силикатной Земли. Напротив, горячие модели BSM существенно обогащены $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 5.1\text{-}7.3$ мас.% ($\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 1.3 - 1.6 \times \text{BSE}$) по сравнению с BSE.

4. Результаты решения обратной задачи показывают, что мантия Луны стратифицирована по химическому составу и указывают на тенденцию постепенного повышения содержания Al_2O_3 с глубиной - от верхней мантии к нижней вплоть до 4-7 мас.% Al_2O_3 с более высоким содержанием граната. Концентрации SiO_2 составляют 50-55% в верхней и 45-50 мас.% в нижней мантии; ортопироксен, а не оливин, является доминирующим минералом верхней мантии. Высокая пироксеновость верхней мантии Луны является геохимическим следствием геофизических моделей, используемых при инверсии в соотношения для состава. Для рассмотренных моделей термального состояния мантия Луны обогащена FeO и обеднена MgO по отношению к примитивной мантии Земли, что указывает на существенные различия химического состава силикатных оболочек Земли и ее спутника.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методом термодинамического моделирования фазовых соотношений и физических свойств в рамках системы $\text{Na}_2\text{O-TiO}_2\text{-CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ с твердыми растворами реализованы подходы, основанные на преобразовании совокупности прямо не связанных между собой сейсмических и гравитационных данных в геохимические модели состава и минералогии мантии Луны. Результаты работы позволяют связать набор физико-химических и геофизических параметров на фундаментальном уровне и установить более надежные геохимические ограничения на химический состав, минералогию и внутреннее строение Луны.

С помощью методов термодинамики и физики минералов на основе обращения профилей сейсмических скоростей в соотношения состав-температура-глубина проведено тестирование сейсмических моделей по отношению к термальному режиму и химическому составу мантии Луны. Наиболее вероятным составом верхней мантии является оливин-содержащий пироксенит, обедненный тугоплавкими оксидами; ортопироксен, а не оливин, является доминирующим минералом верхней мантии. Модели, обогащенные Са и Al, могут рассматриваться в качестве петрологической основы нижней мантии. По совокупности сейсмических и теплофизических данных разработан метод расчета распределений температуры, тепловых потоков и мощности тепловых источников (концентрации урана) в Луне, удовлетворяющих геофизическим и геохимическим ограничениям. Сделаны оценки валового содержания урана в Луне и величин теплового потока с поверхности Луны.

Совместной инверсией гравитационных, сейсмических и петрологических данных методом Монте-Карло в сочетании с методом минимизации свободной энергии Гиббса в рамках системы NaTiCFMAS исследовано влияние термального состояния на валовый состав силикатной Луны (кора + мантия), химический состав и минералогию трехслойной мантии для модели магматического океана. Сделан вывод, что мантия Луны стратифицирована по химическому составу. Оценки

распространенности тугоплавких оксидов в лунных породах в зависимости от термального состояния попадают в две различные группы. Холодные модели BSM по содержанию Al_2O_3 сопоставимы с валовым составом силикатной Земли, в то время как горячие модели BSM существенно обогащены Al_2O_3 по сравнению с BSE.

Результаты моделирования предполагают, что силикатная фракция Луны обогащена FeO и обеднена MgO по отношению к примитивной мантии Земли, что указывает на существенные различия в составах Земли и ее спутника. Этот, по-видимому, неопровержимый факт, должен приводить к дополнительным ограничениям при моделировании динамических процессов формирования системы Земля-Луна.

