

А.Е.Рингвуд

Происхождение Земли и Луны

А.Е.Рингвуд

Происхождение Земли и Луны



A. E. Ringwood

Research School of Earth Sciences
Australian National University

Origin of the Earth and Moon

Springer-Verlag
New York Heidelberg Berlin

А.Е.Рингвуд

Происхождение Земли и Луны

Перевод с английского И. В. МАТВЕЕВОЙ

Под редакцией канд. геол.-минер. наук
А. А. ЯРОШЕВСКОГО

4056

МОСКВА
«НЕДРА»
1982



Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны: Пер. с англ.— М.: Недра, 1982. 293 с.— Пер. изд.: США, 1979.

Рассматриваются состав и геохимия мантии, коры и ядра Земли, поведение отдельных элементов при их формировании и дифференциации Земли. Приведен критический анализ теорий образования планет, сведения о составе и геохимии Луны, данные о планетах — Марсе, Венере, Меркурии. Рассматриваются соотношения химического состава Земли, Луны, планет земной группы и метеоритов; кратко излагается оригинальная теория происхождения Луны, ее связи с Землей.

Для геологов, геофизиков, геохимиков, космохимиков, занимающихся проблемами состава и происхождения мантии и коры Земли, состава Луны и планет.

Табл. 33, ил. 60, список лит.— 634 назв.

All rights reserved

Р $\frac{1904020000-426}{043(01)-82}$ 61-82

© 1979 by Springer-Verlag, New York Inc.

© Перевод на русский язык, «Недра», 1982

ПРЕДИСЛОВИЕ

С самого начала цивилизации происхождение Земли и Луны было предметом постоянного теоретического и практического исследований. Этот вопрос относится к наиболее дискуссионным научным проблемам, охватывая различные области науки, привлекая внимание философов, астрономов, математиков, геологов, химиков и физиков. Появилось так много разнообразной литературы, что отдельные лица не в состоянии ее полностью охватить. Поэтому любой человек, который пытается синтезировать материал в этой области знаний, неизбежно оказывается ограниченными рамками той дисциплины, в которой он работает. Автор этой книги подходит к проблеме как геохимик, на которого сильное влияние оказали основополагающие представления Гарольда Юри. Большинство астрономических явлений прежде всего определяется гравитационными и магнитными полями, а также ядерными взаимодействиями, но Юри подчеркивает, что формирование Солнечной системы происходило при таком режиме давления и температуры, при котором *химические* свойства вещества по меньшей мере так же важны, как гравитационные и магнитные поля. Это было главной мыслью в книге Юри «Планеты», вышедшей в 1952 г., которая изменила и наш подход к этому вопросу.

Во многих последовавших затем статьях Юри подчеркивал большое значение *метеоритов* для получения данных о химических условиях в первоначальной Солнечной туманности, о процессах химического фракционирования, которые имели место во время формирования планет земной группы. Многие геохимики и космохимики следовали в своих работах такому подходу. Многочисленные детальные физические, химические и минералогические исследования метеоритов вскрыли очевидность событий, происходивших в Солнечной системе во время и вскоре после ее формирования, около 4,5 млрд. лет назад. Эти данные определили ряд принципиальных граничных условий, с которыми должна считаться любая приемлемая теория происхождения Солнечной системы. Огромные усилия были положены при изучении процессов фракционирования, возможных для установления различия химических составов разных классов метеоритов. Однако, несмотря на большой прогресс, многие важные стороны этих процессов остаются неясными и спорными.

Широко было распространено мнение, что это химическое фракционирование было связано с крупномасштабными физико-химическими процессами, происходившими во внутренних областях Солнечной туманности, и что эти же процессы привели к образованию планет земной группы. По причинам, которые будут рассмотрены в этой книге, я стал скептически относиться

к последнему предположению. Я полагаю, что важные детали, обнаруживаемые при исследовании метеоритов, связаны часто с локальными процессами фракционирования, которые протекали в небольшом масштабе в отдельных участках туманности, но я сомневаюсь в сходстве этих процессов с процессами, происходившими в гораздо большем масштабе в течение формирования планет земной группы.

Таким образом, геохимический и космохимический подход к этим проблемам в предлагаемой книге несколько отличается от подхода Юри в его последних статьях, а также от методологии многих исследователей, например, коллектива Чикагской школы. В некоторых отношениях мой подход ближе к позиции Юри 1952 года.

Наши знания о строении и составе недр Земли сильно продвинулись за последние 30 лет. В настоящее время на основе знания природы и полей термодинамической устойчивости минеральных фаз в широком диапазоне условий можно дать обоснованную интерпретацию изменения плотности и скоростей распространения сейсмических волн с глубиной в мантии Земли. Успехи в этом отношении, а также результаты разносторонних геохимических и петрологических исследований пород и магм, поступающих в земную кору из верхней мантии, позволяют оценить общий химический состав мантии и пределы возможной ее химической неоднородности (зональности). Определенные успехи достигнуты также в понимании строения и состава земного ядра. В результате выявлены многие новые и важные характеристики, которые ограничивают наши представления о происхождении Земли. Я не считаю, что в большинстве современных работ, посвященных обсуждению происхождения планет земной группы вообще и Земли в частности, эти граничные условия, в основном геохимического характера, в достаточной степени учтены. Поэтому главным акцентом этой книги будет использование геохимических данных, полученных при непосредственном изучении самой Земли, в попытке понять ее происхождение. С другой стороны, в результате работ по программе «Аполлон» за последнее десятилетие очень расширились наши знания о составе и строении Луны. Многие из этих сведений имеют непосредственное отношение к важной проблеме происхождения Луны.

Имея в виду эти проблемы, мы разделили книгу на три части. Часть I представляет собой обзор знаний и интерпретаций современного строения и состава Земли и попытку проанализировать основы этого знания, адресуясь не к специалистам в области наук о Земле. Эта часть заканчивается перечислением геохимических граничных условий, которые, как я считаю, имеют прямое отношение к происхождению Земли. Краткость изложения столь сложного вопроса может в некоторых случаях привести к чрезмерному упрощению. Более подробно этот мате-

риал применительно к земной мантии изложен в моей предыдущей книге [473], а вопросы, связанные с составом ядра, рассматриваются в специальной статье [477]. Часть II начинается с обсуждения проблемы эволюции и свойств Солнечной туманности и общих вопросов, касающихся образования в ней планет. Дается анализ современных теорий происхождения Земли в свете граничных условий и данных, приведенных в первой части, а также на основе новых результатов, полученных в космохимии и смежных областях знания. В III части прежде всего объясняются некоторые взаимосвязи между химическими особенностями Земли и других планет земной группы. Представления о строении и образовании Земли использованы для интерпретации строения Марса, Венеры и (с меньшим успехом) Меркурия. При сопоставлении выявляется совершенно аномальный состав Луны, если считать «нормальными» планеты земной группы. Рассматриваются состав и строение Луны, а также несколько подробнее описаны некоторые важные стороны геохимии Луны, связанные с ее происхождением. В заключительной главе сделан обзор современных гипотез происхождения Луны, который заканчивается описанием рабочей гипотезы, предпочитаемой автором книги.

Исключая, возможно, некоторый материал в главах 10 и 11, книга написана на уровне, доступном для широкого круга студентов последних курсов и аспирантов по специальностям наук о Земле и космосе. Дано большое количество ссылок на первоисточники для использования их аспирантами и исследователями, работающими в этой области. В то же время будущий читатель должен сознавать, что это не учебник в обычном смысле слова. Книга охватывает вопросы, которые были и еще считаются спорными. По многим из них я высказал определенную точку зрения. В таких случаях я пытался подкрепить фактами свои взгляды и дать соответствующие ссылки на работы, защищающие противоположную точку зрения, так что заинтересованный читатель может сам изучить состояние вопроса. Это не означает, однако, что многие разделы, посвященные вопросам состава и строения Земли, Луны и планет, представляют довольно объективный всесторонний обзор материала и проблем. Как и следовало ожидать, наиболее дискуссионные вопросы рассматриваются главным образом (но не исключительно) в разделах, специально посвященных происхождению Земли и Луны.

Поводом для написания этой книги послужило приглашение сделать доклад на чтении имени В. И. Вернадского в Москве в марте 1975 г. Большинство глав I и II частей опубликовано в Москве в виде текста этого доклада. Пользуясь случаем, я хотел бы выразить благодарность за гостеприимство Институту геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского и покойного академика А. П. Виноградова.

Книга посвящается профессору Гарольду Юри и академику А. П. Виноградову, огромный вклад которых в космохимию открыл новые фундаментальные перспективы в вопросах происхождения и эволюции Земли и Солнечной системы.

БЛАГОДАРНОСТИ

Я хотел бы выразить искреннюю признательность многим коллегам, которые прочитали и высказались по одной или более глав данной книги, в частности доктору Р. Дж. Аркулусу, доктору С. Е. Кессону, доктору Дж. В. Делано, доктору Д. Д. Стивенсону, доктору М. У. Мак-Елини и профессору К. Лэмбеку из Национального университета Австралии; доктору А. Р. Дункану из Университета в Кейптауне, а также доктору М. Г. Лэнгсету из Геологической обсерватории в Лэмонт-Доэрти.

Глава II основывается на статьях, написанных мной совместно с доктором Кессоном и доктором Делано. Я благодарен своим коллегам за сотрудничество и за разрешение использовать этот материал в книге. Сжатое изложение материала, помещенного в I и II частях, выйдет в виде главы в книге «Земля. Ее происхождение, строение и эволюция» под редакцией доктора М. У. Мак-Елини, Лондон—Нью-Йорк, издательство Академик Пресс. Я благодарен за разрешение использовать в книге некоторые графики и прочий материал этой главы.

Три главы были написаны в Корнелльском Университете в те периоды, когда автор работал там в качестве приглашенного профессора по фонду Эндрю Д. Уайта. Я хотел бы выразить благодарность этому университету за поддержку и предоставление благоприятных условий, а в особенности моим коллегам в Отделе геологических наук.

Благодарю также моих секретарей Таню Шейбл и Робина Куртина, которые с присущим им умением превратили трудночитаемую рукопись в аккуратные отпечатанные главы.

Наконец, я глубоко обязан моей жене Гун и детям Кристине и Питеру, особенно за их одобрительное и лояльное согласие на необходимость провести так много выходных дней дома, пока писалась книга.

