

## РОДИТЕЛЬСКИЕ МАГМЫ ЛУННЫХ ТРОКТОЛИТОВ: ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ И ОЦЕНКИ ИСХОДНОГО СОСТАВА

© 2007 г. А. А. Арискин

\*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН

119991 Москва, ул. Косыгина 19

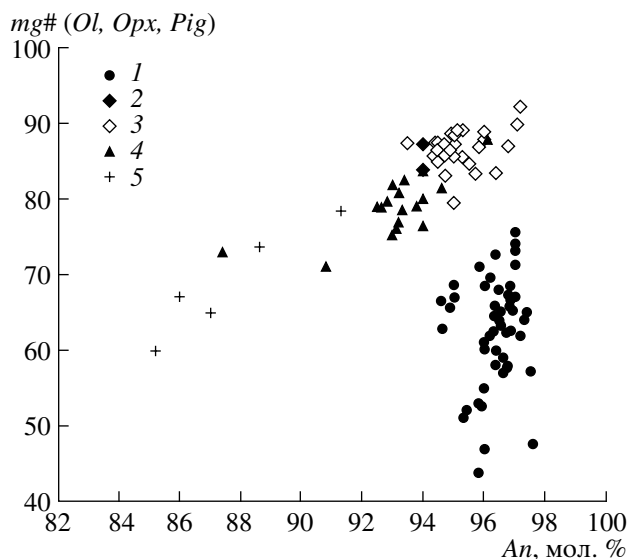
Поступила в редакцию 25.11.2005 г.

Представлен обзор гипотез ранней магматической дифференциации Луны и петрогенетических процессов, ответственных за формирование родительских магм магнезиальной свиты материковой коры. Обсуждается важная роль гибридизации первичных магм, связанной с преобразованием продуктов плавления и дифференциации субхондритовой мантии за счет ассимиляции анортозитов. Предполагается, что эти процессы протекали одновременно с консолидацией анортозитовой коры и привели к образованию высокомагнезиальных магм, явившихся источником троктолитов, норитов и габброноритов. При помощи скорректированной версии модели МЕТЕОМОД проведены расчеты, позволяющие оценить состав примитивных троктолитовых расплавов, отвечающих равновесию с оливином  $Fo_{88}$  и  $Fo_{91}$ . Различия в химизме модельных расплавов интерпретируются с учетом вариаций температуры и состава первичных магнезиальных жидкостей, которые ассимилировали близкий по составу полевошпатовый материал. Полученные данные могут быть использованы для построения и исследования термохимической модели ассимиляции, включающей данные о составе, теплоемкости и теплотах фазовых переходов для реагентов и продуктов кристаллизации, сопровождающей частичное растворение анортозитов в высокотемпературных магмах.

Проблемы интерпретации внутреннего строения Луны связаны с оценкой среднего состава планетного тела и его главных оболочек, выяснением механизмов и условий дифференциации недр, а также специфики формирования геохимических резервуаров, отвечающих источникам материковых и морских магматических пород. Особое место в этом ряду занимают вопросы формирования первичной лунной коры, образование которой может иметь аналогии с процессами, протекавшими на ранних стадиях дифференциации Земли [1, 2]. Принято считать, что средняя мощность современной лунной коры составляет ~60 км на видимой стороне Луны и может превышать 100 км на обратной стороне [3]. Эти оценки основаны на геофизических и гравиметрических моделях, использованных в 70-е годы. В последнее время наметилась тенденция пересмотра сейсмических данных миссии Аполлон и понижения границы кора–мантия до 45–30 км [4, 5]. В любом случае относительный объем лунной коры не превышает 8–10% от общего объема Луны. Строение коры по латерали и вертикали неоднородно. Породы поверхности представляют брекчированный материал древних материковых областей и базальты более молодых морских бассейнов (в соотношении площадей ~83/17). С учетом глубины заполненных базальтовыми лавами депрессий относительный вклад “морского компонента” в общую массу коры не превышает 1% [6].

В вертикальном разрезе традиционно выделяют “верхнюю” и “нижнюю” кору [7]. Такое разделение базируется на комбинации результатов петрологических исследований с данными геологических и геофизических наблюдений. Широкая распространенность основного плагиоклаза ( $An_{96-99}$ , вплоть до мономинеральных анортозитов) в полимиктовых брекчиях, пристинных образцах и реголите из материковых мест посадок спускаемых аппаратов явилась основанием для вывода об “анортозитовом” составе лунных плато и гористых областей, в составе которых преобладают полевошпатовые породы с содержанием 26–28 мас. %  $Al_2O_3$  [7, 8]. С определенными оговорками этот состав приписывают всей зоне трещиноватости и брекчирования пород, которая распространяется до глубин около 20 км и отождествляется с верхней корой Луны [9, 10]. Представления о составе нижней коры дают результаты изучения материала выбросов из крупных кратеров. Эти данные указывают на менее глиноземистый состав (~20%  $Al_2O_3$ , напр. [11]) и увеличение количества пироксена по направлению к границе кора–мантия.

Результаты дистанционного зондирования при выполнении миссии Клементины внесли дополнительную коррекцию в представленные оценки [12]. Анализ мультиспектральных изображений центральных гор из 109 крупных ударных кратеров (диаметром 40–180 км) позволил детализировать минеральный состав пород в интервале глубин ~5–30 км (под материками) и ~25–55 км



**Рис. 1.** Бимодальность составов плагиоклаза и фемических минералов в ферроанортозитах и породах магнезиальной плутонической свиты материковой коры Луны. График построен для пристинных образцов массой  $>0.1$  г [16]: 1 – ферроанортозиты ( $>95\%$  An в плагиоклазе); магнезиальная свита ( $>85\%$  An в плагиоклазе); 2 – дунит, 3 – троктолиты ( $mg\# > 80$ ), 4 – нориты ( $mg\# > 75$ ), 5 – габбронориты ( $mg\# > 60$ ).

(под морскими бассейнами). По этим данным состав верхней коры оказался еще более анортозитовым (в среднем  $82\%$  модального плагиоклаза), что отвечает содержанию  $27\text{--}29$  мас. %  $Al_2O_3$ . Материал нижней коры также свидетельствует о повышенной степени накопления плагиоклаза ( $71\text{--}75\%$ ) на глубинах более  $20$  км. Таким образом, средний состав лунной коры отвечает гипотетическому анортозитовому нориту, содержащему от  $18\text{--}20\%$  [7, 11] до  $27\text{--}28\%$  [12] глинозема. Реальное разнообразие материковых пород включает несколько групп, различающихся по минералогическим, петрохимическим и геохимическим параметрам.

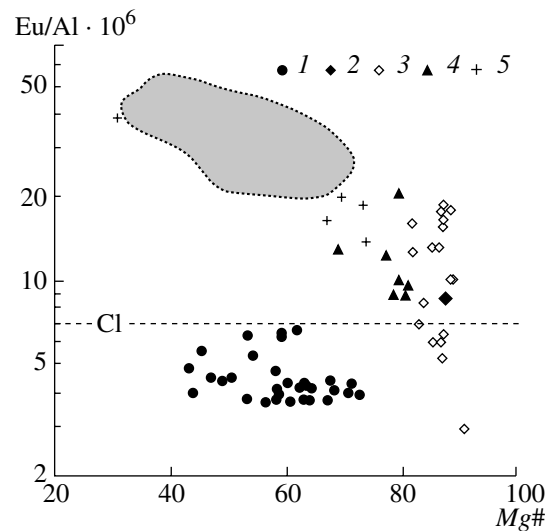
Выделение этих групп зависит от цели исследований и масштаба наблюдений [13]. Дело в том, что доставленный на Землю каменный материал не несет признаков геологических тел размером в километры или хотя бы десятки метров и представляет “разнокалиберные” фрагменты мегареолита. Некоторые образцы характеризуют отдельные глыбы или включения пород метрового размера в мегабрекчиях. На другом конце этого диапазона – микрофрагменты миллиметрового масштаба и тонкая фракция реолита. Эта ситуация осложнена присутствием ударно переплавленных смесей пород, продуктов их кристаллизации и дезинтеграции. Подобные процессы носили масштабный характер и являлись важным элементом переработки материала верхней коры на протяжении всей истории ее формирования [14].

Таким образом, проблема разграничения фрагментов пород эндогенного происхождения от продуктов ударного смешения и плавления представляет сложную задачу, которую не всегда удастся решить однозначно. В качестве главного критерия для выделения пород, неконтаминированных материалом ударника, было предложено использовать низкие содержания сидерофильных элементов – на уровне не более  $3 \times 10^{-4}$  CI [15]. Дополнительно использовались структурно-петрографические, изотопные и некоторые другие характеристики. В результате этих работ был представлен список из 260 пристинных (*pristine*) образцов и фрагментов, которые с высокой вероятностью имеют первично-магматическое происхождение и не несут признаков значимой контаминации или плавления исходного материала [16]. Большинство этих фрагментов имеют малый размер: среди образцов с высоким коэффициентом “пристинности”  $7\text{--}9$  только 46 имеют массу более  $1$  г [13].

Главная особенность этой выборки – отчетливая бимодальность, которая проявлена на диаграмме состав плагиоклаза (% An) – магнезиальность фемических минералов ( $mg\#$ ), рис. 1. Это график построен по данным [16] для образцов массой более  $0.1$  г. Контрастность пород лунной коры выражается в наличии двух главных совокупностей, представленных: (1) вертикальным трендом магнезиальности пироксенов ( $42 < mg\# < 75$ ) в узком диапазоне основности плагиоклаза ( $96\text{--}99\%$  An) и (2) трендом нормальной кристаллизационной эволюции, характеризующейся сопряженными изменениями состава минералов. Эти композиционные соотношения коррелируют с модалным составом пристинных образцов: первую группу составляют ферроанортозиты, содержащие как правило более  $95\%$  плагиоклаза (FAS), а вторую – породы магнезиальной свиты (HMS). На раннем этапе петрологических исследований в Mg-свиту включали дуниты, троктолиты, нориты и габбронориты. В последующем к этой внепространственной “магматической серии” стали относить более редкие и легкоплавкие продукты эволюции корового магматизма, включая анортозиты, нориты, габброиды и монцодиориты так называемой “щелочной свиты” – HAS, а также некоторые глиноземистые и KREEP-базальты [13]. Петрологическая обоснованность подобного объединения не является бесспорной. В частности, Ширер и Флосс [17] подчеркивают, что породы HMS и HAS представляют кумулаты различных родительских магм, генетические соотношения которых не вполне ясны. Не меньше вопросов вызывает природа KREEP-материала и высокоглиноземистого вулканизма лунных материков, который может являться эффузивным аналогом плутонических комплексов HMS или HAS типа.