Литература

1. *Anderson O.L.* Equations of State of Solids for Geophysics and Ceramic Science // Oxford Univ. Press. Oxford. 1995. 405 pp.
2. *Barr A.C.* On the origin of Earth's Moon // *J. Geophys. Res.* 2016. V. 121. P. 1573–1601. doi:10.1002/2016JE005098.
3. *Barr J.A., T.L. Grove* Experimental petrology of the Apollo 15 group A green glasses: Melting primordial lunar mantle and magma ocean cumulate assimilation // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2013. V. 106. P. 216–230
4. *BVSP, Basaltic Volcanism Study Project.* Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets // Pergamon, New York. 1981. 1286 pp.
5. *Cammarano F., Goes S., Vacher P., Giardini D.* Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities. // *Phys. Earth Planet.* 2003. V. 138 (3–4). P. 197–222.
6. *Cohen R.E., Gulseren O., Hemley R.J.* Accuracy of equation-of-state formulations // *Amer. Miner.* 2000. V. 85. P. 338–344.
7. *Connolly J.A.D., Khan A.* Uncertainty of mantle geophysical properties computed from phase equilibrium models // *Geophys. Res. Lett.* 2016. V. 43. doi:10.1002/2016GL068239.
8. *Dauphas N., Burkhardt C., Warren P. H., Fang-Zhen T.* Geochemical arguments for an Earth-like Moon-forming impactor // *Phil. Trans. R. Soc. A.* 2014. V. 372, 20130244.
9. *de Capitani, C., Brown, T.H.* The computation of equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1987. V. 51, P. 2639–2652.
10. *Delano J.W.* Pristine lunar glasses: Criteria, data, and implications // *Journal of Geophysical Research*. 1986. V. 91, B4, p. 201–213
11. Discussion Meeting Issue 'Origin of the Moon: challenges and prospects' organised and edited by David J. Stevenson and Alex N. Halliday // *Phil. Trans. R. Soc. A.* 2014. V. 372. rsta.royalsocietypublishing.org/content/372/2024
12. *Dorogokupets P.I.* Thermodynamic functions at zero pressure and their relation to equations of state of minerals // *Amer. Mineral.* 2000. V. 85. P. 329–337.
13. *Dorogokupets, P.I., Sokolova, T.S., Litasov, K.D.* Thermodynamic properties of bcc-Fe to melting temperature and pressure to 15 GPa // *Geodynamics & Tectonophysics* 5. 2014. P. 1033–1044. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-4-0166>.

14. *Elardo S. M., Draper D. S., Shearer Jr. C. K.* Lunar magma ocean crystallization revisited: bulk composition, early cumulate mineralogy, and the source regions of the highlands Mg-suite // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2011. V. 75, P. 3024-3045.
15. *Elkins-Tanton L.T., Grove, T.L.* Water (hydrogen) in the lunar mantle: Results from petrology and magma ocean modeling // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 307. P. 173-179.
16. *Elkins-Tanton L.T., Burgess S., Yin Q.-Z.* The lunar magma ocean: Reconciling the solidification process with lunar petrology and geochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 304, P. 326-336.
17. *Fabrichnaya O.B., Kuskov O.L.* Constitution of the mantle. 1. Phase relations in the FeO-MgO-SiO₂ system at 10-30 GPa // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1991. V. 69. P. 56-71.
18. *Frohlich C., Nakamura Y.* The physical mechanisms of deep moonquakes and intermediate-depth earthquakes: How similar and how different? // *Phys. Earth Planet. Sci.* 2009. V. 173. P. 365–374.
19. *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 Int.* 2006. V. 159, P. 140-166.
20. *Galimov E.M., Krivtsov A.M.* Origin of the Moon. New Concept // *Geochemistry and Dynamics*. De Gruyter. 2012. 168 p.
21. *Garcia R.F., Gagnepain-Beyneix J., Chevrot S., Lognonné P.* Very preliminary reference Moon model // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2011. V. 188. P. 96-113.
22. *Goins N.R., Dainty A.M., Toksoz M.N.* Lunar seismology: The internal structure of the Moon // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. P. 5061-5074.
23. *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.
24. *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.
25. *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.
26. *Harada Y., Goossens S., Matsumoto K., Yan J., Ping J., Noda H., Haruyama J.* Strong tidal heating in an ultra-viscosity zone at the core-mantle boundary of the Moon // *Nature Geoscience*. 2014. Aug.7. P.1-4
27. *Hess P.C., Parmentier E.M.* A model for the thermal and chemical evolution of the Moon's interior: implications for the onset of mare volcanism // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 134. P. 501–514.