ЧАСТЬ I

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

ГЛАВА I

СИСТЕМА МАНТИЯ—КОРА

1.1. ОСНОВНОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

Основное подразделение внутреннего строения Земли основывается на распределении в глубину скоростей распространения сейсмических волн (рис. 1.1). Кора — распространяется от поверхности до *границы Моховичича* (Мохо), которая находится на глубине 30—50 км под большей частью континентов и около 10—12 км под большей частью океанов. Под корой до

Таблица 1.1
Размеры и масса внутренних оболочек и ядра Земли

Оболочка	Глубина границ, км	Масса, 10^{25} г	Доля от общей массы
Кора	0 — Мохо	2,4	0,004
Верхняя мантия	Мохо — 400	62	0,10
Переходная зона	400 — 1000	100	0,17
Нижняя мантия	1000 — 2900	245	0,41
Внешнее ядро	2900 — 5154	177	0,30
Внутреннее ядро	5154 — 6371	12	0,02

глубины примерно 400 км располагается *верхняя мантия*. Под ней на глубине от 400 до 1000 км находится переходная зона. Эта зона характеризуется в среднем градиентами высокой скорости распространения сейсмических волн, а также наличием двух или более границ между сейсмическими слоями Земли. В противоположность этому, *нижняя мантия*, простирающаяся на глубине от 1000 до 2900 км, характеризуется умеренным и сравнительно равномерным повышением скорости распространения сейсмических волн в зависимости от глубины. Граница ядра Земли начинается на глубине около 2900 км. Она отмечается главным разрывом скоростей распространения продольных сейсмических волн и тем, что там прекращается распространение поперечных сейсмических волн, что указывает на расплавленное состояние ядра. В свою очередь ядро разделя-

ется на две части — расплавленное *внешнее ядро* и *внутреннее ядро* (рис. 1.2). Поскольку во внутреннем ядре поперечные сейсмические волны распространяются так же, как и продольные, то считается, что оно находится в твердом состоянии. Мощность и масса отдельных частей Земли приведены в табл. 1.1.

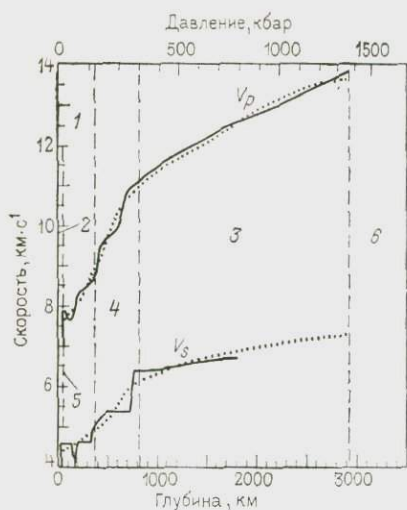


Рис. 1.1. Распределение скоростей прохождения продольных и поперечных сейсмических волн в мантии и внешней части ядра.

Сплошные линии — значения продольных V_p [278, 279] и поперечных волн V_s [407]; пунктир — то же [277].
1 — верхняя мантия; 2 — континентальная кора; 3 — нижняя мантия; 4 — переходная зона; 5 — граница Мохо под континентами; 6 — ядро

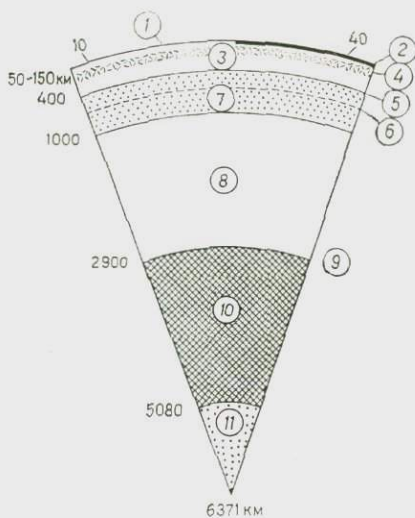


Рис. 1.2. Принципиальная схема поперечного разделения Земли [473].

1 — кора; 2 — граница Мохо; 3 — верхняя мантия; 4 — слой пониженных скоростей; 5 — 20-градусная граница раздела; 6 — 650-километровая граница раздела; 7 — переходная зона; 8 — нижняя мантия; 9 — граница ядро — мантия; 10 — внешнее ядро; 11 — внутреннее ядро

1.2. КОРА

Несмотря на незначительные размеры, кора имеет тем не менее огромное глобальное геохимическое значение, так как представляет собой конечный результат исключительно сложных и эффективных процессов дифференциации, благодаря которым в этом сравнительно тонком поверхностном слое сконцентрировалась большая часть входящих в состав Земли некоторых несовместимых элементов¹. Типичный разрез областей

¹ Несовместимыми называются такие элементы, ионы которых из-за размеров ионных радиусов и (или) ионных зарядов не могут легко замещать другие ионы в главных кристаллических фазах мантии. В результате этого в ходе процессов частичного плавления они в значительной степени концентрируются в магме. В качестве примеров можно назвать Cs, Rb, K, Ba, Pb, La, Ce, U, Th, Ta, Nb и P.

устойчивой континентальной коры показан на рис. 1.3. Под тонкой осадочной пленкой находится верхний слой, который имеет, судя по его геохимическим и геофизическим свойствам, гранодиоритовый состав (табл. 1.2). Ниже этого слоя, распространяющегося на глубину 15—25 км, скорость продольных сейсмических волн возрастает преимущественно до 6,7—7,2 км·с⁻¹, но для отдельных районов значения скорости варьируют в более широких пределах. Интерпретация на основе геофизических, петрологических и геохимических данных показывает, что в наиболее развитых континентальных регионах нижний слой коры, хотя и отличается высокой степенью неоднородности, состоит преимущественно из пород кислого и среднего состава, метаморфизованных в условиях фаций гранатовых гранулитов. Породы этого слоя могут иметь характер остаточных образова-

ний, несущих следы многократных циклов метаморфизма и частичного плавления, преобразовавшихся в веществе нижних горизонтов коры. Такие процессы привели к значительному обеднению этих пород по сравнению с верхним слоем коры летучими и несовместимыми элементами. Снизу континентальная кора ограничена поверхностью Моховичича (Мохо), где скорость прохождения продольных сейсмических волн возрастает на сравнительно небольшом интервале глубин до $8,2 \pm 0,2$ км·с⁻¹, которая характерна для верхней мантии. Мощность слоя до Мохо под наиболее устойчивыми континентальными регионами составляет обычно 35—45 км, в среднем около 40 км. Средний химический состав континентальной коры был определен Тейлором [552]. Считается, что он подобен составу средней изверженной породы, причем соответствует наиболее распространенному типу магм (андезиту), извергаемой в местах субдукции литосферы (см. табл. 1.2).

Структура океанической коры резко отличается от структуры коры континентальной. Средняя мощность океанической коры в большинстве районов составляет лишь 7 км, так как на этой глубине расположена граница Мохо. Считается, что под

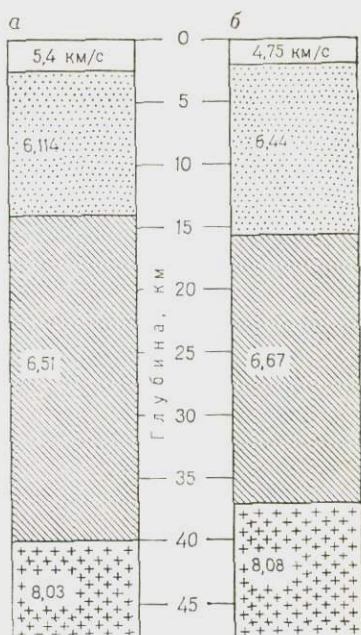


Рис. 1.3. Разрезы коры для двух типичных стабильных областей докембрийских щитов; а — в центральном Висконсине; б — в верхнем Мичигане [527]

слоем океанических осадков (средняя мощность 0,45 км) кора состоит главным образом из пород толеитового базальтового состава (табл. 1.3) с небольшим количеством серпентинитов, которые образовались вследствие гидратации перидотитовых пород. Эти перидотиты имеют, в конечном счете, мантийное

Таблица 1.2

Средний состав кристаллических пород поверхности континентальных щитов (А) [438] и континентальной коры в целом (Б) [551]

Компоненты	А, вес. %	Б, вес. %	Компоненты	А, вес. %	Б, вес. %
SiO ₂	66,4	58,0	MgO	2,0	3,5
TiO ₂	0,6	0,8	CaO	3,8	7,5
AlO ₃	15,5	18,0	Na ₂ O	3,5	3,5
Fe ₂ O ₃	1,8	—	K ₂ O	3,3	1,5
FeO	2,8	7,5*	P ₂ O ₅	0,2	—
MnO	0,1	—			

* Общее содержание железа пересчитано на FeO.

происхождение, представляя собой диапиры, внедренные в породы коры главным образом вдоль зон разломов. По сравнению с континентальной корой, имеющей возраст более 2 млрд. лет, океаническая кора имеет относительно молодой возраст. В соответствии с современными представлениями, она непре-

Таблица 1.3

Скорость распространения продольных сейсмических волн, мощность слоев океанической коры и соответствующие стандартные отклонения [247, 447]

Слой	Мощность, км	Скорость, км·с ⁻¹
Морская вода	4,5	1,5
1	0,45	2
2	1,71±0,75	5,07±0,63
3	4,86±1,42	6,69±0,28
4	—	8,13±0,24

рывно образуется в процессе дифференциации мантии в срединно-океанических хребтах и погружается в мантию в зонах глубоководных впадин со средним «временем жизни» вещества коры около 10⁸ лет. Мы еще возвратимся к вопросу эволюции коры в разделе 3.2.

1.3. ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ

Перидотитовый слой

Верхняя мантия простирается от Мохо на глубину около 250—400 км (см. рис. 1.1 и 1.2) Она характеризуется главным образом низкими величинами скоростей продольных и поперечных сейсмических волн, за исключением, вероятно, области вблизи слоя пониженных скоростей, а также четко выраженными горизонтальными вариациями скоростей. В большинстве регионов Земли скорость поперечных, а возможно и продольных, сейсмических волн проходит через минимум на глубине 70—150 км. Минимум может быть вызван незначительным ($\sim 1\%$) частичным плавлением по границам зерен твердых фаз. Этот слой имеет огромное значение как зона низкой вязкости и тектоническая граница между находящейся сверху жесткой литосферой и лежащих ниже, более подвижных горизонтов мантии, или астеносферы.

Скорость прохождения продольных сейсмических волн в верхней мантии в большинстве районов под континентами и океанами составляет около $8,2 \pm 0,2$ км \cdot с⁻¹. Это свойство верхней мантии, наряду с некоторыми общими петрологическими и химическими соображениями, в значительной степени ограничивает ее минералогический состав некоторой комбинацией оливина, пироксена (или пироксенов), граната и, может быть локально, амфибола. Два основных типа пород, сложенных этими минералами¹, представлены *перидотитом* (оливин—пироксен) и *эклогитом* (пироксен—гранат). Оба типа пород могут содержать некоторое количество амфибола. Между типами пород редко наблюдается непрерывный переход. Петрологические основания существования такой дихотомии рассмотрены Рингвудом [473].