Результаты изотопно-геохимических исследований показали, что высокомагнезиальные члены плутонической свиты (дунит 72415–18, некоторые нориты и троктолиты) и большинство ферроанортозитов представляют наиболее древнее вещество лунной коры. По данным изучения Rb-Sr и Sm-Nd систематики установлены близкие возраста кристаллизации этих пород 4.4–4.56 млрд. лет назад [18]. Определенно, что в этот период исходные магмы троктолит-габброноритовых плутонов формировались параллельно образованию верхней части лунной коры, причем отдельные образцы обедненных легкими РЗЭ анортозитов имеют относительно молодой возраст –  $4.29 \pm 0.06$  млрд. лет, указывающий на продолжительный процесс материкового корообразования [19]. На интервал 4.4–4.5 млрд. лет приходится также формирование геохимического резервуара KREEP-компонента и мантийного источника морских базальтов (по Hf-W систематике [20]). Таким образом, образование верхнемантийных и коровых источников магматических пород Луны произошло достаточно быстро, возможно в течение первых 40–100 млн. лет лунной истории [21]. При этом не прослеживается явных указаний на химическую хронологию событий. Напротив, можно предполагать, что образование главных типов материковых пород и бимодальности соответствующих минералогических характеристик (рис. 1) протекало практически одновременно – на фоне сопряженных процессов консолидации, деструкции и интрудирования анортозитовой коры мафическими плутонами.

Эти соображения подводят к выводу о возможности оценки составов наиболее ранних и примитивных родительских магм первичной лунной коры и тестирования моделей валового состава их возможного источника (недифференцированной лунной мантии или кумулатов из океана магмы). Поиск исходных расплавов предполагает выбор материковых пород, отвечающих древним возрастам кристаллизации и петролого-геохимическим критериям примитивности магм, из которых они образовались. Очевидным кандидатом на эту роль являются наименее железистые ферроанортозиты (рис. 1) и высокомагнезиальные плутонические породы, включающие известные образцы дунита [22, 23] и представительную группу пристинных троктолитов [3, 13, 16]. Генетическая информативность анортозитов обусловлена субхондритовыми соотношениями плагиофильных элементов – Ga, Eu и Al (рис. 2) и преобладающей распространенностью в составе древней лунной коры [10, 21]. Петрологическую проблему представляет высокая железистость этих полевошпатовых пород, проявленная в отсутствии фемических минералов с  $mg\# > 75$  (рис. 1). Эта ситуация требует построения и исследования схем дифференциации, допускающих одновременное суще-

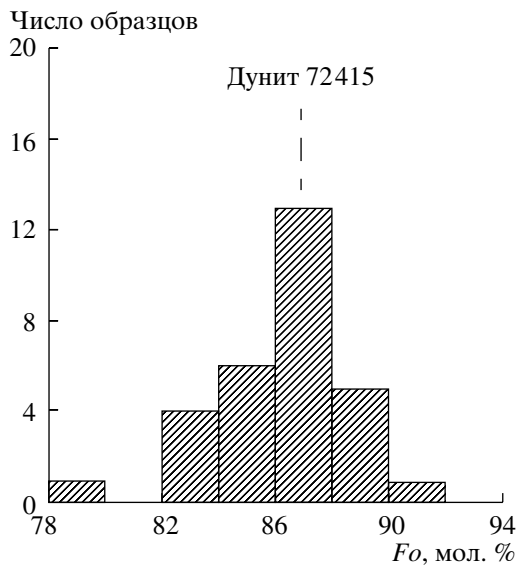


**Рис. 2.** Зависимость Eu/Al отношения от магнезиальности пристинных материковых пород (по данным [24] с изменениями) 1 – ферроанортозиты; породы магнезиальной свиты: 2 – дунит, 3 – троктолиты, 4 – нориты, 5 – габбронориты. Заштрихованное поле включает составы монцодиоритов и KREEP-базальтов.

ствование относительно примитивных и производных расплавов (см. ниже).

#### СХЕМЫ РАННЕЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ЛУНЫ И ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ТРОКТОЛИТОВЫХ МАГМ

Для большинства троктолитов также характерны субхондритовые соотношения плагиофильных элементов, при этом они представляют наиболее магнезиальный материал материковой коры (рис. 2). Об этом свидетельствует не столько отношение  $Mg/(Mg + Fe)$  в породах (оно отражает степень аккумуляции фемических минералов), а высокое содержание  $Fo$ -компонента в оливине. На рис. 3 приведена гистограмма составов оливина из 30 пристинных троктолитов, построенная по данным [16] для образцов массой  $>0.1$  г с содержанием модалного плагиоклаза  $<95\%$ . Этот график свидетельствует, что 18 троктолитов содержат оливин состава 87–90 мол. %  $Fo$  (в шпинелевом троктолите установлено 92%  $Fo$ ). Такая обогащенность форстеритом показывает, что исходные магмы троктолитов отвечают главному критерию примитивности в плане возможной связи с субхондритовым или дифференцированным мантийным источником. В то же время, высокая магнезиальность оливина в этих породах представляет серьезную проблему лунной петрологии [25]. Дело в том, что предложенные схемы ранней магматической дифференциации Луны предполагают относительно позднюю кристаллизацию плагиоклаза из обогащенных железом



**Рис. 3.** Гистограмма содержания Fo в оливине из высокомагнезиальных троктолитов. Из 38 пристинных троктолитов выбрано 35 образцов массой >0.1 г [16]; на графике показаны данные для 30 образцов, для которых имеется информация о составе оливина.

продуктов эволюции первичных магм. При этом главным котектическим минералом в анортозитах является не магнезиальный оливин<sup>1</sup>, а гиперстен и (в более железистых разностях) пижонит. Это накладывает серьезные ограничения на возможную природу троктолитовых магм, которые не могут являться продуктом прямого плавления лунной мантии, поскольку поля стабильности оливина и плагиоклаза в хондритовых системах при низких давлениях разделяет появление ортопироксена [24]. Не менее проблематична геохимическая специфика лунных троктолитов, которые несут признаки заметного обогащения редкоземельными элементами (примерно на порядок относительно анортозитов) – как полагают, вследствие некоторой контаминации KREEP-компонентом [20, 24]. Эти противоречия с составом возможного хондритового (?) источника явились основанием для нескольких гипотез, допускающих гибридную природу троктолитовых магм, см. обзор [10]. Оценка значимости этих петрологических схем менялась по мере эволюции представлений о ранней магматической дифференциации Луны. При этом отправной точкой является постулат о полном или частичном плавлении лунной мантии с образованием в верхней оболочке (1) зоны расплава в форме “океана магмы” (ЛМО), (2) глобальной “магмосферы”, допускающей значительные вариации количества жидкости по глубине, или (3) ло-

<sup>1</sup> В выборке образцов пристинных анортозитов массой более 1 г обнаружено два нетипичных фрагмента (62236 и 62237) с повышенным содержанием  $\sim F_{060}$  [13].

кальных очагов, разделенных участками недифференцированного мантийного материала.

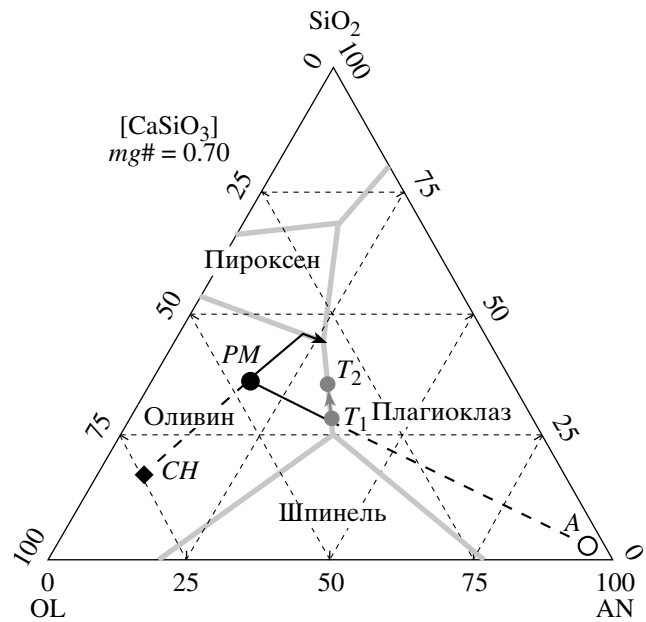
Масштабы и продолжительность плавления лунного вещества определяются запасом внутреннего тепла и наличием внешних источников нагрева. Большинство исследователей полагают, что главным генератором тепла явилась кинетическая энергия аккреции, выделяющаяся в процессе формирования планетного тела. Ключевой вопрос касается размера ударников и скорости процесса. Полное плавление лунных недр на глубину в сотни километров требует быстрой ( $10^6$ – $10^8$  лет) аккреции тел размером не менее 40 км [28]. Схемы относительно медленного и низкоэнергетического аккреционного процесса приводят к моделям магмосферы [29, 30] или множества отдельных очагов и интрузивных камер, характеризующих развитие так называемого “сериального” магматизма [31, 32]. Здесь можно заметить, что неполное плавление силикатной оболочки при образовании мощного (сотни км) океана магмы также предполагает гетерогенность значительного объема лунной мантии, которая должна представлять переходный слой с умеренной и низкой степенью плавления примитивного вещества.