28. *Hill R.* Elastic properties of reinforced solids: some theoretical principles // *J. Mech. Phys. Solids*. 1963. P. 357-372
29. *Hirschmann M.M.* Mantle solidus: Experimental constrain and the effects of peridotite composition // *Geochem. Geophys. Geosystem*. 2000. V. 1. 2000GC000070.
30. *Hood L.L., Lin R.P., Mitchell D.L., Acuna M.H., and Binder A.B.* Initial measurements of the lunar induced magnetic moment in the geomagnetic tail using Lunar Prospector data (abstract) // *Lunar and Planetary Science XXX*, Lunar and Planetary Institute, Houston. 1999.
31. *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.
32. *Hood, L.L.* Geophysical constraints on the lunar interior. In: *Hartmann, W.K., et al. (Eds.). Origin of the Moon // Lunar Planet. Inst. Houston*. 1986. P. 361–388.
33. *Ito K., Tatsumi. Y.* Measurement of elastic wave velocities in granulite and amphibolite having identical H₂O-free bulk compositions up to 850°C at 1 GPa // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 133. P. 255–264.
34. *Jarosewich E.* Chemical analyses of meteorites: A compilation of stony and iron meteorite analyses // *Meteoritics*. 1990. V. 25. P. 323-337.
35. *Jones J.H., Delano J.W.* A three component model for the bulk composition of the Moon // *Geochim. Cosmochim.* 1989. V. 53. P. 513-527.
36. *Karato S.* Importance of anelasticity in the interpretation of seismic tomography // *Geophys. Res. Lett.* 1993. V. 20. P. 1623-1626.
37. *Keihm S.J., Langseth M.G.* Lunar thermal regime to 300 km // *Proc. 8th Lunar Sci. Conf.* 1977. P. 499-514.
38. *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.
39. *Khan A., Connolly J.A.D., Pommier A., Noir J.* Geophysical evidence for melt in the deep lunar interior and implications for lunar evolution // *J. Geophys. Res. Planets*. 2014. V. 119. P. 2197–2221. doi:10.1002/2014JE004661.
40. *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.* 2000. V. 27, P. 1591-1594.
41. *Khan A., Mosegaard K., Williams J.G., Lognonné, P.* Does the Moon possess a molten core? Probing the deep lunar interior using results from LLR and Lunar Prospector // *J. Geophys. Res.* 2004. V.109. doi:10.1029/2004JE002294.

42. *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.
43. *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.
44. *Khan A., MacLennan, J. Taylor S.R., Connolly J.A.D.* Are the Earth and the Moon compositionally alike? Inferences on lunar composition and implications for lunar origin and evolution from geophysical modeling // *J. Geophys. Res.* 2006a. V. 111, E05005. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JE002608>.
45. *Kieffer S.W.* Thermodynamics and lattice vibrations of minerals // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1979. V. 17. P. 1-59.
46. *Konopliv A.S., Park R.S., Yuan D., Asmar S.W., Watkins M.M., Williams J.G., Fahnestock E., Kruizinga G., Paik M., Strelakov D., Harvey N., Smith D.E., Zuber M.T.* The JPL lunar gravity field to spherical harmonic degree 660 from the GRAIL Primary Mission // *J. Geophys. Res.* 2013. V.118. P.1415-1434. doi:10.1002/jgre.20097.
47. *Konrad W., Spohn T.* Thermal history of the Moon: Implications for an early core dynamo and post-accretional magmatism // *Adv. Space Res.* 1997. V. 19. P. 1511-1521.
48. *Kovach R.L., Watkins J.S.* Apollo 17 seismic profiling: Probing the lunar crust // *Science.* 1973a. V. 180. P. 1063–1064 doi:10.1126/science. 180.4090.1063.
49. *Kronrod V.A., Kuskov O.L.* Chemical composition, temperature, and radius of the lunar core from geophysical evidence // *Geochem. Int.* 1997. V. 35. P. 4-12.
50. *Kronrod V.A., Kuskov O.L.* Temperature in the Moon's mantle from seismic data // *Izv. Phys. Solid Earth.* 1999. V. 35. P. 363-371.
51. *Kuskov O.L., Galimzyanov R.F.* Chemistry and physics of terrestrial planets. 1986. P. 310–361
52. *Kuskov O.L.* Constitution of the Moon: 4. Composition of the mantle from seismic data // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1997. V. 102. P. 239-257.
53. *Kuskov O.L., Belashchenko D.K.* Thermodynamic properties of Fe-S alloys from molecular dynamics modeling: Implications for the lunar fluid core // *Physics of the Earth and Planetary Inter.* 2016. V. 258. P. 43-50
54. *Kuskov O.L., Galimzyanov R.F., Truskinovsky L.M., Pil'chenko V.A.* Reliability of thermodynamic calculations of chemical and phase-equilibria at high-pressures and temperatures // *Geokhimiya.* 1983. No. 6. P. 849-871.