Плотность неизмененных эклогитов, которые, возможно, происходят из верхней мантии, составляет в среднем около $3,5$ г \cdot см⁻³, тогда как для свежих перидотитов она равна $3,3$ г \cdot см⁻³. Поэтому, в принципе, независимое определение плотности верхней мантии могло бы служить признаком относительной распространенности этих типов горных пород. Различия в плотности коры и верхней мантии по данным изостатических расчетов составляют примерно $0,4$ г \cdot см⁻³. В этом случае, используя независимые данные о средней плотности коры, можно оценить плотность кровли верхней мантии величиной, вероят-

¹ Приблизительный химический состав главных минералов верхней мантии может быть выражен следующими формулами: оливин $(Mg_{0,9}Fe_{0,1})_2SiO_4$; ортопироксен $(Mg_{0,9}Fe_{0,1})SiO_3$; клинопироксен $(Mg_{0,9}Fe_{0,1})CaSi_2O_6$; шпинель-хромит $MgAl_2O_4 - FeCr_2O_4$; пироповый гранат $(Mg_{0,7}Fe_{0,3})_3Al_2Si_3O_{12}$; клинопироксен содержит значительные количества жадсита $NaAlSi_2O_6$ в твердом растворе, а пироповый гранат много гроссулярового компонента $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$.

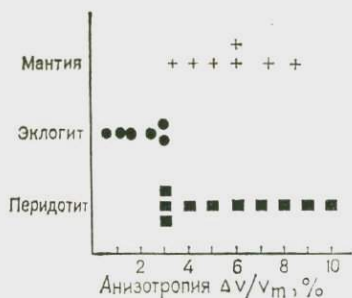


Рис. 1.4. Относительная анизотропия, выраженная отношением разности между максимальной и минимальной скоростями ΔV к средней скорости V_m , для перидотитов, эклогитов и верхней мантии [473]

Геофизические выводы о преобладании перидотита среди пород верхней мантии подтверждаются петрологическими наблюдениями. Кимберлитовые трубки, содержащие алмазы, часто встречаются на огромных площадях (около 1 млн. км²) в Южной Африке и Сибири. Подобные месторождения имеются также в Индии, Бразилии, США и Австралии. Известно, что кимберлиты происходят из глубин вплоть до 150 км (что необходимо для термодинамической стабильности алмазов) и что они очень быстро были внедрены в верхние структурные этажи коры (вследствие выделения летучих). В этом процессе были вынесены огромные количества обломков пород, слагающих стенки каналов, встречающихся в кимберлите в виде *ксенолитов*. Большое значение имеет то, что в кимберлитах Африки и Сибири, которые представляют результат, по-видимому, наиболее полного «опробования», чаще встречаются перидотитовые ксенолиты, а не эклогитовые. Если считать, что ксенолиты характеризуют состав верхней мантии, то тогда она должна быть преимущественно сложена перидотитами, при постоянном участии эклогитов, количество которых, однако, невелико. Наиболее обычной минеральной ассоциацией в перидотитах является ассоциация гранатовых лерцолитов следующего среднего состава: 64 % оливина, 27 % ортопироксена, 3 % клинопироксена и 6 % граната, богатого пиропом. Полный химический состав таких пород приведен в табл. 1.4.

Существует другой тип магм с высоким содержанием летучих компонентов, формирующихся на меньших глубинах мантии, чем кимберлиты, и тоже несущих ксенолиты мантийных пород. Известны более 1000 подобных случаев в океанических и континентальных регионах. Эти магмы включают серию щелочных базальтов — базанитов — нефелинитов (см. табл. 1.5). И в этом случае в ксенолитах преобладают перидотиты, содер-

нее всего, заключенной между 3,3 и 3,4 г·см⁻³, откуда следует, что кровля верхней мантии состоит преимущественно из перидотита. Такой вывод подкрепляется несколькими наблюдениями крупномасштабной горизонтальной анизотропии скоростей сейсмических волн в верхней мантии [387]. По рис. 1.4 видно, что для перидотитов часто характерна высокая степень анизотропии скоростей прохождения сейсмических волн, обусловленной упругими свойствами оливина; у эклогитов степень анизотропии гораздо меньше.

Состав перидотитовых ксенолитов из алмазоносных кимберлитовых трубок и щелочных базальтов

Компонент	Кимберлитовые трубки		Щелочные базальты	
	1	2	3	4
SiO ₂	44,5—47,9	46,5	44,4	45,0
TiO ₂	0,02—2,3	0,3	0,04	0,07
Al ₂ O ₃	1,1—3,3	1,8	1,7	3,0
Cr ₂ O ₃	0,2—0,5	0,4	0,5	0,4
FeO	5,9—8,4	6,7	8,9	8,0
MnO	0,1—0,2	0,1	0,1	0,1
NiO	0,25—0,4	0,3	0,27	0,25
MgO	37,7—45,7	42,0	42,3	39,7
CaO	0,9—3,5	1,5	1,6	3,2
Na ₂ O	0,06—0,4	0,2	0,1	0,2
K ₂ O	0—0,4	0,2	0,04	0,04
P ₂ O ₅	0—0,05	0,02	—	—

1 — диапазон составов для 15 образцов гранатовых перидотитов [125]; 2 — средний состав для 9 образцов гранатовых перидотитов [125]; 3 — средний состав для 27 образцов ксенолитов шпинелевых перидотитов из серии щелочных базальтов Пюи Беанит [261]; 4 — средний состав 20 образцов ксенолитов шпинелевых перидотитов из щелочных базальтов Роше-дю-Лион [584].

жащие шпинель вместо граната вследствие образования их при более низком давлении. Типичный состав таких ксенолитов приведен в табл. 1.4. В общем они подобны по составу ксенолитам гранатовых лерцолитов из кимберлитов.

Третьим источником петрологической информации о составе верхней мантии являются перидотитовые тела, встречающиеся в земной коре как в континентальных, так и в океанических областях. Есть все основания полагать, что многие из этих тел представляют собой отторженцы верхней мантии, которые внедрили в породы земной коры в результате механического перемещения в процессах, связанных с тектоникой плит. Росс [489] уже давно показал, что общий химический и минералогический состав этих альпинотипных перидотитов очень близок к составу перидотитовых ксенолитов щелочной базальтовой серии.

На основе многочисленных петрологических и геофизических исследований можно сделать вывод, что под континентами и океанами существует слой, в котором главный тип пород представлен некоторой разновидностью перидотита в общем довольно устойчивого состава. Следует признать, что в этом слое встречаются и многие другие типы горных пород (например, различные виды эклогитов) и что там наблюдается значительная локальная петрологическая неоднородность. Однако, по-ви-

димому, эти типы пород в объемном отношении распространены гораздо меньше перидотитов. Более детально этот вопрос рассматривается в главах 3—6 монографии Рингвуда [473].

Происхождение базальтов и пиrolитовая модель

Магмы базальтовой серии в огромных количествах повсеместно извергались в течение всей геологической истории. Теперь мы знаем, что базальтовые магмы формируются в ходе процессов частичного плавления в верхней мантии, причем эти жидкие фазы состоят из компонентов с низкой температурой плавления и подобны эвтектическим жидкостям, которые образуются при плавлении простых бинарных или тройных систем. Поэтому фундаментальным свойством большей части вещества верхней мантии должна быть способность к образованию базальтовых магм в случаях, когда в ней начинаются процессы частичного плавления. Однако большей частью перидотиты, которые образовались в верхней мантии и попали в виде ксенолитов в кимберлиты и щелочные базальты или находятся в виде крупных интрузивов в коре, характеризуются распространенностью «несовместимых элементов», таких как K, U, Th, Ba, Rb, La, Ti, P, слишком низкой для того, чтобы при частичном плавлении получился наблюдаемый состав базальтовых магм. Большая часть перидотитов не содержит также в достаточном для базальтовых магм количестве Na, Ca и Al. Распространенность элементов в большинстве этих перидотитов соответствуют тугоплавким остаткам после отделения базальтовых магм.

Таким образом мы приходим к предположению, что большая часть перидотитов *комплементарна* по отношению к базальтовым магмам, а не представляет первичное для них вещество.

Значит, под слоем перидотита должен существовать слой, имеющий первичный состав, из которого еще не выделились базальтовые магмы. Этот первичный материал должен быть источником современных базальтов. Для удобства его назвали «пиrolитом», под которым подразумевается некоторая пироксен-оливиновая порода, способная при частичном плавлении образовывать базальтовую магму. Эти соображения привели нас к созданию модели верхней мантии, как состоящей из слоев различного химического состава,



Рис. 1.5. Модель химической зональности верхней мантии. Гарцбургит (оливин + ортопироксен + хромит) и перидотит (оливин + ортопироксен + клинопироксен + шпинель) являются разновидностями перидотита [473]

что и показано на рис. 1.5. Предполагается, что в верхней мантии преобладает вещество пиролитового состава.

Вообще говоря, состав пиролита должен находиться между составами базальта и перидотита. Этот состав можно установить путем изучения химических равновесий между различными классами базальтовых магм и соответствующими им остаточными перидотитами, используя методы экспериментальной петрологии при высоких давлениях и температурах [210, 213, 473].

Таблица 1.5

Состав типичных компонентов главных классов базальтовых магм. Данные в графах 1—6 приведены в порядке увеличения предполагаемой степени частичного плавления исходных пород

Компонент	Оливиновый нефелинит	Оливиновый базанит	Щелочной оливиновый базальт	Океанический толеит	Пикрит	Коматиит
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	39,3	44,6	46,5	47,2	44,0	45,2
TiO ₂	3,9	2,9	2,4	0,7	0,6	0,3
Al ₂ O ₃	9,5	11,7	13,9	15,0	8,3	6,2
Fe ₂ O ₃	5,1	3,0	2,6	3,4	2,2	—
FeO	10,7	9,4	9,5	6,6	8,8	11,5*
MnO	0,2	0,2	0,12	0,1	0,2	0,2
MgO	13,9	13,9	9,7	10,5	26,0	28,6
CaO	11,2	7,7	10,4	11,4	7,3	5,6
Na ₂ O	3,0	3,7	2,9	2,3	0,9	0,6
K ₂ O	1,5	2,0	0,7	0,1	0,06	0,04
P ₂ O ₅	2,3	1,0	0,35	0,07	0,07	0,02
MgO						
FeO* + MgO (Мол. отн)	0,70	0,73	0,60	0,66	0,81	0,82

1—Скотсдал, Тасмания [209]; 2—Маунт Леура, Виктория [209]; 3—Гавайские острова [319]; 4—Рейс 37, глубоководное бурение, образец JSC 56 [90]; 5—Море Баффина [137]; 6—Блок Илгарн, Западная Австралия [402].