Петрологический аспект предложенных схем плавления включает разработку моделей дифференциации ЛМО или магмосферы, которые приводят к образованию анортозитовой коры и главных геохимических резервуаров, отвечающих источникам пород Mg-свиты, KREEP, низко-Ti и высоко-Ti морских базальтов. При этом подчеркивается необходимость учитывать фазовую и химическую последовательность формирования дифференциатов, определяющих первичную вертикальную расслоенность коры и мантии, а также вероятную хронологию событий [28, 33–35]. Принципиальный момент развития этих моделей связан с анализом гравитационной устойчивости продуктов дифференциации, формирующих стратиграфическую последовательность кумулатов. В частности, обращалось внимание на то, что формирование более плотных фаз, включающих железистые силикаты, ильменит и обогащенный FeO расплав, на средних и заключительных стадиях кристаллизации ЛМО может вызвать глобальный “переворот” (*overtun*) гетерофазовой системы с поступлением примитивных магнезиальных компонентов в верхние горизонты мантии, напр. [36]. Эта идея нашла множество сторонников среди геохимиков, поскольку процессы встречного перемещения начальных и “продвинутых” продуктов кристаллизации обеспечивают естественный механизм смешения первичных геохимических резервуаров, а также потенциальный источник тепла для плавления гибридизированных кумулатов и формирования источника морских базальтов [35, 37]. По оценкам Спера [34] процесс конвективного перемешивания лунных недр и

формирования гибридных резервуаров охватывал период около 200 млн. лет.

Среди представленных выше (по сути качественных) схем ранней лунной дифференциации выделяется ЭВМ-модель, разработанная М.Я. Френкелем, который впервые предпринял попытку совместного решения задачи остывания постааккреционной Луны, динамики зарождения и дифференциации зон мантийного плавления с образованием главных петрологических и геохимических резервуаров лунного вещества [30, 38]. При этом допускается возникновение глобальной сферы частичного плавления лунной мантии, включающей относительно короткоживущий океан магмы (более 90% расплава) и подстилающую гетерофазовую зону с содержанием порового расплава более 5%. Уникальность модели состоит в том, что частичное плавление в нижней части магмогенерирующей системы сопряжено во времени с процессами остывания и кристаллизации протокоры. Это предполагает, что анортозитовый материал и комплементарные системы базит-гипербазитового состава формировались одновременно – камень преткновения для многих моделей, основанных на последовательной кристаллизации океана магмы. Основным механизмом дифференциации лунных недр при этом выступает инфильтрационный метасоматоз, связанный с компакцией кумулатов, миграцией межзерновой жидкости и переуравновешиванием примитивных расплавов с продуктами дифференциации на верхних уровнях. Фактически эту модель можно рассматривать как еще один сценарий формирования анортозитовой коры и гибридации “первичных кумулатов” [30].

С учетом этих гипотез выделяются три схемы образования примитивных магм магнезиальной свиты, которые могут представлять: (1) продукты кристаллизации ЛМО, (2) контаминированные системы, формирующиеся при ассимиляции анортозитов частичными расплавами примитивной мантии [24], и (3) результат переработки полевошпатовой коры ударными расплавами, образованными при плавлении субхондритового ударника [39] или ранних оливиновых кумулатов [25]. Выше отмечалось, что концепция океана магмы встречает непреодолимые трудности при попытках вывести троктолиты (*Ol-Pl* котектики) из примитивной системы с близкими к хондритам характеристиками, см. рис. 4. К этому можно добавить, что высокая магнезиальность троктолитовых магм (рис. 3) несовместима с продолжительной кристаллизацией оливина, которая приводит к образованию глиноземистых (котектических) расплавов с повышенным отношением  $FeO/MgO$ . Гипотезы ассимиляции и ударно-магматического воздействия представляют модели, которые могут “привести”



**Рис. 4.** Схема возможных генетических соотношений между главными продуктами магматической дифференциации Луны. Фазовые границы в системе OL-AN-SiO<sub>2</sub> даны по результатам [26, 27]. Фигуративные точки: *PM* – примитивный высокомагнезиальный расплав, который является продуктом плавления хондритовой мантии (*CH*) или кристаллизации океана магмы; *A* – анортозитовая кора; составы троктолитовых магм: *T*<sub>1</sub> – образованных путем смешения расплавов *PM* и *A*; *T*<sub>2</sub> – в результате ассимиляции примитивным расплавом анортозитовой коры. Направление линии *CH-PM* указывает последовательность кристаллизации хондритовой магмы: *Ol* → *Ol* + *Orx* → *Ol* + *Orx* + *Pl*. Проецирование по методу [26] из вершины нормативного волластонита ( $CaSiO_3$ ).

конечный продукт гибридации на оливин-плагиоклазовую котектику при сохранении высокого значения *mg#* характерного для магнезиального источника [24, 25, 39], рис. 4. Топология диаграммы OL-AN-SiO<sub>2</sub> показывает, что это можно сделать путем добавления к примитивному компоненту *PM* определенного количества обогащенного анортитом вещества, которое аппроксимирует состав анортозитовой коры (точка *A*). Принципиальные расхождения касаются природы исходного высокомагнезиального материала и механизма переработки коры.

Менее вероятной представляется схема Тэйлора [39], в которой предполагается, что состав испытывавшего полное плавление ударника отвечал среднему составу Луны. При критике этих представлений Хесс [25] обратил внимание на два момента. Во-первых, ударное плавление с варьирующими пропорциями материала коры и ударника предполагает формирование непрерывного спектра производных расплавов, в котором нет места

бимодальности характеристик анортозитов и гибридных троктолитовых магм (рис. 1 и 2). Во-вторых, известно, что отношение массы ударника к массе расплава редко превышает 10%, что ставит под сомнение возможность доминирования в гибридных продуктах оливиновой литологии и состава ( $mg\#$ ) субхондритового вещества. Кроме того, данные Клементины показывают, что образование бассейнов троктолитовой жидкости вряд ли могло носить характер случайного, а значит равновероятного (повсеместного) процесса, поскольку только 6 из 65 крупных материковых кратеров несут значимые признаки мафического материала [12]. Распределение неанортозитовых выбросов, слагающих центральные горки кратеров, скорее совместимо с концепцией спорадического интродуирования лунной коры высокомагнезиальными магмами, образованными в эндогенных условиях.

Вопрос о составе эндогенных пикрит-базальтовых магм и ведущем механизме их гибридизации остается открытым. По мнению [25] в этой роли выступали расплавы оливиновых кумулатов их верхних подкорковых уровней, которые испытывали механическое смешение с продуктами ударного плавления анортозитовой коры. Такая схема обеспечивает сохранение примитивного отношения  $MgO/(MgO + FeO)$  в гибридизированных магмах, но требует высокой степени плавления коровых и мантийных материалов. Уоррен [24] также склоняется в пользу термохимического воздействия высокомагнезиальных магм, полагая, что они формировались в магмосфере при частичном плавлении недифференцированной мантии. Процесс гибридизации в этом случае протекал в форме ассимиляции “горячей” но твердой анортозитовой коры высокотемпературными хондритовыми расплавами.

Проблема состоит в том, что магматическая ассимиляция не является простым “сложением” двух или более компонентов и совсем не обязательно приводит к образованию котектического ( $Ol + Pl$ ) расплава  $T_1$ , лежащего на линии смешения  $PM-A$  (рис. 4). В действительности надо учитывать, что температура магнезиального расплава по определению должна превышать температуру ассимилянта. Это является необходимым условием, которое обеспечивает растворение полевошпатового компонента за счет частичной кристаллизации исходной жидкости на фоне общего охлаждения гибридной системы [40]. Таким образом, процесс ассимиляции должен сопровождаться фазовыми превращениями, включающими растворение части анортозитового материала, кристаллизацию определенного количества оливина и формирование котектического расплава, имеющего пониженную магнезиальность относи-

тельно источника (точка  $T_2$ ). Очевидно, что величина этого сдвига составов  $T_1 \rightarrow T_2$  определяются количеством и температурой ассимилянта – чем больше растворилось относительно холодного компонента, тем сильнее охлаждение системы и выше пропорция кристаллизации оливина. Последовательный анализ этих вопросов предполагает комплексное решение задачи, включая полный баланс тепла и вещества, а также рассмотрение фазовых равновесий в производных системах для каждого конкретного случая. Полученные до сих пор оценки термохимических параметров ассимиляции лунных анортозитов противоречивы. По данным [24] запаса тепла перегретых (вследствие адиабатического подъема) расплавов субхондритовой мантии должно хватить для растворения анортозитового материала и образования троктолитовых магм. Результаты расчетов [25] указывают на неизбежность ассимиляционной кристаллизации с выделением значительного количества оливина, что может существенно снизить магнезиальность производных троктолитов по сравнению с наблюдаемыми характеристиками, см. составы  $Ol$  на рис. 3.

Материалы, изложенные в данной статье, представляют начальный этап исследования этих вопросов, связанный с необходимостью оценки состава наиболее примитивных магм магнезиальной свиты – расплавов высокомагнезиальных троктолитов.

## ОЦЕНКА СОСТАВА ИСХОДНЫХ ТРОКТОЛИТОВЫХ РАСПЛАВОВ

Соотношения между исходной пикритовой магмой  $PM$ , ассимилянтом  $A$  и производной жидкостью  $T_2$  на диаграмме  $OL-AN-SiO_2$  (рис. 4) подчеркивают важную роль идентификации состава и количества новообразованного троктолитового расплава. Эти характеристики должны учитываться при термохимическом балансе и анализе эволюции фазовых пропорций в процессе ассимиляции анортозитов [24]. Учитывая кумулюсную природу троктолитов, состав расплава, из которого они формировались, может быть аппроксимирован составом межзернового материала. Однако имеющиеся в литературе данные о составе интеркумулюсной жидкости в лунных троктолитах обычно касаются примесных (чаще редкоземельных) элементов, напр. [41]. В отношении главных петрогенных компонентов информация такого рода практически отсутствует. Большинство исследователей просто подчеркивают обогащение этих пород кристаллами анортитового плагиоклаза и вероятную приуроченность исходных магм к оливин-плагиоклазовой котектике, которая была сконструирована Уолкером с коллегами [26, 27]. В

частности, Ярошевский [42] проанализировал особенности корреляции нормативного состава плагиоклаза и содержания глинозема в материковых породах Луны и предложил состав исходной магмы, отвечающей троктолитовой системе с содержанием около 10 мас. % MgO и 23 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В работе [24] состав модельного троктолитового расплава (17–18% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) дается как конечный результат контаминации пикритовой магмы анортитом, а в специальном исследовании [25] вообще не приводится. Между тем существуют экспериментальные и теоретические методы реконструкции состава интеркумулусного материала.