55. *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.
56. *Kuskov O.L., Kronrod V.A., Hood L.L.* Geochemical constraints on the seismic properties of the lunar mantle // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2002. V. 134. P. 175–189.
57. *Kuskov O.L., Kronrod V.A., Kronrod E.V.* Thermo-chemical constraints on the interior structure and composition of the lunar mantle // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2014a. V. 235. P. 84-95. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2014.07.011>.
58. *Kuskov O.L., Kronrod E.V., Kronrod V.A.* Thermo-chemical constraints on the lunar bulk composition and the structure of a three-layer mantle // *Phys. Earth Planet. Interiors* 2019. 286 (2019), 1-12 <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2018.10.011>
59. *Latham G.V., Ewing M., Press F., Sutton G., Dorman J., Nakamura Y., Toksös N., Duennebier F., and Lammlein D.* Passive seismic experiment // In *Apollo 12 Preliminary Science Report*, NASA SP-235. 1971. P. 133-162
60. *Lognonné P.* Planetary seismology // *Annu. Rev. Earth Planet.* 2005. V. 33. P. 571–604.
61. *Lognonné P., Johnson C.L.* Planetary seismology. *Treatise on Geophysics, Planets and Moons* // Elsevier. 2007. V. 10. P. 69-122.
62. *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 Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 211. P. 27-44.
63. *Longhi J.* Petrogenesis of Picritic Mare Magmas: Constraints on the Extent of Early Lunar Differentiation // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2006. V. 70. P. 5919-5934.
64. *McDonough W.F.* Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 101. P. 1-18.
65. *McDonough W.F., Sun S.-s.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223- 253.
66. *Meier M.M.M., Reufer A., Wieler R.* On the origin and composition of Theia: Constraints from new models of the Giant Impact // *Icarus.* 2014. V. 242. P. 316–328.
67. *Morgan J.W., Hertogen J., Anders E.* The Moon: composition determined by nebula processes // *Moon and Planets.* 1978. V. 18. P. 465-478.
68. *Nakamura Y.* Seismic velocity structure of the lunar mantle // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. P. 677-686.
69. *Nakamura Y., Koyama J.* Seismic Q of the lunar upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1982. V. 87. P. 4855-4861.