* Общее содержание железа пересчитано на FeO.

Этот метод можно дополнить использованием распределения микроэлементов между компонентами базальта и перидотита на основе экспериментально определенных коэффициентов распределения между кристаллической и жидкостной фазами [190, 303].

Такого рода исследования привели к выделению целого ряда магм базальтового типа (табл. 1.5), которые образовались при различной степени частичного плавления мантийного пиролита. Так, нефелиниты и базаниты могут представлять расплавы, доля которых при частичном плавлении пиролита

составляла 1—5 %, щелочные базальты 5—10 %, толеиты 15—25 %, а пикриты и коматиты 30—60 % [103, 190, 208, 211, 213, 303]. В соответствии с этим можно указать ряд комплементарных тугоплавких перидотитовых компонентов, представляющих остаточное вещество при различных степенях частичного плавления. Гранатовые и шпинелевые лерцолиты, сложенные ассоциацией минералов: оливин+ортопироксен+клинопироксен±шпинель±пироповый гранат, представляют собой остатки после выделения незначительного количества расплава, и являются комплементарными нефелинитам, базанитам и щелочным базальтам, тогда как гарцбургиты (оливин+ортопироксен), вероятно, представляют собой остатки от выплавления оливин-толеитовых магм. Наконец, дунит является остатком после выплавления коматитов, требующих наибольшей степени плавления [540]. Обзор результатов оценки возможного состава пиролита, полученных при использовании этих методов, сделан в работе Рингвуда [473].

Предельные составы пиролита можно также получить при использовании некоторых дополнительных приемов, основанных на методе комплементарности. При изучении перидотитовых пород, встречающихся в виде ксенолитов в кимберлитах и щелочных базальтах, с одной стороны, и в виде массивных интрузивов в земной коре — с другой, выявлена в целом непрерывная серия пород, состав которых изменяется от чистого дунита до гарцбургита и лерцолита. В составе этих пород содержится 0—4 % СаО и Al_2O_3 , а также 0—0,3 % Na_2O . Затем наблюдается резкий разрыв; лерцолиты (не кумулятивного происхождения), содержащие большие количества СаО, Al_2O_3 и Na_2O , встречаются редко. Представляется, что лерцолиты, содержащие около 3—4 % СаО и Al_2O_3 , являются остаточным веществом после выплавления магм (например, нефелинитов), образовавшихся при совсем незначительной степени плавления пиролита. Некоторые типы высокотемпературных перидотитов (например, лерцолиты Тинакилло, Лизарда и Ронды) относятся, видимо, к этой категории. Тем не менее эти породы несут отчетливые признаки существенного обеднения и фракционирования несовместимых элементов (например, легкие РЗЭ, К и U) и, несомненно, потеряли компонент с низкой температурой плавления, вероятно, базанит или нефелинит.

Распространенность редкоземельных элементов в типичном высокотемпературном перидотите показана на рис. 1.6. Следует отметить исключительно сильное фракционирование и обеднение легкими РЗЭ. Показана также распространенность РЗЭ в типичном нефелините. Совершенно очевиден комплементарный характер этих кривых. Космохимические соображения (это обсуждается ниже) в сочетании с наблюдаемой картиной распространенности РЗЭ в океанических толеитах, которая близка к хондритовой, приводят к выводу, что первоначально пиролит

имел соотношения распространенности РЗЭ, подобные хондритам. Чтобы получить такую кривую, полагая комплементарность перидотита и нефелинита (см. рис. 1.6), надо добавить к перидотиту 1—2 % нефелинита. Это согласуется с экспериментальными данными об образовании нефелинитов в результате незначительного плавления пиролита. На этой основе можно рассчитать теоретический состав пиролита путем сочетания 99 % пиролита с 1 % нефелинита.

Другой метод установления наименее фракционированного ультраосновного остаточного вещества, которое можно было бы считать близким к составу пиролита, состоит в исследовании природных ультраосновных расплавов, которые образовались в результате самой высокой степени частичного плавления пиролита. Можно надеяться, что результаты этих методов совпадут.

Убедительные доказательства существования природных ультраосновных магм, близких по составу пиролиту, представлены в работах [582, 583]. В них описана серия тонких потоков перидотитовой лавы из архейской формации Комати в районе Барбертон в Южной Африке. Полевые и петрологические данные показали, что «перидотитовые коматиниты» извергались в подводных условиях и находились во время извержения в полностью расплавленном состоянии. Убедительным доказательством последней их особенности является широкое распространение «закаленных структур» (рис. 1.7) в лавах. Экспериментальными исследованиями [212] установлено, что эти структуры можно воспроизвести только при быстром охлаждении ультраосновных расплавов состава коматинитов. Такие горные породы были уже описаны в архее Австралии [197, 401] и Канады [67, 399].

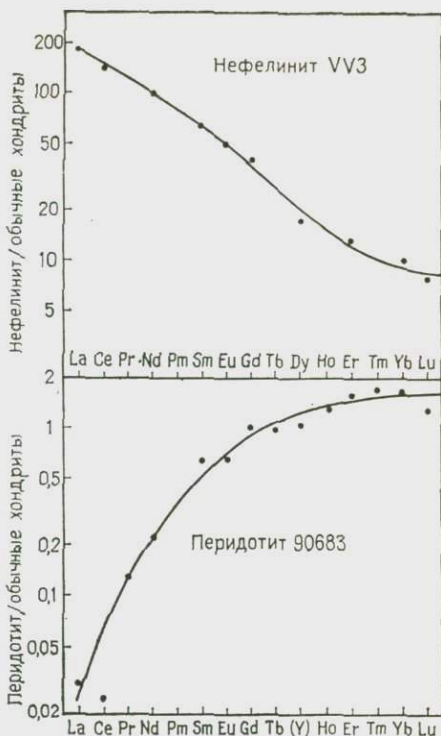


Рис. 1.6. Распространенность редкоземельных элементов в высокотемпературном перидотите из Лизарда [179] и в нефелините из Кап-Верде [302]. Распространенность нормализована относительно их распространенности в обычных хондритах

Экспериментальные исследования [67, 212] показали, что для составов, соответствующих перidotитовому коматиту, при давлении выше 40 кбар¹ на ликвидусе находится оливин, а фа-

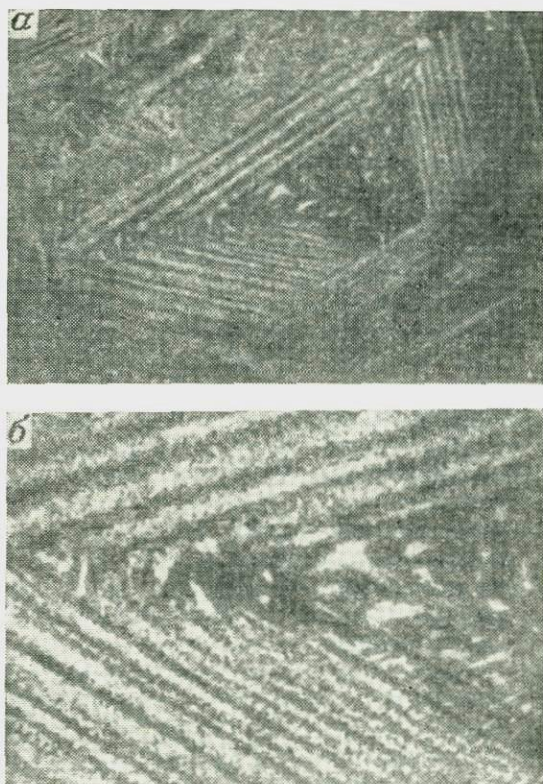


Рис. 1.7. Структура «заключного» коматитового перidotита, быстро закристаллизовавшегося из расплава [582]. Минеральные фазы представлены пластинчатыми сростками вторичных тремолита, магнетит+хлорита и серпентина, образовавшихся по первичному агрегату пластинок оливина и пироксена; увел. 20 (а). Такая структура была затем воспроизведена экспериментально [212] путем быстрой закалки расплавов коматитового состава (б).

зовые соотношения в целом согласуются с предположением, что этот коматит представляет собой жидкость, образующуюся при плавлении не менее 60 % пиролита², причем в качестве остаточной фазы сохраняется только оливин (Fo_{93}).

Для целей данного исследования важно отметить, что состав перidotитового коматита, образовавшегося в результате наи-

¹ 1 кбар = 10^8 Па. — Прим. ред.

² Арндт [66] считает маловероятным, чтобы магмы коматитов образовались при плавлении мантийного пиролита не менее чем на 60 %. При частичном плавлении до 50 вес. % скорость сегрегации магмы можно скорее сопо-

более высокой степени частичного плавления пиролита, близок к составу ультраосновного остаточного вещества после выделения магм, типичного для очень незначительной степени плавления. Таким образом, эти предельные составы ограничивают с двух сторон состав пиролита; они приведены в табл. 1.6. В этой же таблице дана средняя оценка состава пиролита, полученная на основе различных методов. Следует отметить, что эти цифры нельзя прицмать в качестве *единственно* возможной оценки состава пиролита. Вероятно, должны наблюдаться существенные колебания состава пиролита в верхней мантии. В настоящее время имеются признаки, указывающие на то, что для главных элементов и для совместимых микроэлементов этот диапазон достаточно узок, но может быть очень большим для некоторых несовместимых микроэлементов.

Детальное геохимическое изучение состава и петрогенезиса ряда коматинтовых магм из отложений архея Австралии, Южной Африки и Канады провели Несбит и Сан [402, 540]. Они показали, что существует непрерывность состава жидкостей в ряду толеитовый базальт—пикрит—базальтовый коматинит—

ставить со скоростью подъема мантийного диапира, который обеспечивает теплотой плавления процесс расплавления при адиабатическом уменьшении давления. Арндт, таким образом, полагает, что коматиниты образовались в результате процесса «последовательного плавления» и большинство ультраосновных разновидностей представляют собой продукты частичного плавления мантии, которая уже в заметной степени была обеднена низкоплавящимися компонентами на ранней стадии генерации магмы. Он ссылается на обеднение легкими РЗЭ, часто наблюдаемое в коматинитах, и высокие значения отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в коматинитах Барбертон Лэнда в качестве доказательства процесса обеднения. Поэтому Арндт делает вывод, что состав коматинитов не дает информации о первичном составе нефракционированной мантии до генерации магмы.