Экспериментальный подход заключается в частичном плавлении образцов при субликвидусных температурах с последующим изучением стекол, заполняющих пространство между зернами недоплавленных (предположительно первичных) кристаллов. Примером таких исследований являются работы [43, 44], которые провели серию опытов с габброидами из главных зон Расслоенной серии Скергаардского интрузива. Недавно были представлены данные по плавлению природных и синтетических троктолитов интрузива Киглапейт на Лабрадоре [45]. Главные трудности идентификации интеркумулуса в подобных экспериментах связаны с тем, что исследователь не знает заранее температуры равновесия первичных кристаллов и жидкости, рискуя при интерпретации результатов попасть в область составов, заметно отклоняющихся от исходных характеристик. Эта опасность возрастает при попытках изучения многофазовых ассоциаций с содержанием межзерновой жидкости менее 50%.

Теоретические подходы основаны на расчетах состава интеркумулуса при помощи данных о коэффициентах распределения кристалл–расплав, напр. [46]. В конце 80-х годов мы предложили универсальный метод геохимической термометрии изверженных пород, который позволяет проводить оценки состава исходного расплава посредством моделирования равновесной кристаллизации интрузивных или эффузивных базитов [47]. В основе метода – использование модели кристаллизации КОМАГМАТ [48] и проведение вычислений для генетически родственных пород, отвечающих близким стадиям дифференциации исходной магмы. Этот подход не заменяет экспериментальных исследований и имеет свои пределы применимости, однако в ряде случаев его использование позволяет снять неопределенности с оценкой температуры. Это заметно сужает интервал возможных составов для искомой жидкости [49]. Методические основы и примеры генетической реконструкции интрузивных базитов при помощи программы КОМАГМАТ подробно описаны в сводке [50]. В контексте данной статьи представляет интерес, что одна из первых попыток геохимической тер-

мометрии внеземных материалов (при помощи тестовой версии модели кристаллизации базальтовых магм) была предпринята в отношении материковых пород Луны [47, 51].

### Первый опыт моделирования состава материковых магм

Здесь надо подчеркнуть, что работы по генетической интерпретации земных интрузивных пород имели определенный успех как результат предварительной привязки исходных образцов к контактовым зонам или конкретным горизонтам в пределах расслоенных серий [50]. Однако в идеале можно представить ситуацию, при которой информация по условиям образования породы становится доступной на основании изучения отдельных образцов, не имеющих ясного геологического положения. Для этого надо разделить породу на фракции, обогащенные разными видами первичных кумулусных кристаллов, оценить валовые составы этих фракций и использовать их в качестве исходных при моделировании равновесной кристаллизации [49]. Очевидно, что такие искусственные “кумуляты” по определению формировались из единой магмы при одной и той же температуре, поэтому пересечение расчетных траекторий кристаллизации в пространстве состав–температура должно однозначно идентифицировать состав интеркумулусной жидкости, общей для отдельных фракций и породы в целом. Трудно сказать, насколько возможно реализовать этот подход в исследованиях земных пород. Однако в отношении лунного материала моделирование кристаллизации или плавления отдельных фрагментов может оказаться эффективным инструментом идентификации исходных расплавов. Действительно, лунный реголит включает обломки пород и минералов, которые с большой вероятностью представляют результат разрушения одних и тех же геологических тел–потоков, силлов или интрузивов. Эти брекчии дают пример сильно дезинтегрированных и сортированных систем, контрастность состава которых несет потенциал для применения геохимической термометрии. При большом количестве исходных составов (фрагментов) результаты подобных расчетов приобретают статистический (вероятностный) характер [52].

Эта идея была положена в основу исследований по оценке температуры и составов материковых магм, которые проводились на 72 частицах обр. 63500 (“Аполлон-16” и 88 частицах реголита “Луны-20” [47, 51]. Химический состав этих пород исследовался при помощи INAA и расфокусированного зонда, или оценивался посредством масс-балансовых расчетов, включающих данные по модальному составу и составам минералов. В результате термометрических расчетов и поиска ком-

пактных кластеров модельных жидкостей было идентифицировано пять средних составов, которые характеризовали наиболее вероятные исходные расплавы при температурах 1400/1240/1200°C (для пород “Аполлон-16”) и 1250/1200°C (для пород “Луны-20”) – см. табл. 2 в [51]. Высокотемпературная полевошпатовая жидкость, равновесная с анортитовым плагиоклазом при 1400°C, по-видимому, представляла артефакт вычислений, тогда как оценки состава троктолитовых расплавов при 1240 и 1250°C выглядели реалистично. В обоих случаях они указывали на высокомагнезиальный расплав, содержащий ~19.5 мас. %  $Al_2O_3$  и 11.8 мас. % MgO и равновесный с оливином  $\sim Fo_{90}$ . Особенно представительной оказалась группа из 24 пород “Луны-20”, в материале которой распространены фрагменты шпинелевых троктолитов [53].

Полученные оценки не потеряли значения и по-прежнему представляют интерес для решения проблем образования троктолитов, однако при этом остается вопрос, в какой мере данные геохимической термометрии фрагментов обр. 63500 и пород “Луны-20” можно распространять на троктолитовый магматизм Луны в целом. Изученные частицы не анализировались на предмет “пристинности”, несли признаки умеренной железистости фемических минералов и отражали различную степень дробления реголитового материала [54]. Мы поставили задачу развития этих исследований и моделирования наиболее примитивных расплавов, которые представляют интеркумулус однозначно пристинных образцов [16], включающих оливин с содержанием 87–90%  $Fo$  (рис. 3).

### Выбор модели кристаллизации и тестовые расчеты

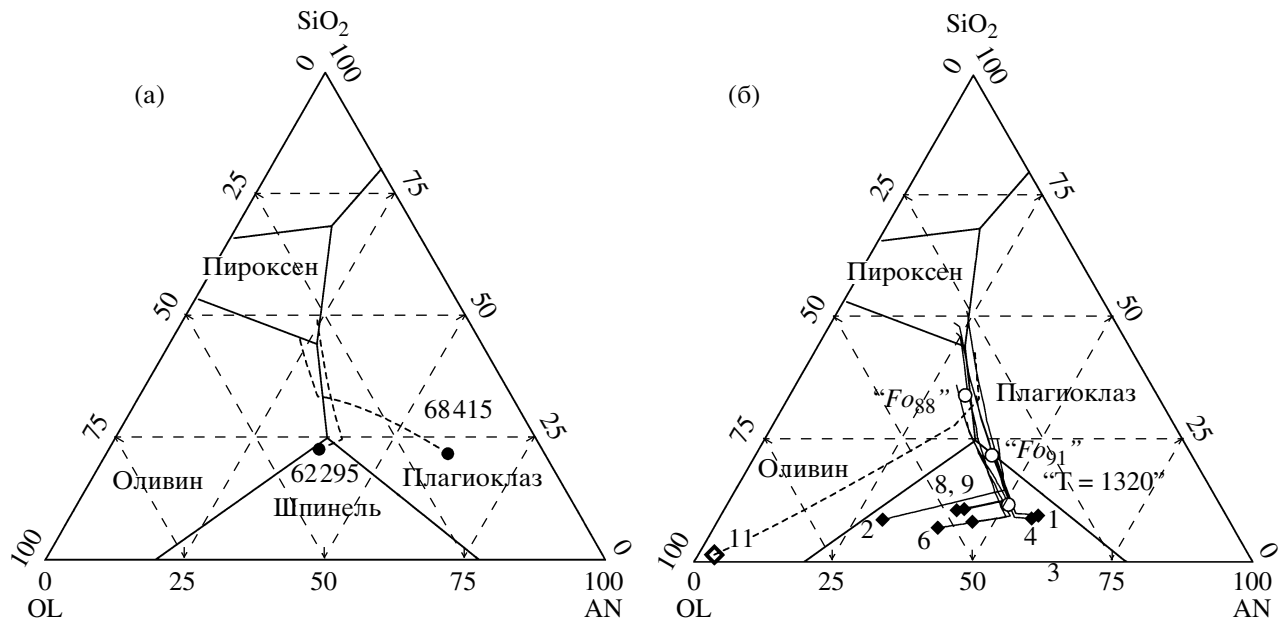
Приступая к термометрическим расчетам, необходимо определиться с использованием модели фазовых равновесий. В настоящее время в нашем распоряжении несколько ЭВМ-программ, позволяющих рассчитывать траектории кристаллизации природных магм, отвечающих земным толеитовым и умеренно щелочным базальтам (КОМАГМАТ [48, 49]), лунным морским базальтам (ЛУНАМАГ [55]) и продуктам плавления обыкновенных хондритов (МЕТЕОМОД [56]). Выбор оптимальной модели зависит от состава системы, с которой предстоит работать. Результаты экспериментов с материковыми породами [26, 27] и первые данные геохимической термометрии (см. выше) свидетельствуют, что главной особенностью троктолитовых котектик является их высокая глиноземистость (около 20%  $Al_2O_3$ ), высокие значения  $mg\#$  и низкие содержания суммы щелочей (обычно менее 0.7%). По отношению к глинозему представленные модели кристаллизации не имеют преимуществ – все они калибровались в области составов, содержащих не более 15–17%  $Al_2O_3$ . В

плане магнезиальности предпочтительнее модель КОМАГМАТ, но ее калибровка проводилась на составах более высокой щелочности – вплоть до  $Na_2O + K_2O = 5\%$ . Программы ЛУНАМАГ и МЕТЕОМОД отлаживались для низкощелочных составов, однако модель кристаллизации лунных базальтов изначально была ориентирована на системы высокой железистости. Таким образом, мы остановили свой выбор на программе МЕТЕОМОД, которая позволяет решать задачи, касающиеся возможной генетической связи троктолитовых магм с хондритовым источником.