70. *Nakamura Y.* Farside deep moonquakes and deep interior of the Moon // *Journal of Geophysical Research Planets*. 2005. 110, doi:10.1029/2004JE002332.
71. *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.
72. *Rasmussen K.L., Warren P.H.* Megaregolith thickness, heat flow, and the bulk composition of the Moon // *Nature*. 1985. V. 313. P. 121–124.
73. *Ringwood A.E.* // *The Moon*. 1977. V. 16. P. 389-423.
74. *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.
75. *Ringwood A.E., Essene E.* Petrogenesis of Apollo 11 basalts, internal constitution and origin of the Moon // *Proc. Apollo 11th Lunar Sci. Conf.* 1970. V. 1. P. 769-799.
76. *Ringwood, A. E.* *Origin of the Earth and Moon* // Springer. New York. 1979.
77. *Saito Y., Tanaka S., Takita J., Horai K., Hagermann A.* Lost Apollo heat flow data suggests a different bulk lunar composition // *37th Lunar Planet. Sci. Conf.* 2007. Abstract № 2197.
78. *Sambridge M., Mosegaard K.* Monte Carlo methods in geophysical inverse problems // *Reviews of Geophysics*. 2002. V. 40, 3. September 2002. 1-29.
79. *Saxena S.K. and Chatterjee N.* Thermochemical data on mineral phases: The system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *J. Petrology*. 1986. V. 27. P. 827-842.
80. *Saxena S.K. and Eriksson G.* Theoretical computation of mineral assemblages in pyrolite and lherzolite // *J.Petrol.* 1983. V.24. P. 538-555
81. *Saxena S.K. and Eriksson G.* Chemistry of the formation of the terrestrial planets // In: S.K. Saxena (Editor), *Chemistry and Physics of Terrestrial Planets. Advances of Physical Geochemistry*. 1986. V. 6. Springer-Verlag, New-York, P. 30-105.
82. *Saxena S.K.* Planetary phase equilibria: application to formation of Earth, Venus and Mercury // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1981. V. 45. P. 813-820.
83. *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 // *New Views Moon Rev. Mineral. Geochem.* V. 2006. V. 60. P. 365–518.
84. *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.

85. *Smith W.R. and Missen R.W.* Chemical reaction equilibrium analysis: Theory and algorithms // Wiley-Interscience, New York. 1982. Reprinted with corrections, Krieger, Malabar, FL. 1991
86. *Snyder G.A., Taylor L.A., Neal C.R.* A chemical model for generating the source of mare basalts: Combined equilibrium and fractional crystallization of the lunar magmasphere // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1992. V. 56. P. 3809-3823.
87. *Taylor G.J., Wieczorek M.A.* Lunar bulk chemical composition: a post-Gravity Recovery and Interior Laboratory reassessment // *Phil. Trans. R. Soc. A.* 2014. V. 372. 20130242. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2013.0242>.
88. *Taylor R.* The Moon // *Acta Geochim.* 2016. V. 35. P. 1–13. doi: 10.1007/s11631-015-0080-4.
89. *Taylor S.R., Taylor G.J., Taylor L.A.* The Moon: A Taylor perspective // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2006. V. 70. P. 594-5918.
90. *Taylor S.R.* Planetary Science: A Lunar Perspective // Houston. TX. LPI. 1982. P. 481.
91. *Taylor S.R.* The origin of the Moon: geochemical consideration // In: W.K. Hartmann, R.J. Phillips and G.J. Taylor (Editors), *Origin of the Moon*. Lunar and Planetary Institute, Houston, TX. 1986. P. 125-144.
92. *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. Cosmochim. Acta.* 2009. V. 73. P. 820–836.
93. *Thomsen L.* Theoretical foundations of equations of state for the terrestrial planets // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1977. V. 5. P. 491-513.
94. *Toksöz M.N., Hsui A.T., Johnston D.H.* Thermal evolutions of the terrestrial planets // *Moon and Planets.* 1978. V. 18. P. 281-320.
95. *Voigt W.* “Lehrbuch Der Kristallphysik”, B.G. Teubner, Leipzig, Germany. 1928.
96. *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.
97. *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.
98. *Warren P.H.* ‘New’ lunar meteorites: implications for composition of the global lunar surface, lunar crust, and the bulk Moon // *Meteorit. Planet. Sci.* 2005. V. 40. P. 477–506. doi:10.1111/j.1945-5100.2005.tb00395.x.
99. *Watt J.P., Davies G.F., O’Connell R.J.* Elastic properties of composite materials // *Reviews of Geophysics and Space Physics.* 1976. V. 14. P. 541–563.