По мнению автора, доводы Арндта имеют существенные достоинства, но их следует принимать с оговорками. Обеднение легкими РЗЭ в коматинитах меньше обычно установленного в океанических толеитах [540]. Считается, что обеднение последних вызвано предшествующим извлечением только небольшого количества жидкости, что не повлияло в значительной степени на общий состав главных элементов или, фактически, на состав тяжелых РЗЭ и других умеренно несовместимых элементов, таких как Ti, Y, Zr, Nb и Sc. Несбит и Сан [402, 540] показали, что относительная распространенность всех этих элементов, а также Ca и Al в исходных регионах многих коматинтовых магм в основном подобна распространенности в хондритах. Частичное плавление в существенной степени (например, более 5 %) до извлечения коматинтовой магмы привело, по-видимому, к заметному внутреннему фракционированию этих элементов и сильному фракционированию легких РЗЭ. Поэтому, видимо, предшествующая потеря магмы из исходных областей многих коматинтовых магм была очень мала, а следовательно, можно получить обоснованные данные о составе мантии. Этот метод был использован [402, 540] и был сделан вывод, что общий состав исходной области коматинитов очень близок к составу пиролита. Если процесс плавления превысит 50 вес. %, доводы Арндта труднее опровергнуть. Возможно, что некоторые коматиниты, обладающие не-хондритовым очень низким (в три раза меньше) отношением Ca/Al и очень незначительной распространенностью РЗЭ, образовались по предполагаемому Арндтом механизму.

Состав пиrolита

Компоненты	Наименее фракционированные ультраосновные породы	Жидкости состава перidotитовых коматитов		Средний состав пиrolита
		1	2	
SiO ₂	44,9	46,5	44,8	45,1
TiO ₂	0,1	0,2	0,2	0,2
Al ₂ O ₃	3,2	3,6	5,3	3,3
Cr ₂ O ₃	0,5	0,4	—	0,4
Fe ₂ O ₃	—	1,0	1,0	—
FeO	7,6	9,4	9,5	8,0
MnO	0,1	0,2	0,2	0,15
NiO	0,3	—	—	0,2
MgO	40,0	33,0	34,3	38,1
CaO	3,0	5,1	4,4	3,1
Na ₂ O	0,2	0,5	0,35	0,4
K ₂ O	0,0006	0,2	0,01	0,03
P ₂ O ₅	—	0,01	0,015	0,02
MgO	0,90	0,85	0,85	0,89
MgO + FeO				

1 — представительный дерцолитовый остаток от выплавления небольшого количества жидкости (перidotит Тинаквило) [207]; 2 и 3 — ультраосновные расплавы, соответствующие высокой степени частичного плавления пиrolита (2 — перidotитовый коматит из Барбертон Лэнд [212]. 3 — соответствующий образец из Маунг Айда в Западной Австралии [401]); 4 — данные этой графы получены несколькими методами [473]. Как отмечено в примечании к табл. 5.2 из работы [473], использованные методы дали не реально высокую цифру для Al₂O₃ (4,6 %). В графе 4 это значение уменьшено путем нормализации по отношению к CaO с использованием отношений Al₂O₃/CaO, характерных для перidotитовых коматитов Западной Австралии и Канады. Содержание второстепенных элементов основывается на данных Сана и Несбита [540].

перidotитовый коматит. Эти результаты позволили оценить вероятный состав верхней мантии архея. Кроме того, данные, полученные в этой работе, оказались также очень важными для определения распространенности многих рассеянных элементов в пиrolите, но к этому вопросу мы вскоре вернемся.

1.4. ПЕРЕХОДНАЯ ЗОНА

Как видно из рис. 1.1 и рис. 1.8, в среднем скорость прохождения сейсмических волн и плотность в интервале глубин 350—900 км возрастают очень быстро. Наиболее существенные изменения происходят на глубинах около 400 и 650 км, менее резкие — на глубинах 350 км, 500 км и ниже 650 км. Буллен [106] первым показал, что плотность в пределах переходной зоны растет с глубиной гораздо быстрее, чем это можно объяснить сжатием однородного вещества в гравитационном поле Земли. Он пришел к заключению, что в рассматриваемой области должны происходить химические или фазовые изменения, либо оба вида этих изменений. Бёрч [82] исследовал упругие свойства мантии и сделал вывод, что неоднородность на глу-

бине от 350 до 900 км является в первую очередь следствием фазовых переходов, хотя возможны также и изменения химического состава. Бёрч считает также, что увеличение скорости сейсмических волн и плотности на глубинах от 900 до 2700 км соответствует представлениям об однородности этого слоя. Бёрч предположил, что нижняя мантия состоит из ряда плотно упакованных, образовавшихся под действием высокого давления полиморфных модификаций основных породообразующих минералов верхней мантии, причем упругие свойства и плотности новых фаз близки соответствующим свойствам плотноупакованных, таких как корунд, периклаз, рутил и шпинель.

Гипотеза Бёрча в принципе подтверждена прямыми экспериментами при очень высоких давлениях, главным образом, Рингвудом с сотрудниками в Канберре в работах, выполненных в 1958—1977 гг., и Акимото с сотрудниками в Токио, начавшими свои исследования в 1965 г. Рингвуд [467, 473] и Акимото [36] составили обстоятельные обзоры этих результатов. С 1972 г. другие авторы, в частности Лю [353, 355], много сделали в этой области. Очень важные данные, необходимые для интерпретации структуры мантии, получены также в исследованиях с помощью ударных волн [5, 374], параметров уравнений для состояния пород и минералов при очень высоких давлениях, выведенных Гюгионо.

Интересно рассмотреть ряд фазовых превращений, которые, как можно полагать на основании экспериментальных данных, происходят с увеличением глубины в мантии пиролитового состава. Схема этих превращений показана на рис. 1.9. На глубине около 350 км пироксен¹ претерпевает превращение и входит в виде компонента сложного твердого раствора в гранаты, устойчивые уже на значительно меньших глубинах. Устойчивость этого твердого раствора связана с образованием нового класса конечных членов с формулой гранатового типа $Mg_3^{VIII}(MgSi)^{VI}Si_3^{IV}O_{12}$ и $Ca_3^{VIII}(CaSi)^{VI}Si_3^{IV}O_{12}$, в которых

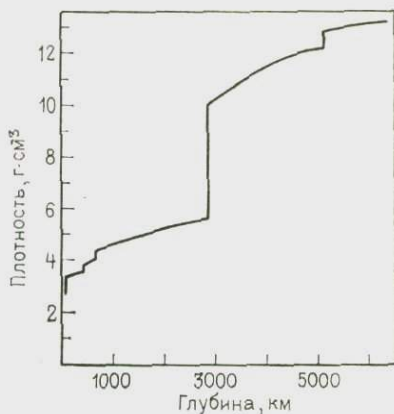


Рис. 1.8. Распределение плотности в зависимости от глубины [168]. Эта модель близка к классической модели А Буллена [107]

¹ Глубина указана на основании результатов Рингвуда [471]. Однако Акаоги и Акимото [34] пришли позже к выводу, что переход пироксен — гранат может происходить на больших глубинах, чем переход оливина в β - Mg_2SiO_4 . Для окончательного выяснения вопроса необходимо продолжать исследования в этом направлении.

четвертая часть атомов кремния имеет октаэдрическую координацию. (Верхние индексы в приведенных формулах соответствуют координационному числу катионов по отношению к кислороду). С этим превращением связано увеличение эффективной плотности пироксенового компонента пиролита примерно на 10 %.

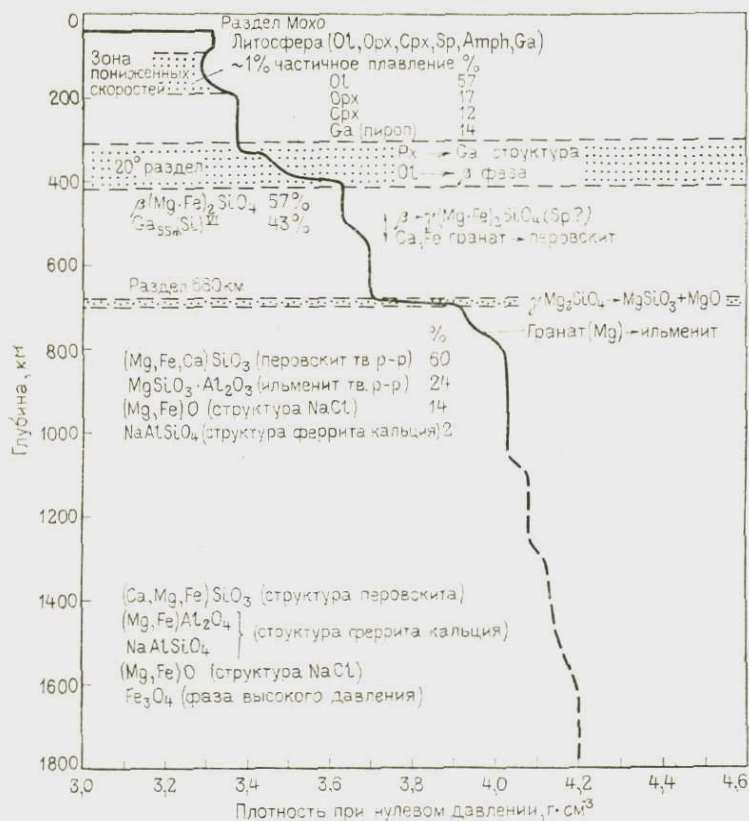


Рис. 1.9. Ассоциации минералов и соответствующие значения плотности при нулевом давлении для модели мантии пиролитового состава. Схема составлена на основании результатов опытов, проведенных в статических условиях при высоких $P=T$ - условиях

На несколько большей глубине, примерно около 400 км, происходит основное превращение в оливине, наиболее распространенном минерале верхней мантии. Этот переход, по-видимому, ответствен за изменения скорости сейсмических волн и плотности на этих глубинах. Соответствующие фазовые соотношения показаны на рис. 1.10. Оливин превращается в фазу со структурой β—Mg₂SiO₄, плотность которой примерно на 8 % больше,

чем у оливина; структура β - Mg_2SiO_4 близка к структуре шпинели.

На больших глубинах, вероятно около 500—550 км, должен наблюдаться переход силиката кальция ($CaSiO_3$) — компонента граната — в фазу с исключительно плотной структурой типа перовскита [357, 488], тогда как β - Mg_2SiO_4 переходит в фазу γ - Mg_2SiO_4 с истинно шпинелевой структурой, что сопровождается повышением плотности примерно на 2 % [265].