Дополнительная настройка этой модели проводилась на экспериментальных составах, имеющих в базе данных ИНФОРЭКС [50] и отвечающих высокоглиноземистым (17–22%  $Al_2O_3$ ) и низкощелочным ( $Na_2O + K_2O < 2\%$ ) котектикам  $Ol + Pl \pm Opx$  при 1200–1300°C. Предварительные расчеты показали, что в области этих составов программа МЕТЕОМОД примерно на 20°C недооценивает температуру кристаллизации плагиоклаза, а в отношении фемических минералов дает значения, завышенные в среднем на 15°C. Эти поправки были введены в алгоритм расчета соответствующих температур. О реалистичности скорректированной модели позволяют судить результаты расчета траекторий равновесной кристаллизации для образцов полевошпатового базальта 68415.82 и шпинелевого микротроктолита 62295.48, которые ранее использовались в экспериментах по определению положения  $Ol-Pl$  котектики в системе OL-AN-SIO2 [27].

Вычисления проводились с шагом кристаллизации 1% при давлении 1 атм. в условиях буфера железо–юстит, вплоть до точки появления ортопироксена. На рис. 5а показаны модельные тренды эволюции, включающие области выделения избыточного  $Ol$  (~6%, обр. 62295) и  $Pl$  (~60%, обр. 68415), которые сменяются линиями котектической кристаллизации обоих минералов. Эти данные показывают, что составы троктолитовых расплавов, рассчитанные при помощи модели МЕТЕОМОД, хорошо соответствуют установленной в экспериментах фазовой границе оливин–плагиоклаз. Относительно крутой наклон расчетных котектик на диаграмме OL-AN-SIO2 вызван последовательным изменением магнезиальности систем, а небольшой сдвиг продуктов кристаллизации троктолита в область полевошпатовых составов обусловлен высоким значением  $mg\# = 0.81$  для исходного расплава. Можно отметить, что появление ортопироксена в модельных системах также согласуется с представленной фазовой диаграммой (см. окончания котектических линий на рис. 5а). Кроме того, были проведены тестовые расчеты на составах двух наиболее примитивных расплавов (“1240” и “1250”), установленных по данным геохимической термометрии фрагментов обр. 63500 и “Луны-20” [51]. Оба состава однозначно отвечали  $Ol-Pl$  котектике





**Рис. 5.** Верификация скорректированной программы МЕТЕОМОД [56] и результаты моделирования составов троктолитовых расплавов а – тестирование положения модельных котектик, представляющих траектории равновесной кристаллизации расплавов полевошпатового базальта 68415.82 и шпинелевого микротроктолита 62295.48 [27]; б – результаты расчетов для выбранных троктолитов и дунита (номера составов по данным табл. 1 и 2). Кружками обозначены средние составы троктолитовых расплавов “ $T = 1320$ ”, “ $Fo_{88}$ ” и “ $Fo_{91}$ ”, приведенные в табл. 3. Вычисления проводились с шагом кристаллизации 1% при давлении 1 атм. в условиях буфера IW до точки появления *Orx*.

( $\pm 1\%$  избыточного минерала), хотя температуры, рассчитанные по программе МЕТЕОМОД, оказались на 20–30°C выше модельных значений, представленных в источнике. Очевидно, что заниженные оценки температур в работах 80-х годов связаны с использованием менее совершенных версий геотермометров при разработке наших ранних моделей кристаллизации [49].

**Выбор образцов и коррекция исходных составов**

При выборе образцов для вычислений использовались следующие критерии: троктолиты отвечают высокой степени пристинности – от 6 до 9 [16], сложены оливином состава  $Fo_{87-90}$  (рис. 3) и содержат не более 95% модального *Pl*. Всего обнаружено 10 таких фрагментов массой от 0.1 до 155 г, для которых имеются петрохимические и геохимические данные (табл. 1). На первом этапе исследований были проведены предварительные расчеты траекторий равновесной кристаллизации расплавов этих пород – в поле кристаллизации избыточных минералов (*Ol* или *Pl*) и вдоль *Ol-Pl* котектики. Проблема состояла в том, что линии эволюции остаточного расплава демонстрировали широкий разброс содержаний  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  для котектических составов, причем некоторые траектории с самого начала “уходили” в область резко недосыщенных (<35%  $SiO_2$ ) и гиперглиноземистых (до 30%  $Al_2O_3$ ) систем. Анализ

этого вопроса показал, что проблемные составы характеризуются присутствием нормативного нефелина и кианита, а в случае обр. 15426с137 [60] – монтичеллита (табл. 1). Отсутствие этих минералов среди модальных фаз лунных троктолитов и реально наблюдаемый тренд дифференциации по направлению к более “кислым” системам (габроноритам и монцодиоритам) позволяют предполагать, что отклонения в область недосыщенных по  $SiO_2$  составов не связаны с погрешностями модельных расчетов и обусловлены спецификой исходных аналитических данных. Наиболее правдоподобно это выглядит для кремнезема, содержание которого часто оценивают по разности от 100% с использованием результатов INAA.

По этой причине мы провели коррекцию проблемных составов по методу проб и ошибок, варьируя содержания  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  в рамках точности инструментального анализа (~2 отн. %). Эти вариации проводились таким образом, чтобы исключить появление нормативных минералов (*Ne*, *Als*, *Mon*), отсутствующих в реальных образцах. Для составов 1, 3 и 4 в табл. 1 содержание кремнезема было увеличено на 0.5–0.6 мас. %, а глинозема понижено на 0.1–0.5 мас. %. В случае составов 5, 7 и 10 потребовались более существенные изменения, которые, по-видимому, выходят за рамки аналитических погрешностей – эти три состава были исключены из последующего рассмотрения. Составы 2, 6, 8 и 9 были оставлены

**Таблица 1.** Характеристики троктолитов и дунита, которые могут быть использованы в целях реконструкции составов исходных высокомагнезиальных расплавов

Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
ПП	7	7	6	6	6	9	8	7	7	6	9
Масса, г	0.23	89	0.67	2	0.1	155	0.49	0.34	0.49	0.14	55.2
SiO <sub>2</sub> , мас. %	43.63	(43.14)*	42.56	43.42	(35.41)	42.9	42.14	(43.6)	(43.7)	(44.2)	39.93**
<i>Средние составы минералов, мол. %</i>											
<i>Fo</i>	87.2	87.3	87.5	87.5	88	87.5	88.7	89	89	89.9	87.2
<i>An</i>	94.7	93.5	94.4	94.5	95	95.5	95.1	95.1	95.3	97.1	94
<i>Модальные пропорции минералов, об. %</i>											
<i>Ol</i>	нд	~45	30	нд	65	37	38	37***	нд	нд	93
<i>Pl</i>	70	55	70	70	35	58	61	29	~40	>90	4
<i>Характеристики нормативного состава, мас. %</i>											
<i>Ne</i>	0.15	–	0.24	0.29	0.82	–	1.37	–	–	1.05	–
<i>Als</i>	2.02	0.37	–	0.14	–	–	0.62	–	–	–	–
<i>Mon</i>	–	–	–	–	16.12	–	–	–	–	–	–

Примечания. 1–10 – троктолиты: 1 – 14305c264 [57], 2 – 14304c95 (“a”) [58], 3 – 14179c6 [59], 4 – 14303c194 [57], 5 – 15426c137 [60]; 6 – 76535.21–22 [41], 7 – 72705c1 [61], 8 – 14305c317 [62], 9 – 14305c358 (“w6”) [63], 10 – 14305c361 MgA (“w7”) [63]; 11 – дунит 72415 [22]. ПП – показатель пристинности [16]. Нормативные компоненты: *Ne* – NaAlSiO<sub>4</sub>, *Als* – Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>, *Mon* – Ca(Mg,Fe)SiO<sub>4</sub>.

\* Оценено по разности от 100%,

\*\* расчет по балансу масс,

\*\*\* плюс 33% модального ортопироксена.

**Таблица 2.** Скорректированные составы троктолитов и дунита, использованные при реконструкции исходных высокомагнезиальных расплавов

Компонент	1	2	3	4	6	8	9	11
SiO <sub>2</sub>	43.74	43.21	43.32	43.60	43.13	43.74	43.84	40.90
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.17	0.03	0.03	0.05	0.13	0.13	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.17	16.64	23.05	26.72	20.81	21.97	21.77	1.46
FeO	2.80	5.54	4.46	3.14	5.02	4.21	4.01	11.62
MnO	0.03	0.07	0.05	0.03	0.07	0.05	0.05	0.13
MgO	11.31	25.24	16.14	11.68	19.20	17.66	17.76	44.67
CaO	14.41	8.69	12.50	14.31	11.46	11.74	11.94	1.17
Na <sub>2</sub> O	0.43	0.28	0.38	0.41	0.20	0.44	0.45	0.02
K <sub>2</sub> O	0.07	0.15	0.08	0.08	0.03	0.06	0.06	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	–	–	0.03	–	–	–

Примечания. 1–9 – троктолиты, 11 – дунит 72415. Составы приведены к 100 мас. %. Номера составов отвечают образцам в табл. 1.

без изменений. Таким образом, окончательная выборка включала 7 образцов троктолитов, составы которых приведены в табл. 2. Кроме того, были использованы данные о составе дунита 72415, который, как предполагают, несет признаки генетического родства с троктолитом 76535 [22, 23, 41].