100. 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.
101. 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.
102. 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.
103. Williams J.G., Boggs D.H., Ratcliff J.T. Lunar moment of inertia, Love number and core // *Proc. 43rd Lunar Planet. Sci. Conference*. 2012. 2230. pdf.
104. 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.
105. Williams J. G., Konopliv A.S., Boggs D.H., Park R.S., Yuan D.-N., Lemoine F.G., Goossens S., Zuber M.T. Lunar interior properties from the GRAIL mission, *J. Geophys. Res.* 2014. V. 119. 1546. doi: 10.1002/2013JE004559
106. Yan J., Goossens S., Matsumoto K., et al. CEGM02: An improved lunar gravity model using Chang'E-1 orbital tracking data // *Planet. Space Sci.* 2012. V.62. P.1–9. doi:10.1016/j.pss. 2011.11.010.
107. Yan J., Zhong Z., Li F., et al. Comparison analysis on the 150x150 lunar gravity field models by gravity/topography admittance, correlation and precision orbit determination // *Advances Space Res.* 2013. V.52. P.512–520.
108. 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 coresolidification // *J. Geophys. Res. Planets*. 2013. V. 118. P. 1789–1804. doi:10.1002/jgre.20121.
109. Ziethe R., Seiferlin K., Hiesinger H. Duration and extent of lunar volcanism: Comparison of 3D convection models to mare basalt ages // *Planet. Space Sci.* 2009. V. 57. P. 784–796.
110. Альтишулер Л.В. Применение ударных волн в физике высоких давлений // *Успехи физ. наук*. 1965. Т. 85. С. 199–258.
111. Борн Б., Хуань Кунь. Динамическая теория кристаллических решеток // М.: Изд-во иностран. Литер. 1958. 488 с.
112. Бурмин В. Строение Земли и Луны по сейсмическим данным // *Palmarium Academic Publ.* 2012.

113. *Бушман А.В., Фортон В.Е.* Модели уравнения состояния веществ // Успехи физ. наук. 1983. Т. 140. С. 177–232.
114. *Вегенер А.* Происхождение Луны и ее кратеров // М.: ГИЗ. 1923. 48 с.
115. *Виноградов А.П.* Дифференциация вещества Луны // Космохимия Луны и планет / Под ред. А.П. Виноградова. М.: Наука. 1975. С. 5-28.
116. *Галимов Э.М.* О происхождении вещества Луны // Геохимия. 2004. № 7. С. 691–706.
117. *Галимов Э.М.* Современное состояние проблемы происхождения системы Земля-Луна // Проблемы зарождения и эволюции биосферы / Ред. Галимов Э.М. М.: Изд. ЛИБРОКОМ, 2008. С. 213-222.
118. *Галимов Э.М.* Образование Луны и Земли из общего супрапланетного газопылевого сгущения (доклад на XIX всеросс. симпозиуме по геохимии изотопов 16 ноября 2010 г.) // Геохимия. 2011. № 6. С. 563-580.
119. *Геря Т.В., Подлесский К.К., Перчук Л.Л. и др.* Уравнение состояния минералов для петрологических баз термодинамических данных // Петрология. 1998. Т. 6. С. 563-578.
120. *Гудкова Т.В., Раевский С.Н.* О структуре собственных колебаний Луны // Астроном. Вестн. 2013. Т.47. С. 13-20.
121. *Дайел П., Паркин К., Дейли В.* В кн. Космохимия Луны и планет / Ред. Виноградов А.П. М.: Наука, 1975. С. 323-340.
122. *Данциг Д.* Линейное программирование, его применения и обобщения // М.: Прогресс. 1966
123. *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.
124. *Додд Р.Т.* Метеориты. // М.: Мир. 1986. 384 с.
125. *Дорогокупец П.И.* Уравнение состояния и согласованные термодинамические функции минералов // Петрология. 2001. Т. 9. С. 612–622.
126. *Жарков В.Н., Калинин В.А.* Уравнения состояния твердых тел при высоких давлениях и температурах. // М.: Наука. 1968. 312 с.
127. *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
128. *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. (Kronrod V. A., Kronrod E. V., Kuskov O. L. 2014. Constraints on the Thermal Regime and Uranium Content in the Moon: Evidence from Seismic Data. Doklady Earth Sciences. V. 455, Part 2, pp. 485–489.)