Лю [353] показал, что при давлении около 250 кбар шпинель Mg_2SiO_4 диспропорционирует в ассоциацию $MgSiO_3$ с ромбической структурой типа перовскита, и MgO (структура каменной соли). Это превращение, по-видимому, ответственно за резкое изменение скорости прохождения сейсмических волн на глубине около 650 км. Другим типом превращения в этой области является сначала переход граната Mg_2SiO_3 — Al_2O_3 в фазу со структурой ильменита [264, 354, 486], а затем в структуру перовскита [352, 353]. Кроме того предполагается, что в этой области натрий может присутствовать в модификации соединения $NaAlSiO_4$ с исключительно плотной структурой типа феррита кальция, устойчивой при высоком давлении [356, 455].

Рингвуд [473] показал, что такие фазовые превращения, установленные в лаборатории и характерные для систем, которые по химическому составу соответствуют пиролиту, удовлетворительно объясняют место и масштабы изменения скорости прохождения сейсмических волн в переходной зоне, а также дают возможность адекватно интерпретировать изменение плотности в этой области мантии.

1.5. НИЖНЯЯ МАНТИЯ

Бёрч [82] считает, что изменения скорости распространения сейсмических волн и плотности на глубинах от 900 до 2700 км можно объяснить сжимаемостью однородного материала в гравитационном поле Земли и для этого слоя нет признаков *существенных* фазовых превращений или существенных изменений химического состава. Однако последующие сейсмические исследования [279] показали, что здесь наблюдаются скачки скорости

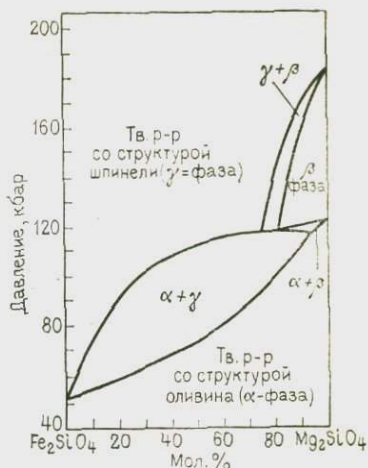


Рис. 1.10. Фазовые соотношения в системе Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 при высоких давлениях и температуре 1000 °С [36, 37, 265, 485, 487]

распространения сейсмических волн, а это указывает на второстепенные фазовые переходы (или изменения химического состава, или тех и других). Следовало бы отметить (см. рис. 1.1), что эти изменения незначительны по сравнению с резкими изменениями скоростей в переходном слое.

Многие из прежних высказываний о строении нижней мантии основывались на сопоставлении наблюдаемых скоростей прохождения сейсмических волн и плотностей в этом слое с изменением соответствующих свойств смесей окислов: $MgO + FeO + SiO_2$ (стишовит), определенных на основании величин упругих констант и по результатам ударных экспериментов [51, 52]. Эти суждения опирались отчасти на широко распространенное мнение, что нижняя мантия состоит в действительности из физической смеси окисных фаз, образовавшихся путем диспропорционирования минералов переходной зоны под давлением [82], а также, в конце концов, удобством использования простых окисных фаз в качестве модели.

Такого рода исследования показали, что плотность нижней мантии на несколько процентов выше ожидаемой для смеси окислов, изохимической по составу с пироцитом [51—53, 135, 155, 467]. Хотя такое расхождение может показаться совсем незначительным, оно было предметом многих дискуссий и имеет большое значение как для объяснения динамики мантии, так и для космических построений.

В принципе расхождения в значениях плотности могут обуславливаться более высоким соотношением FeO/MgO в нижней мантии (в пользу этого приводит серьезные аргументы Андерсон [51—53]), или дополнительными фазовыми превращениями с образованием минералов, более плотных (т. е. плотнее упакованных), чем ассоциация смеси окислов, даже при одинаковом химическом составе нижней и верхней мантии [135, 467, 473]. В первом случае следствием более высокого отношения FeO/MgO в нижней мантии должно быть возникновение устойчивого расслоения мантии, препятствующего массопереносу, например путем конвективных течений, между верхней и нижней мантией. Более того, из моделей Андерсона следует, что распространенность железа в Земле в целом (по сравнению с Mg и Si) должна быть гораздо выше, чем в углистых хондритах I типа и на Солнце; при этом, как считал Юри [567], крупномасштабное выделение железа из силикатов должно было произойти в солнечной туманности до акреции планет. С другой стороны, если справедливо второе утверждение — о дополнительных фазовых переходах в более плотные минералы, то были бы возможны процессы массопереноса между верхней и нижней мантией, а общая распространенность железа в Земле (по сравнению с распространенностью литофильных элементов) была бы подобна распространенности его в углистых хондритах I типа и на Солнце.

Одним из главных доводов, приводимых Андерсоном [51, 52] в поддержку повышенного содержания железа в нижней мантии, было отклонение кривых зависимости скорости распространения сейсмических волн от плотности в переходной зоне [443]. Согласно эмпирическим соотношениям между скоростями, плотностью и средней атомной массой, которые установил Бёрч [84], считается, что эти зависимости имеют линейный характер в веществе неизменного химического состава, претерпевающим фазовые превращения. Наблюдаемое отклонение совпадает с увеличением средней атомной массы вследствие более высокого содержания железа в нижней мантии. Однако в работах Рингвуда и Либермана [347, 348] показано, что подобные отклонения наблюдаются и при некоторых типах фазовых превращений, а именно при переходах, сопровождающихся увеличением координационного числа катионов относительно кислородсодержащего аниона. Поскольку фазовые превращения в нижней части слоя относятся как раз к такой категории превращений, не обязательно привлекать повышение содержания железа для объяснения этого отклонения.

В принципе, наиболее подходящими свойствами для выявления различий между альтернативными гипотезами являются скорости прохождения продольных и поперечных сейсмических волн, V_p и V_s , а также отношение K/ρ (K — объемный модуль сжатия, ρ — плотность) в нижней мантии. Фазовые переходы в сторону более плотных состояний приводят к повышению скоростей и отношения K/ρ , тогда как повышение содержания железа вызывает понижение этих показателей. Рингвуд [467, 473] проанализировал эти данные и сделал вывод, что, по-видимому, отношение K/ρ в нижней мантии значительно выше, чем можно было бы ожидать для ассоциации смеси окислов пиrolитового состава. Это указывает, что минералы, слагающие этот слой, имеют более плотно упакованные структуры, чем смеси окислов. Более конкретное основание такого вывода дали Дэвис и Дзевонски [155] в результате исследования скоростей распространения сейсмических волн в нижней мантии. Андерсон и др. исследователи [58, 59] ответили на это, предложив модель смеси окислов, в которой доли SiO_2 и FeO значительно выше, чем в пиrolитовом составе, а содержание MgO соответственно ниже. Большое количество SiO_2 вызвало увеличение отношения K/ρ и скоростей распространения сейсмических волн, тогда как увеличение содержания FeO объяснило повышение плотности.

Многие из прежних противоречий, возникших в результате попыток интерпретировать свойства нижней мантии на основе состава смеси окислов, объясняются тем, что не были точно известны упругие свойства стишовита и вюститита [205]. Впоследствии эти свойства были точно определены рядом авторов [267, 349, 417, 505]. Используя эти данные, Дэвис и Дзевонски [155],

а также Либерман с соавторами [349] показали, что свойства нижней мантии нельзя объяснить смесями окислов, стехиометрический состав которых находится между оливином и пироксеном (табл. 1.7). В частности, свойства смеси $(\text{Mg}_{0,64}\text{Fe}_{0,36})\text{O} + \text{SiO}_2$, предложенной Андерсоном [53, 59] для состава нижней мантии, значительно расходятся с соответствующими свойст-

Таблица 1.7

Значения плотности (ρ_0), объемного модуля сжатия (K_0) и отношения (K_0/ρ_0) для смесей окислов и их компонентов и сравнение этих значений с соответствующими значениями для нижней мантии (приведенные к нормальным условиям)

Материал	ρ_0	K_0	K_0/ρ_0	Литература
MgO (периклаз)	3,58	1,63	45,5	[267] [349, 417, 505]
FeO (вюстит)	5,91	1,82	30,8	
SiO ₂ (стишовит)	4,29	2,8	65,3	
2(Mg _{0,88} Fe _{0,12})O + SiO ₂ стехиометрия оливина	4,04	2,0	49,5	[53, 59]
(Mg _{0,88} Fe _{0,12})O + SiO ₂ стехиометрия пироксена	4,11	2,2	53,5	
(Mg _{0,64} Fe _{0,36})O + SiO ₂ стехиометрия пироксена	4,37	2,2	50,3	
Нижняя мантия	4,15	2,7	66	[155]

вами нижней мантии, установленными Дэвисом и Дзевонски [155]. На неподходящий характер состава, предложенного Андерсоном, прямо указывают и данные о плотности пироксенита состава $(\text{Mg}_{0,86}\text{Fe}_{0,14})\text{SiO}_3$, полученные в ударных экспериментах Мак-Кинном с сотр. [374]. Плотность этой породы достигает значений от 5,15 до 5,3 г·см⁻³ при давлениях 950—1100 кбар, что хорошо согласуется со значениями плотностей, фактически установленными для мантии при давлениях такого порядка [168]. У значительно более железистого пироксена $(\text{Mg}_{0,64}\text{Fe}_{0,36})\text{SiO}_3$, предложенного Андерсоном, плотность на 0,3 г·см⁻³ больше при тех же давлениях и гораздо выше интервала значений плотности мантии.

Рингвуд [461, 463, 467] предположил, что нижняя мантия, по всей вероятности, состоит не из смеси окислов, а из обычных бинарных соединений, подобных MgSiO₃ и Mg₂SiO₄, но имеющих более плотные кристаллические структуры, чем смеси окислов, отвечающих их составу. В частности, Рингвуд считает, что при очень высоких давлениях MgSiO₃ может переходить в структуру типа перовскита, приобретая при этом плотность,

на несколько процентов более высокую, чем плотность аналогичной по составу смеси периклаза и стишовита. Эта гипотеза получила подтверждение при детальном изучении кристаллохимии перовскитов, в частности, высокотемпературного синтеза соединения ScAlO_3 , имеющего ромбическую структуру перовскитового типа, мольный объем которого близок к мольному объему предполагаемой перовскитовой модификации MgSiO_3 [453, 454].