### Результаты модельных расчетов

Расчеты при помощи скорректированной модели МЕТЕОМОД проводились для выбранных составов (табл. 2) при давлении 1 атм. и условиях, отвечающих буферному равновесию железо–вюстит. Шаг кристаллизации составлял 1%, максимальное количество твердых фаз – 98%. Значительная степень кристаллизации модельных систем связана с

**Таблица 3.** Составы примитивных расплавов магнезиальной свиты, рассчитанные при помощи ранней и современной модели равновесной кристаллизации материковых лунных пород

Компонент	I ( $n = 24$ )	II ( $n = 7$ )	III ( $Fo_{88}, n = 3$ )	IV ( $Fo_{91}, n = 7$ )
SiO <sub>2</sub>	46.77	43.82 (0.25)	47.91 (2.15)	45.14 (0.94)
TiO <sub>2</sub>	0.53	0.11 (0.08)	0.59 (0.13)	0.36 (0.22)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.52	25.07 (0.28)	17.91 (0.97)	22.73 (0.94)
FeO	7.82	4.41 (0.52)	8.18 (0.42)	6.76 (0.28)
MnO	–	0.05 (0.01)	0.13 (0.02)	0.10 (0.01)
MgO	11.89	12.61 (0.08)	11.18 (0.10)	11.58 (0.23)
CaO	12.88	13.37 (0.32)	12.95 (0.73)	12.37 (0.56)
Na <sub>2</sub> O	0.45	0.45 (0.09)	0.64 (0.18)	0.72 (0.18)
K <sub>2</sub> O	0.14	0.10 (0.05)	0.24 (0.09)	0.20 (0.10)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	0.01 (0.01)	0.26 (0.11)	0.05 (0.03)
$T, ^\circ\text{C}$	1250	1320	$1254 \pm 10$	$1288 \pm 10$
$Fo$ (мол. %)	88–89	$94.2 \pm 0.6$	88	91
$An$ (мол. %)	95–96	$97.9 \pm 0.4$	$95.4 \pm 1.0$	$95.8 \pm 1.0$

Примечание. Модельные расплавы, рассчитанные для: I – частиц реголита Луны-20 [51]; II–IV – выбранных троктолитов (табл. 2) с использованием скорректированной версии модели МЕТЕОМОД; II – по методу анализа диаграмм расплав – температура (рис. 6); III, IV – по условию равновесия с оливином  $Fo_{88}$  и  $Fo_{91}$  (рис. 7). Составы приведены к 100 мас. %; в скобках дано стандартное отклонение ( $1\sigma$ ).

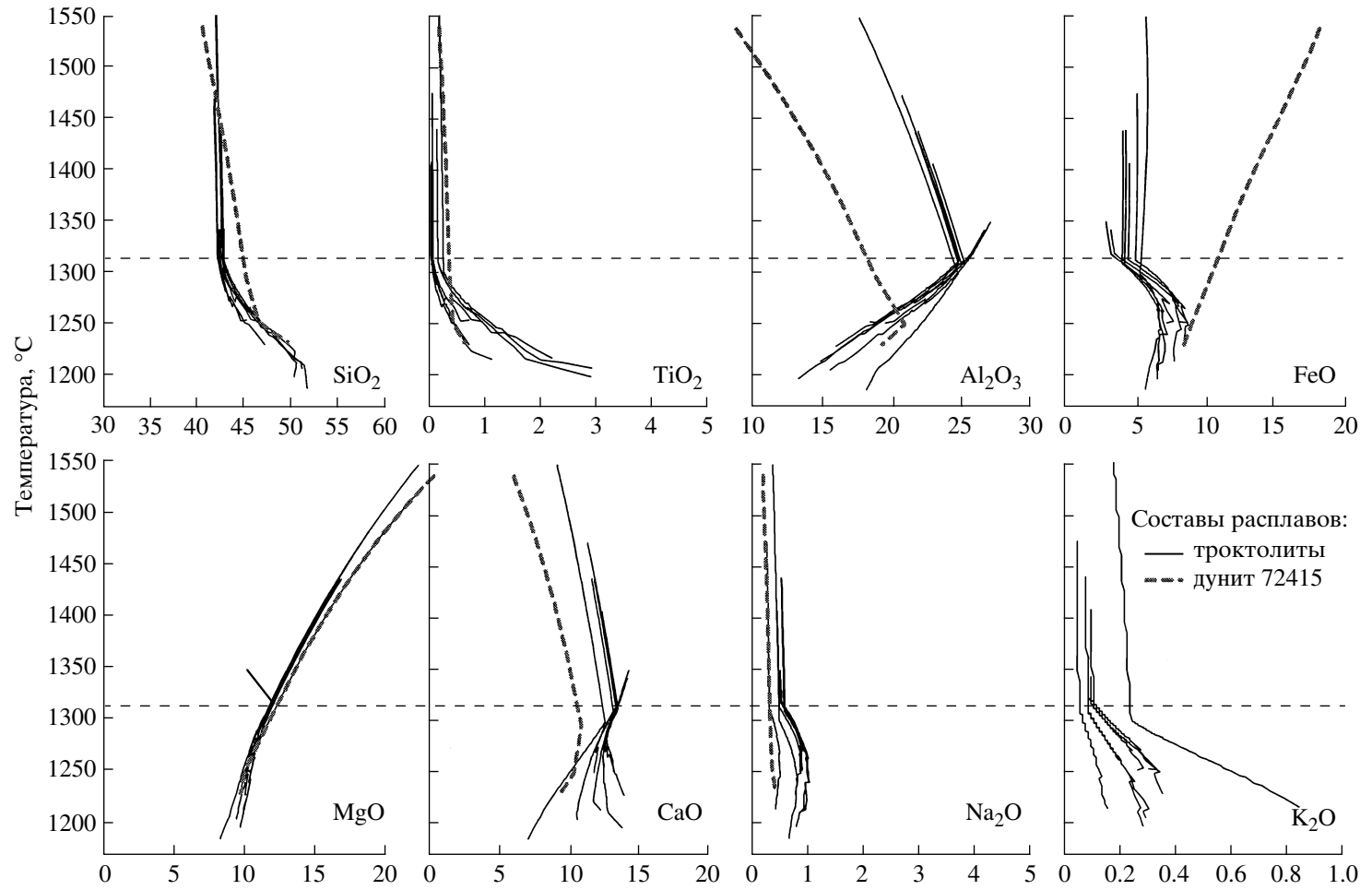
потенциально высоким содержанием минералов кумулула и стремлением проследить эволюцию состава расплава вплоть до появления относительно низкотемпературных фаз (*Orx* или *Pig*) при  $T < 1250^\circ\text{C}$ . Расчеты для троктолитов показали, что в пяти случаях первым кристаллизовался оливин (~1410–1580°C). Для двух наиболее глиноземистых составов (1 и 4 в табл. 2) ликвидусной фазой при 1356 и 1349°C являлся плагиоклаз. Независимо от порядка кристаллизации все троктолитовые составы “выходят” на *Ol-Pl* котектику при 1308–1326°C. Третьим кристаллизуется ортопироксен – во всех случаях при содержании кристаллов выше 94% (максимальная температура появления *Orx* 1234°C). Траектория кристаллизации расплава дунита демонстрирует обширное поле стабильности оливина (1728–1261°C, 0–93% кристаллов); при более высокой пропорции твердых фаз появляются плагиоклаз и ортопироксен (96%, 1242°C).

Для последующего анализа результатов вычислений важно отметить, что исходные составы для всех семи высокомагнезиальных троктолитов при проецировании на диаграмму OL-AN-SIO<sub>2</sub> попадают в поле шпинелида (рис. 5б). Это означает, что начальные стадии кристаллизации модельных троктолитовых систем должны включать выделение благородной шпинели – плеонаста. В зависимости от исходного состава этот шпинелид может раствориться в низкотемпера-

турных расплавах или сохраниться в качестве реликтовой фазы среди поздних продуктов кристаллизации. С учетом этого факта *Ol-Pl* котектики в поле шпинели следует рассматривать как артефакт высокотемпературных расчетов, который, однако, не должен сказываться на реалистичности составов расплавов за пределами поля устойчивости шпинели.

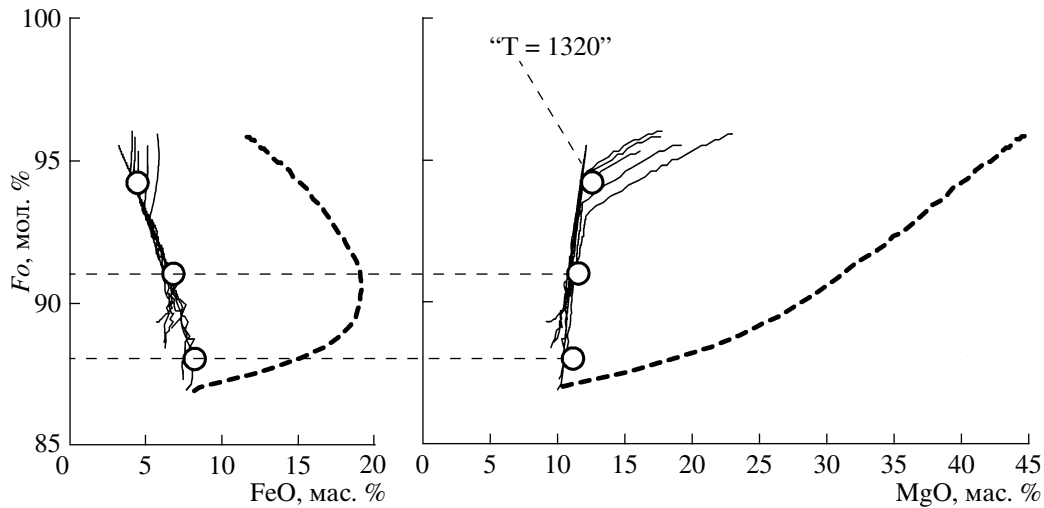
Об особенностях эволюции этих модельных жидкостей позволяют судить графики на рис. 6. Здесь представлены температурные зависимости содержаний петрогенных компонентов для расплавов выбранных троктолитов и дунита (табл. 2). Линии троктолитовых расплавов характеризуют обычную эволюцию при понижении температуры, которая несколько различается в поле избыточного *Ol* и *Pl*, но демонстрирует общие тенденции изменения вдоль траектории котектического равновесия. По этой причине при пересчете на нормативные компоненты в системе OL-AN-SIO<sub>2</sub> линии эволюции троктолитовых жидкостей формируют достаточно компактную группу *Ol-Pl* котектик (рис. 5б). Однако такая согласованность не несет генетической информации, отражая особенности топологии модельной системы. Вариации содержаний конкретных компонентов на рис. 6 позволяют провести оценки некоторых кристаллизационных параметров.