129. *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
130. *Кронрод В.А., Кусков О.Л.* Определение химического состава, температуры и радиуса ядра Луны по геофизическим данным // *Геохимия*. 1997. № 2. С. 134–142
131. *Кронрод Е.В., Кронрод В.А., Кусков О.Л.* Ограничения на тепловой режим и содержание урана в Луне для модели магматического океана с условиями частичного плавления мантийного вещества в окрестности ядра // В сб. *Иссл. Солн. Систем / к 80-летию М.Я. Марова*, ИКИ. 2015
132. *Кронрод Е.В., Кронрод В.А., Кусков О.Л., Нефедьев Ю.А.* Геохимические ограничения на валовый состав Луны // *Доклады Академии Наук*, 2018, Т. 483, № 3. DOI: 10.1134/S1028334X18110211
133. *Кусков О.Л., Кронрод В.А., Кронрод Е.В.* Тестирование референцмодели луны по отношению к термальному режиму и химическому составу мантии: термодинамика против сейсмологии // *Физика Земли*. 2016. № 3, С. 10–18.
134. *Кусков О.Л., Галимзянов Р.Ф., Калинин В.А. и др.* Построение термического уравнения состояния твердых фаз (периклаз, коэсит, стишовит) по их модулям сжатия и расчет фазового равновесия коэсит-стишовит // *Геохимия*, 1982. № 7. С. 984–1001.
135. *Кусков О.Л., Галимзянов Р.Ф., Трускиновский Л.М., Пильченко В.А.* Достоверность термодинамических расчетов химических и фазовых равновесий при сверхвысоких давлениях // *Геохимия* 1983. № 6. 849–871.
136. *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.
137. *Кусков О.Л., Кронрод В.А.* Геохимические ограничения на модели состава и теплового режима Луны по сейсмическим данным // *Физика Земли*. 2009. № 9. С. 25–40
138. *Кусков О.Л., Кронрод В.А.* Модель химической дифференциации Луны // *Петрология*. 1998. Т. 6, С. 615–633
139. *Кусков О.Л., Кронрод Е.В., Кронрод В.А.* Геохимические ограничения на «холодные» и «горячие» модели внутреннего строения Луны: 1. Состав трехслойной мантии // *Астрономический Вестник*, 2019, том 53, № 2, с. 83–98.
140. *Кусков О.Л., Кронрод Е.В., Кронрод В.А.* Влияние термального состояния на химический состав мантии и размеры ядра Луны // *Геохимия*, 2019, № 6.

141. *Лейбфрид Г., Людвиг В.* Теория ангармонических эффектов в кристаллах // М.: Изд-во Иностран. Лит-ры. 1963. 232 с.
142. *Назаров М.А., Аранович Л.Я., Демидова С.И., Нтафлос Т., Брандштеттер Ф.* Аллюмоэнтатиты лунных метеоритов и глубинные породы Луны // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 14–26.
143. *Паньков В., Ульман В., Хайнрих Р., Краке Д.* Термодинамика глубинных геофизических сред // Росс. Ж. Наук о Земле. 1998. Т. 1. С. 13-52.
144. *Печерникова Г.В.* О зоне питания растущей планеты и проблемы образования Луны // Динамические процессы в геосферах, 2014. Вып. 6. С. 154-162
145. *Поляков В.Б., Кусков О.Л.* Самосогласованная модель для расчета термоупругих и калорических свойств минералов // Геохимия. 1994. № 7, с. 1096
146. *Рейсленд Дж.* Физика фононов // М.: Мир. 1975. 365 с.
147. *Рингвуд А. Е.* Происхождение Земли и Луны : пер. с англ. / А. Е. Рингвуд // Москва : Недра. 1982. 293 с
148. *Тихонов А.Н., Арсенин В.Я.* Методы решения некорректных задач // Наука. 1974. 224 стр.
149. *Урусов В.С., Еремин Н.Н.* Атомистическое компьютерное моделирование структуры и свойств неорганических кристаллов и минералов, их дефектов и твердых растворов // М.: ГЕОС. 2012. 428 с.