В 1974 г. Лю [352], используя метод алмазной «наковальни» при давлении около 250 кбар, обнаружил предсказанную ромбическую перовскитную форму MgSiO_3 , и это было крупным событием. Затем Лю [353] показал, что шпинелевая модификация Mg_2SiO_4 диспропорционирует при давлении около 250 кбар непосредственно в MgSiO_3 (структура перовскита) и MgO (структура каменной соли), минуя промежуточную стадию диспропорционирования на смесь $\text{MgO} + \text{SiO}_2$ (структура стишовита), что, как считалось раньше, должно было иметь место. Плотность перовскитной формы MgSiO_3 на 3,5 % больше, чем у изохимической смеси $\text{MgO} + \text{SiO}_2$ (структура стишовита). Более того, были синтезированы другие бинарные фазы более плотные, чем соответствующие по составу смеси окислов. Это были $\text{Sc}_2\text{S}_2\text{O}_7$ со структурой пирохлора [453], NaAlSiO_4 со структурой феррита кальция [356] и сверхплотные модификации MgAl_2O_4 и Fe_3O_4 , образованные путем ударного сжатия [373]. Ударные эксперименты [267, 373] показывают также, что при давлениях, соответствующих глубокой мантии, чистый Mg_2SiO_4 переходит в структуру более плотную, чем у перовскитовой формы MgSiO_3 .

В свете этих данных теперь, видимо, не остается сомнений в том, что нижняя мантия состоит из ассоциаций минеральных фаз, которые на несколько процентов плотнее изохимической смеси окислов. Экспериментальные данные показывают, что на глубине около 1000 км пиролит представлен, возможно, ассоциацией следующих фаз: перовскитовыми модификациями MgSiO_3 и CaSiO_3 , $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ со структурой каменной соли и NaAlSiO_4 со структурой феррита кальция.

Весьма возможно, что в интервале глубин между 1000 и 2700 км происходят дальнейшие превращения в несколько более плотные фазы, которые могут быть ответственными за очень небольшие скачки скоростей сейсмических волн, установленные в нижней мантии Джонсоном [279] и другими авторами. Структуре перовскита соответствует большое число поли-типов, и возможно, что на разных глубинах ниже 1000 км могут стать устойчивыми различные модификации этой основной структуры.

Вывод о том, что ассоциация минералов в нижней мантии гораздо плотнее, чем изохимическая смесь составляющих их окислов, снимает противоречия относительно плотности,

о которых говорилось выше. Почти нет сомнений, что свойства вещества пиролитового состава, представленного ассоциацией минералов, на несколько процентов более плотного, чем изохимическая смесь окислов, вполне можно согласовать с величиной плотности и распределением скоростей сейсмических волн, наблюдаемых на протяжении большей части нижней мантии [155, 375, 467, 473, 594, 595].

Здесь следует отметить, что неопределенности экстраполяции значений плотности и упругих свойств нижней мантии до атмосферного давления и низкой температуры таковы, что не позволяют полностью исключить небольшие изменения содержания железа в нижней мантии. В настоящее время, однако, еще нельзя привести серьезных оснований для утверждения, что отношение FeO/MgO в нижней мантии выше, чем в верхней мантии. При отсутствии таких данных и ввиду нашего вывода о возможности объяснения в пределах достигнутой сейчас точности свойств нижней мантии, на основе пиролитовой модели ее состава, с полным правом мы можем заключить, что *средний* состав нижней мантии, по всей вероятности, подобен составу верхней мантии.

Сейсмические свойства мантии на самых нижних 200 км аномальны [109, 141, 223]. Имеются данные об уменьшении скоростей и локальных неоднородностях, которые вызывают рассеивание сейсмических волн. Структура этого слоя рассматривается в разделе 7.3.

ГЛАВА 2 ГЕОХИМИЯ МАНТИИ

2.1. СОПОСТАВЛЕНИЕ МОДЕЛЕЙ ХИМИЧЕСКИ ОДНОРОДНОЙ И НЕОДНОРОДНОЙ МАНТИИ

Представление о химической однородности мантии зависит отчасти от масштабов, в которых проводится анализ явлений. Многие основополагающие геофизические наблюдения (например, изучение скоростей прохождения сейсмических волн) имеют разрешающую способность от 10 до 100 км. Основной вывод, рассмотренный в главе 1 — пиролитовый состав верхней мантии, — может объяснить основные особенности распределения скоростей сейсмических волн и плотности в зависимости от глубины на протяжении всей переходной зоны и нижней мантии до глубин порядка 2700 км, если при этом учитывать эффекты известных фазовых превращений. В частности, не имеется данных о наличии существенной радиальной химической

зональности в мантии¹, например, о значительном увеличении отношения FeO/MgO в нижней мантии. Это позволяет предположить, что пиrolитовый состав верхней мантии можно распространить на всю мантию и использовать при попытке определить общий состав мантии.

В меньших масштабах в мантии обнаруживаются различной степени неоднородности, вызванные отчасти процессами дифференциации, которые связаны с образованием и субдукцией плит литосферы (рис. 2.1). Примером может служить дифференциация пиrolита под срединно-океаническими хребтами, в результате которой образуются литосферные плиты, состоящие из базальтовой коры, залегающей поверх слоя тугоплавкого перидотита. Впоследствии плиты протерпевают субдукцию в мантию под океаническими впадинами, где, как считается, происходит вторая стадия частичного плавления океанической породы, приводящая путем ряда сложных петрохимических процессов к образованию известково-щелочных (т. е. андезитовых) магм. Эти магмы образуют породы, входящие, в конечном счете, в состав континентов, которые с течением времени расширяются. Таким образом мантия подвергается процессу необратимой химической и петрологической дифференциации, одним из продуктов которой является кора континентов, а другим — тугоплавкое остаточное вещество базальтовой коры (позднее преобразованное в эклогит и другие продукты воздействия высокого давления) и перидотит, который погружается глубоко в мантию. Петрологические и геохимические особенности тугоплавкого перидотита и эклогита таковы, что в ходе следующей стадии частичного плавления они не могут дать базальты наблюдаемых составов [473]. В результате погружения на глубину этих тугоплавких плит (см. рис. 2.1) их место занимает «свежий» пиrolит, поступающий в зону пониженных скоростей, где он становится новым источником дальнейшего базальтового вулканизма за счет частичного плавления под срединно-океаническими хребтами.

Палеомагнитные исследования показали, что крупномасштабные движения плит происходили более или менее постоянно со времени раннего докембрия [371]. Это позволяет предположить, что значительная часть мантии — 30—50 % ее объема — претерпела необратимую дифференциацию таким именно путем [160, 473]. Следовательно, пиrolит, находящийся в зоне пониженных скоростей сейсмических волн, которая считается источником современных океанических базальтов, мог в конечном счете поступить со значительных глубин мантии. Заметное единообразие состава (в отношении главных элементов) менее дифференцированных океанических толеитов во всем

¹ За исключением слоя перидотита, обедненного компонентами вещества земной коры в верхней части верхней мантии (см. рис. 1.5), а также граничного слоя ядро — мантия на самых нижних 200 км мантии.

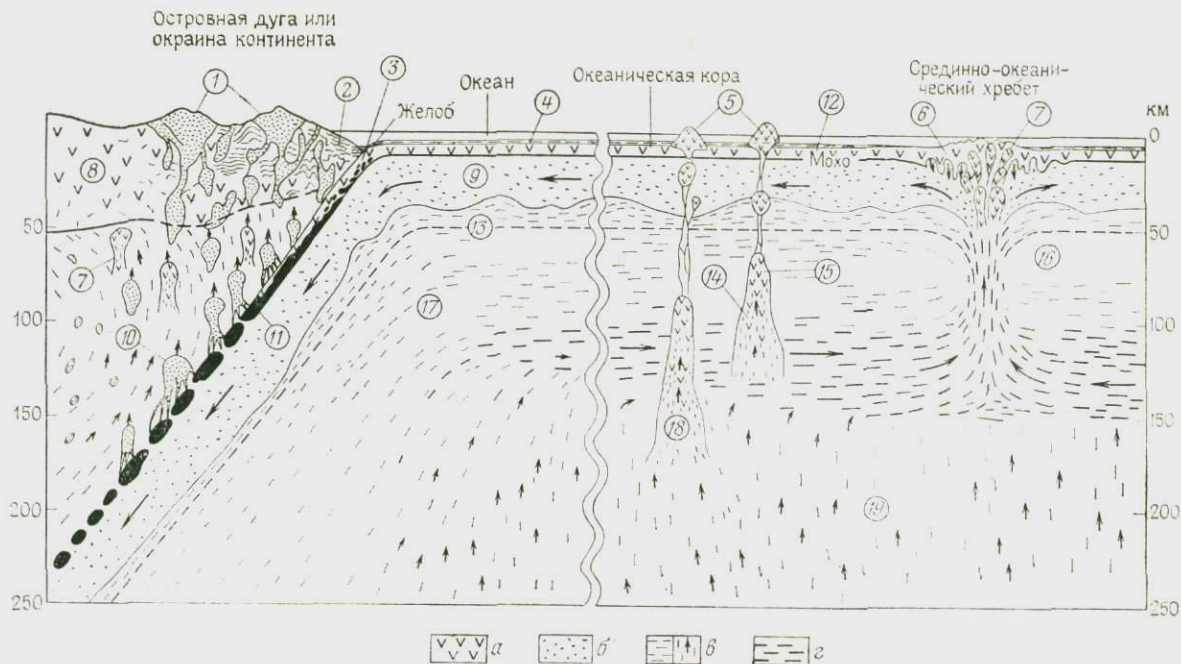


Рис. 2.1. Петрологическая модель генерации и погружения плит [466]

a — базальт или амфиболит; *б* — остаточный перидотит; *в* — первичный пиролит; *г* — пиродитовый источник базальтовой магмы
 1 — андезитовый вулкан; 2 — складчатые океанические осадки; 3 — базальт переходит в эклогит; 4 — осадочные породы; 5 — щелочно-базальтовые вулканы; 6 — остаточные перидотитовые тела, вновь погружающиеся в мантию; 7 — базальтовая магма; 8 — нормальная континентальная кора; 9 — жидкая перидотитовая кровля; 10 — андезитовая магма; 11 — эклогит; 12 — раздел Мохо (М); 13 — нижняя граница океанической плиты; 14 — частичное плавление; 15 — скопление магмы; 16 — частичное плавление поднимающегося столба; 17 — пиролит; 18 — поднимающийся диапир; 19 — пиролитовая мантия

мире и на протяжении всего геологического времени приобретает тем самым особое значение, свидетельствуя об однородности состава вещества в области формирования базальтов; эта однородность распространяется в мантию на значительную глубину.