Прежде всего, это касается температуры. Характерная сноповидная форма семейства расчет-



**Рис. 6.** Зависимости состава остаточной жидкости от температуры, рассчитанные по результатам моделирования равновесной кристаллизации расплавов троктолитов и дунита 724215 (табл. 2).

Горизонтальный пунктир отвечает температуре 1320°C, которая ( $\pm 10^\circ\text{C}$ ) представляет область пересечения (компактного сгущения) модельных траекторий кристаллизации и маркирует верхний предел возможных условий образования примитивных троктолитовых магм. Линия равновесной кристаллизации расплава дунита приходит в поле троктолитовых котектик при температуре около 1250°C.



**Рис. 7.** Зависимости содержания  $Fo$  в оливине от состава остаточной жидкости, рассчитанные по результатам моделирования равновесной кристаллизации расплавов троктолитов и дунита 724215 (табл. 2). Горизонтальные пунктиры отвечают содержанию 88 и 91 мол. %  $Fo$ . Линия равновесной кристаллизации расплава дунита “приходит” в поле троктолитовых составов, равновесных с  $Fo_{87}$ . Кружками обозначены средние составы троктолитовых расплавов “ $T = 1320$ ”, “ $Fo_{88}$ ” и “ $Fo_{91}$ ”, приведенные в табл. 3.

ных траекторий свидетельствует, что компактные кластеры модельных составов группируются вблизи  $1320^{\circ}\text{C}$  – это значение можно рассматривать как верхний предел вероятной температуры троктолитовых магм. Средний состав модельной жидкости, рассчитанной для семи троктолитовых расплавов при  $1320^{\circ}\text{C}$ , приведен в табл. 3. Это весьма глиноземистый ( $\sim 25\% \text{Al}_2\text{O}_3$ ) и высокомагнезиальный ( $12.6\% \text{MgO}$ ) расплав, который в принципе можно принять за состав наиболее примитивных магм, реконструированных по составам лунных пород. Однако реалистичность этого состава вызывает вопросы. Во-первых, жидкость такого состава по результатам наших расчетов должна быть равновесна с  $Fo_{94}$  – подобных оливинов среди пристинных троктолитов не наблюдается (рис. 3). Во-вторых, при проецировании на диаграмму OL-AN-SIO2 этот состав попадает в высокотемпературную область стабильности шпинелида (рис. 5б) и мы не можем уверенно отвечать за достоверность полученной оценки. По этой причине при реконструкции примитивных магм лунных троктолитов было решено перейти от анализа температурно-композиционных зависимостей к использованию диаграмм состав–оливина–состав–расплава.

На рис. 7 приведены зависимости, связывающие содержание  $Fo$  в  $Ol$  и составы модельных жидкостей для результатов тех же расчетов, которые использовались при построении рис. 6. Эти данные показывают, что, опираясь на составы модельных оливинов, можно получить более реалистичную оценку состава троктолитовых жидкостей. Для решения этой задачи выбрано два возможных состава оливина –  $Fo_{91}$  и  $Fo_{88}$ . Первый близок наиболее

примитивным оливинам, а второй ограничивает максимум распространенности среди пристинных образцов (рис. 3). Результаты расчетов позволяют получить средние характеристики расплавов, которые равновесны с  $Fo_{91}$  и  $Fo_{88}$  – эти оценки приведены в табл. 3<sup>2</sup>. Средняя температура более магнезиального расплава составляет  $1288 \pm 10^{\circ}\text{C}$ , а при проецировании на диаграмму OL-AN-SIO2 он оказывается вблизи точки четырехфазового равновесия  $Ol-Pl-Sp$ -расплав. Второй расплав характеризуется равновесием  $Ol-Pl$ -расплав при  $1254 \pm 10^{\circ}\text{C}$  и “ложится” в середину линии котектического контроля – примерно там, куда приходит линия кристаллизации расплава дунита 72415 (рис. 5б). Подобная сходимость траекторий кристаллизации троктолитов и дунита (см. рис. 6 и 7) является подтверждением котектической природы обогащенных оливином фрагментов обр. 72415–18, которая ранее была установлена по геохимическим данным [22, 23].

Что касается генетических соотношений между троктолитовыми расплавами типа “ $Fo_{88}$ ” ( $1254^{\circ}\text{C}$ ) и “ $Fo_{91}$ ” ( $1288^{\circ}\text{C}$ ), то здесь возможны два варианта. Традиционная интерпретация основана на идее фракционирования и допускает, что менее магнезиальный расплав является продуктом кристаллизации более примитивного источника (состав “ $Fo_{91}$ ” в табл. 2). Вторая возможность базируется на концепции гибридации: в этом случае составы “ $Fo_{88}$ ” и “ $Fo_{91}$ ” можно рассматривать как продукты ассимиляции анортозитов субхондритовыми расплавами, которые формировались при плав-

<sup>2</sup> Только из семи рассмотренных траекторий кристаллизации были досчитаны до оливина состава  $Fo_{88}$ .

лении примитивной мантии или оливиновых кумулатов, образованных в процессе ранней дифференциации Луны (см. обсуждение рис. 4).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обзор гипотез формирования исходных магм для пород магнезиальной свиты лунной коры приводит к выводу о важной роли процессов гибридизации, которые включали преобразование продуктов плавления и дифференциации субхондритовой мантии за счет ассимиляции анортозитов. Эти процессы протекали одновременно с консолидацией анортозитовой коры и привели к образованию высокомагнезиальных троктолитовых магм, явившихся источником (родительской магмой) для пород магнезиальной свиты лунных материков.

На основе расчетов при помощи скорректированной версии модели МЕТЕОМОД получены оценки состава высокомагнезиальных троктолитовых расплавов, отвечающих равновесию с оливином  $Fo_{88}$  и  $Fo_{91}$  (табл. 3). Эти расплавы содержат примерно 11.5% MgO, но различное количество глинозема (~18 и 23%  $Al_2O_3$ ). Менее магнезиальный и глиноземистый состав представляет, по-видимому, наиболее распространенный тип примитивных троктолитовых магм и при проецировании на диаграмму OL-AN-SIO<sub>2</sub> попадает на линию котектического равновесия оливин–плагиоклаз при температуре  $1254 \pm 10^\circ C$ . Относительно глиноземистый состав " $Fo_{91}$ " является более высокотемпературным ( $1288 \pm 10^\circ C$ ), а соответствующая фигуративная точка проецируется вблизи точки четырехфазового равновесия Ol-Pl-Sp–расплав (рис. 5б). Это подчеркивает важную роль шпинелевых троктолитов, как наиболее примитивного материкового вещества, доступного при изучении лунных пород.

Композиционные соотношения модельных расплавов можно интерпретировать в рамках концепции гибридизации. Очевидным фактором являются различия в температуре и составе исходных хондритовых жидкостей, которые ассимилировали близкий по составу анортозитовый материал. Определенное влияние может оказывать также температура ассимилянта [24, 25]. Последовательный анализ этих вопросов предполагает построение термохимической модели, учитывающей данные по составу, теплоемкости и теплотам фазовых переходов для всех реагентов гетерогенной смеси, в которой происходит растворение анортита за счет кристаллизации оливина [40]. Результаты термохимического моделирования троктолитов с использованием современных методов расчета фазовых равновесий в кристаллизующихся системах [50] позволяют оценить вероятную температуру прото-коры и состав пикритоидных расплавов, которые могли

формироваться в прото-мантии на ранних стадиях дифференциации Луны. Решение этих задач несет потенциал для конкретизации состава недеплетированной лунной мантии и исходного вещества, из которого формировалось данное планетное тело [64].

*Автор выражает признательность Г.С. Нуколаеву и Г.С. Барминой за помощь при подготовке графических материалов. Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (грант 05-05-64906) и Программой Президиума РАН, "Проблемы происхождения и эволюции биосферы Земли".*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Lowman, Jr. P.D. Comparative planetology and the origin of continental crust. // *Precambrian Res.* 1989. V. 44. P. 171–195.
2. Warren P.H. Growth of the continental crust: a planetary-mantle perspective. // *Tectonophysics.* 1989. V. 161. P. 165–199.
3. Taylor S.R. Planetary science: a lunar perspective. Houston: Lunar and Planetary Institute. 1982. 481 p.
4. Khan A., Mosegaard K., Rasmussen K.L. A new seismic velocity model for the Moon from a Monte Carlo inversion of the Apollo lunar seismic data. // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. P. 1591–1594.
5. Lognonne 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.
6. Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 293 с.
7. Ryder G., Wood J.A. Serenitatis and Imbrium impact melts: implications for large-scale layering in the lunar crust. *Proc. Lunar Planet. // Sci. Conf.* 8<sup>th</sup>. 1977. P. 655–668.
8. Spudis P.D., Davis P.A. A chemical and petrologic model of the lunar crust and implications for lunar crustal origin (*Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 17<sup>th</sup>). // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. E84–90.
9. Wieczorek M.A., Phillips R.J. The structure and compensation of the lunar highland crust. // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 10933–10943.
10. Shearer C.K., Papike J.J. Magmatic evolution of the Moon. *Amer. // Mineral.* 1999. V. 84. P. 1469–1494.
11. Mueller S., Taylor G.J., Phillips R.J. Lunar composition: a geophysical and petrological synthesis. // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. P. 6338–6352.
12. Tompkins S., Pieters C.M. Mineralogy of the lunar crust: results from Clementine. // *Meteoritics and Planetary Science.* 1999. V. 34. P. 25–41.
13. Papike J.J., Ryder G., Shearer C.K. Lunar samples (Chapter 5). In: *Planetary Materials* (J.J. Papike, ed.). Washington, DC: Mineralogical Society of America. 1998. P. 1–234.
14. Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Бурба Г.А. и др. Очерки сравнительной планетологии. М.: Наука, 1981. 326 с.

15. Warren P.H., Wasson J.T. Pristine nonmare rocks and the nature of the lunar crust. Proc. Lunar Planet. // Sci. Conf. 8<sup>th</sup>. 1977. P. 2215–2235.
16. Warren P.H. A concise compilation of petrologic information on possibly pristine nonmare Moon rocks. // Amer. Mineral. 1993. V. 78. P. 360–376.
17. Shearer C.K., Floss C. Evolution of the Moon's mantle and crust as reflected in trace-element microbeam studies of lunar magmatism. In: Origin of the Earth and Moon (K. Righter and R.M. Canup, eds.). Tuscon: The University of Arizona Press. 2000. P. 339–359.
18. Dasch E.J., Ryder G., Nyquist L.E. Chronology and complexity of the early lunar crust. // Tectonophysics. 1989. V. 161. P. 157–164.
19. Borg L.E., Norman M.D., Nyquist L.E. et al. Isotopic studies of ferroan anorthosite 62.236: a young lunar crustal rock from a light rare-earth-element-depleted source. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. P. 2679–2691.
20. Snyder G.A., Borg L.E., Nyquist L.E., Taylor L.A. Chronology and isotopic constraints on lunar evolution. In: Origin of the Earth and Moon (K. Righter and R.M. Canup, eds.). Tuscon: The University of Arizona Press. 2000. P. 361–395.
21. Longhi J. A new view of lunar ferroan anorthosites: postmagma ocean petrogenesis. J. Geophys. Res. 2003. V. 108. E5083 (doi: 10.1029/2002JE001941).
22. Dymek R.F., Albee A.L., Chodos A.A. Comparative petrology of lunar cumulate rocks of possible primary origin: dunite 72415, troctolite 76535, norite 78235, and anorthosite 62237. Proc. Lunar Sci. Conf. 6<sup>th</sup>. 1975. P. 301–341.
23. Laul J.C., Schmitt R.A. Dunite 72417: a chemical study and interpretation. Proc. Lunar Sci. Conf. 6<sup>th</sup>. 1975. P. 1231–1254.
24. Warren P.H. Anorthosite assimilation and the origin of the Mg/Fe-related bimodality of pristine Moon rocks: support for magma ocean hypothesis (Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 16<sup>th</sup>). // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. P. D331–343.
25. Hess P.C. Petrogenesis of lunar troctolites. // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. E19083–19093.
26. Walker D., Longhi J., Hays J.F. Experimental petrology and origin of Fra Mauro rocks and soil. (Proc. Lunar Sci. Conf. 3<sup>rd</sup>). // Geochim. et Cosmochim. Acta (Suppl. 3). 1972. V. 1. P. 797–817.
27. Walker D., Longhi J., Grove T.L. et al. Experimental petrology and origin of rocks from Descartes Highlands (Proc. Lunar Sci. Conf. 4<sup>th</sup>). // Geochim. Cosmochim. Acta (Suppl. 4). 1973. V. 1. P. 1013–1032.
28. Warren P.H. The magma ocean concept and lunar evolution. Annu. Rev. // Earth Planet. Sci. 1985. V. 13. P. 201–240.
29. Shirley D.N. A partially molten magma ocean model (Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 13<sup>th</sup>). // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. A519–527.
30. Френкель М.Я. Модель ранней магматической дифференциации Луны. В кн.: Космохимия и сравнительная планетология. М.: Наука, 1989. С. 105–115.
31. Walker D. Lunar and terrestrial crust formation (Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 14<sup>th</sup>). // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. B17–B25.
32. Longhi J., Ashwal L.D. Two-stage models of lunar and terrestrial anorthosites: petrogenesis without a magma ocean (Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 15<sup>th</sup>). // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. C. 571–584.
33. Longhi J. A model of early lunar differentiation. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 11<sup>th</sup>. 1980. V. 1. P. 289–315.
34. Spera F.J. Lunar magma transport phenomena. // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 2253–2266.
35. 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.
36. Ringwood A.E., Kesson S.E. A dynamic model for mare basalt petrogenesis. Proc. Lunar Sci. Conf. 7<sup>th</sup>. 1976. P. 1697–1722.
37. Elkins Tanton L.T., Van Orman J.A., Hager B.H., Grove T.L. Re-examination of the lunar magma ocean cumulate overturn hypothesis: melting or mixing is required. // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 196. P. 239–249.
38. Барсуков В.Л., Базилевский А.Т., Френкель М.Я., Забалужева Е.В. О возможных механизмах образования вещества планетных кор. // Геохимия. 1988. № 2. С. 150–179.
39. Taylor S.R., Norman M.D., Esat T.M. The Mg-suite and the highland crust: an unsolved enigma. // Lunar Planet. Sci. XXIV. 1993. P. 1413–1414.
40. Ghiorso M.S., Kelemen P.B. Evaluating reaction stoichiometry in magmatic systems evolving under generalized thermodynamic constraints: examples comparing isothermal and isenthalpic assimilation. In: Magmatic Processes: Physicochemical Principles (B.O. Mysen, ed.). Pennsylvania: The Geochemical Society (Spec. Publ. 1). 1987. P. 319–336.
41. Haskin L.A., Shin C.-Y., Bansal B.M. et al. Chemical evidence for the origin of 76535 as a cumulate (Proc. Lunar Conf. 5<sup>th</sup>). // Geochim. Cosmochim. Acta (Suppl. 5). 1974. P. 1213–1225.
42. Ярошевский А.А. Зонное плавление и происхождение пород лунной коры. В кн.: Грунт из материкового района Луны. М.: Наука, 1979. С. 325–335.
43. McBirney A.R., Nakamura Y. Immiscibility in late stage magmas of the Skaergaard intrusion. // Carnegie Inst. Washington Yearb 72. 1973. P. 348–352.
44. McBirney A.R., Naslund H.R. The differentiation of the Skaergaard intrusion. a discussion of Hunter and Sparks (Contrib Mineral Petrol 95: 451–461). // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 235–240.
45. Morse S.A., Brady J.B., Sporleder B.A. Experimental petrology of the Kiglapait intrusion: cotectic trace for the Lower Zone at 5 kbar in graphite. // J. Petrol. 2004. V. 45. P. 2225–2259.
46. Markl G., Frost B.R. The origin of anorthosites and related rocks from the Lofoten Islands, Northern Norway: II. Calculation of parental liquid compositions for anorthosites. // J. Petrol. 1999. V. 40. P. 61–77.
47. Френкель М.Я., Арискин А.А., Бармина Г.С. и др. Геохимическая термометрия магматических пород – принципы метода и примеры применения. // Геохимия. 1987. № 11. С. 1546–1562.

48. *Ariskin A.A.* Phase equilibria modeling in igneous petrology: use of COMAGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalt. // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1999. V. 90. P. 115–162.
49. *Арискин А.А., Бармина Г.С.* Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.
50. *Ariskin A.A., Barmina G.S.* COMAGMAT: Development of a Magma Crystallization Model and Its Petrologic Applications // *Geochem. Intern.* 2004. V. 42. Suppl. 1. S1–157.
51. *Корина М.И., Френкель М.Я., Арискин А.А., Коптев-Дворников Е.В.* Геохимическая термометрия материковых пород Луны. В кн.: *Космохимия и сравнительная планетология.* М.: Наука, 1989. С. 115–127.
52. *Арискин А.А., Бармина Г.С., Френкель М.Я.* Моделирование фазовых отношений и оценка условий кристаллизации магматических пород Моря Кризисов на Луне. // *Геохимия.* 1991. № 11. С. 1523–1524.
53. *Принц М., Даути Э., Кайл К., Банч Т.Э.* Минералогия, петрология и химический состав фрагментов кристаллических пород из образца реголита “Луна-20”: происхождение кумулятивной серии АНТ и ее взаимоотношение с высокоглиноземистыми и морскими базальтами. В кн.: *Грунт из материкового района Луны.* М.: Наука, 1979. С. 83–104.
54. *Тарасов Л.С., Назаров М.А.* Петрографическая характеристика пород из материкового реголита района Аполлоний (“Луна-20”). В кн.: *Грунт из материкового района Луны.* М.: Наука. 1979. С. 105–118.
55. *Арискин А.А., Бармина Г.С., Френкель М.Я.* Термодинамическое моделирование кристаллизации расплавов лунных базальтов. // *Геохимия.* 1990. № 10. С. 1476–1485.
56. *Ariskin A.A., Petaev M.I., Borisov A.A., Barmina G.S.* METEOMOD: a numerical model for the calculation of melting-crystallization relationships in meteoritic igneous systems. // *Meteoritics Planet. Sci.* 1997. V. 32. P. 123–133.
57. *Warren P.H. and Wasson J.T.* Further foraging for pristine nonmare rocks: correlations between geochemistry and longitude. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 11<sup>th</sup>. 1980. P. 431–470.
58. *Goodrich C.A., Taylor G.J., Keil K. et al.* Alkali norite, troctolites, and VHK mare basalts from breccia 14304 (Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 16<sup>th</sup>). // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. D305–318.
59. *Warren P.H., Taylor G.J., Keil K. et al.* Foraging westward for pristine nonmare rocks: compilations for petrogenetic models. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 12<sup>th</sup>. 1981. P. 21–40.
60. *Lindstrom M.M., Marvin U.B., Vetter S.K., Shervais J.W.* Apennine Front revised: diversity of Apollo 15 highland rock types. In: *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 18<sup>th</sup>. 1988. P. 169–185.
61. *Warren P.H., Wasson J.T.* The compositional-petrographic search for pristine non-mare rocks – third foray. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 10<sup>th</sup>. 1979. P. 583–610.
62. *Shervais J.W., Taylor L.A., Laul J.C.* Ancient crustal components in the Fra Mauro breccia (Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 14<sup>th</sup>). // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. B177–192.
63. *Shervais J.W., Taylor L.A., Laul J.C., Smith M.R.* Pristine highland clasts in consortium breccia 14305: petrology and geochemistry (Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 15<sup>th</sup>). // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. С. 25–40.
64. *Галимов Э.М.* О происхождении вещества Луны. // *Геохимия.* 2004. № 7. С. 691–706.