В дальнейшем было бы важно установить, погружаются ли плиты после их субдукции в нижнюю мантию за пределы зон глубокофокусных землетрясений, т. е. глубже 700 км. Из результатов изучения термической и сейсмической структур погружающихся плит [173, 174, 432] следует, что температура плит остывает гораздо ниже, а плотность выше соответствующих свойств окружающей мантии до глубин, превышающих 650 км. Более того, переходы фаз, происходящие в этой области, не создают препятствий для конвекции [473]. Отсутствие очагов глубокофокусных землетрясений на глубине более 700 км нельзя считать доказательством того, что плиты не погружаются ниже этого уровня. Недавние сейсмические исследования показали, что существуют аномалии в значениях скорости прохождения сейсмических волн в нижней мантии под зонами субдукции. Эти аномалии рассматриваются как признак того, что плиты действительно погрузились на эти глубины мантии [282, 284]. Наконец, если бы можно было показать, что в мантии в широком масштабе происходит обмен веществ путем конвекции, то наше заключение о возможности распространения пиролитового состава на состав всей мантии получило бы дальнейшее подтверждение.

Другие виды геохимической неоднородности

Необратимая дифференциация пиролита с образованием базальта (эклогит) и перидотита (см. рис. 2.1) является главным источником химической неоднородности мантии. Из-за небольших размеров блоков эклогита (порядка 5—10 км) и сходства упругих свойств перидотита и пиролита трудно обнаружить и проанализировать степень такой неоднородности с помощью геофизических методов. Однако отметим, что необратимая дифференциация пиролита считается эволюционным процессом и что в ранний период истории Земли степень неоднородности, вызванная этим процессом, была сравнительно небольшой.

Мантия также претерпела очень сложные процессы химической дифференциации, существенно затронувшие несовместимые элементы [190]. Типичными примерами служат процессы, приводящие к обеднению и обогащению легкими редкоземельными элементами и к разделению рубидия и стронция, свинца и урана в участках мантии, ставших в последующем источником базальтов. В настоящее время этим процессам уделяется большое внимание в связи с гипотезой о мантийных струях [508]. Они четко указывают на очень сложную неоднородность

в мантии, связанную с распределением этих элементов, и свидетельствуют о сложных процессах фракционирования, которые еще плохо поняты. Тем не менее очевидно, что эти процессы воздействуют на элементы, которые содержатся главным образом в малых концентрациях, и, по-видимому, не затрагивают главные элементы. Из результатов Сана и Несбита [540] следует, что степень неоднородности распределения таких второстепенных элементов в архее была меньше. Очевидно, что эти процессы фракционирования по своей природе были эволюционными.

Были обнаружены и другие типы региональной химической неоднородности и, несомненно, многие еще будут открыты. Одним из примеров может быть высокая величина отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в коматитах из Барбертон Лэнда [582, 583] по сравнению с более обычными значениями (приблизительно хондритовыми) для коматитов из Западной Австралии [402] и Канады [67]. Кроме того, оливины из архейских коматитов вообще богаче, по-видимому, никелем, чем большинство ультраосновных пород фанерозоя.

Опасно делать определенные выводы о степени химической неоднородности или однородности мантии без многочисленных оговорок, и поэтому этот вопрос рассмотрен здесь совсем вкратце. Тем не менее я считаю, что степень химической неоднородности в мантии не настолько велика, чтобы серьезно повлиять на оценку *общего* состава мантии, которая, по предположению, приближается к среднему составу пиролита верхней мантии (см. табл. 1.6).

2.2. ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕННОСТИ СОВМЕСТИМЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В противоположность значительным вариациям распространенности несовместимых элементов в породах верхней мантии, дисперсия содержания многих совместимых¹ элементов, насколько можно судить по современным данным, исключительно низкая. Например, в свежих ультраосновных породах мантийного происхождения подавляющая масса значений распространенности никеля, кобальта и марганца не отклоняется больше чем на $\pm 50\%$ от средних значений [203, 528]. Подобная картина видимо характерна и для галлия и германия в базальтах океанического дна, а также для пород, явившихся их первичным источником [64, 180, 609]. Дисперсия распространенности цинка в ультраосновных породах и в базальтах, по-видимому, тоже низкая [62, 69, 222, 446, 609].

¹ Совместимыми элементами называются такие элементы, ионный радиус и заряд которых позволяют им легко входить изоморфно в главные породообразующие минералы мантии.

Одной из наиболее ярких характеристик альпинотипных ультраосновных пород мантийного происхождения и лерцолитовых включений в щелочных базальтах является постоянство молярного отношения $MgO/(FeO+MgO)$, которое в большинстве случаев колеблется в пределах 0,89—0,93. Повсеместное постоянство этого отношения практически свидетельствует об однородности большей части верхней мантии как в региональном, так и в локальном масштабе. Хотя распространенность несовместимых элементов сильно варьирует, соотношение некоторых из них (например, свинца и урана) сравнительно постоянно, на что указывает небольшой диапазон значений $\mu(^{238}U/^{204}Pb)$, характерных для базальтов и системы верхняя мантия—кора Земли [149, 542].

Наблюдаемая однородность распределения совместимых элементов может быть результатом нескольких причин: а) диффузии в твердом состоянии, б) диффузии в жидком состоянии во время частичного плавления и генерации магмы, в) смешивания путем конвекции и г) может быть исходным свойством мантии, предопределенным процессом аккреции. Хофман и Магаритц [248] оценили первые два фактора на основе экспериментальных измерений коэффициентов диффузии в силикатной системе. Они показали, что диффузия в твердом состоянии за все время после формирования Земли могла привести к выравниванию состава в пределах около 10 см. С другой стороны, диффузия в жидком состоянии идет гораздо быстрее. Есть все основания полагать, что в зоне пониженных скоростей (приблизительно 70—150 км) в течение периода времени порядка 10^9 лет большие объемы мантии находились в состоянии начинающегося плавления. Хофман и Магаритц [248] показали, что в этой ситуации, когда выравнивание состава осуществляется за счет диффузии через межзерновую жидкость, смачивающую поверхность частиц, за время порядка 10^9 лет могли становиться однородными объемы размером масштаба 1 км. Можно также ожидать, что локально гомогенизация могла происходить в процессе подъема диапира, что вело к повышению степени частичного плавления и отделения магм. Однако в этом случае, учитывая результаты Хофмана и Магаритца, видимо, трудно объяснить выравнивание состава на расстояниях, превышающих 1 км. Более вероятно предположение, что эффект был гораздо меньше.

Хофман и Магаритц [248] рассмотрели также вопрос о возможной роли конвекции в образовании однородности. Они отмечают, что масштабы смешивания в результате конвекции и гомогенизации вследствие диффузии совершенно различны. Процессы конвекции в твердом состоянии вряд ли могут привести к эффективной гомогенизации и перемешиванию в мантии участков масштаба 10—100 км. Более того, если первоначально мантия была очень неоднородна по содержанию главных эле-

ментов и размеры этих неоднородностей превышали 100 км, динамика мантии должна была прежде всего зависеть от разницы плотностей, связанной с этими различиями в составе. Участки с «легким» материалом, меньшая плотность которых обусловлена их специфическим составом, поднимались вертикально в виде диапиров, а в области с «тяжелым» составом погружались. В конечном итоге в гравитационном поле Земли должна была получиться устойчивая стратификация по химическому составу, большая по масштабам, чем в исходном состоянии.

Поэтому мы считаем, что однородность распределения совместимых элементов в пределах объемов, измеряемых всего несколькими километрами, была первичной особенностью земной мантии, заложенной, вероятно, во время процесса аккреции. Этот вывод имеет важное значение для космохимии. Различные совместимые элементы характеризуются резко различным поведением в космохимических процессах, которые могли сопровождать формирование Земли. Например, они сильно различаются по летучести (Mg, Fe, Mn, Zn, Ge, Ga), сидерофильным свойствам (Mg, Fe, Ni, Co, Si, Ge) и как индикаторы окислительно-восстановительного состояния (FeO/MgO). Тот факт, что многие из элементов, по-видимому, образуют достаточно однородную смесь, характерную для крупных участков земной мантии, накладывает серьезные ограничения на представления о процессах, управляющих аккрецией Земли.

Пределы плавления мантии

Наши предыдущие выводы о возможности распространения состава пиrolита верхней мантии на всю мантию и о низкой дисперсии содержаний некоторых совместимых второстепенных элементов в мантийных породах имеют непосредственное отношение к вопросу о том, была ли мантия полностью или в значительной степени расплавлена во время формирования Земли.

При остывании огромных масс магмы (например, комплексов Бушвельд и Стиллуотер) в земной коре происходило фракционирование вследствие кристаллизационной дифференциации. В целом можно ожидать, что эффективность этого процесса будет увеличиваться с ростом магматического тела. Если в процессе формирования Земли мантия полностью или в существенной степени была расплавлена, неизбежный процесс кристаллизационной дифференциации должен был бы привести к огромному петрологическому и химическому разнообразию ее вещества в очень крупном масштабе. Этого не наблюдается. Рассмотренные выше данные, указывающие на большую степень химической однородности по всей мантии, особенно на ранней стадии ее эволюции, до того как стали преобладать процессы мелкомасштабной дифференциации, связанные с тектоникой и динамикой плит, дают надежное доказательство тому,

что во время формирования Земли мантия не подвергалась плавлению в большой степени.

Этот вывод дополнительно подкрепляется результатами изучения распространенности многих относительно несовместимых элементов в пиrolите, что рассматривается в разделе 2.3. Относительное содержание некоторых из этих элементов в пиrolите, в том числе Ti, Y, Zr, Nb, Sc и тяжелых редкоземельных элементов, отвечает первичным концентрациям по отношению к главным элементам, таким как Mg, Si, Ca и Al. Если бы мантия когда-либо полностью расплавилась, то должно было произойти интенсивное фракционирование этих элементов. В настоящее время только лишь для совсем несовместимых элементов, например La, Ce, U, Th, Rb и K, наблюдается заметное фракционирование в веществе мантии в областях формирования базальтовых магм. Ниже будет показано, что такое поведение лучше объясняется процессами незначительного частичного плавления в мантии, которые многократно повторялись в течение геологического времени, а не полным ее плавлением и дифференциацией.

Вывод о том что в процессе формирования Земли мантия подвергалась полному или значительному плавлению, далеко не нов. Он был ясно сформулирован в свое время Г. Юри [567, 568, 575], А. П. Виноградовым [6—8], В. Руби [491, 492] и другими авторами. Одним из приводимых аргументов является малая масса земной коры по сравнению с рассчитанной в случае дифференциации полностью расплавленной мантии. После того как Юри, Виноградов и Руби пришли к своим выводам, было накоплено огромное количество геохимических и геофизических данных о мантии. Эти данные рассматриваются здесь и полностью подтверждают сделанные высказывания.

2.3. ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И НЕЛЕТУЧИЕ ЛИТОФИЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПИРОЛИТЕ ПО СРАВНЕНИЮ С ИХ ПЕРВИЧНОЙ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬЮ

Космохимический фон

В настоящее время обычно принимается, что за исключением высоколетучих элементов, таких как H, He, C, N, O и инертные газы, распространенность элементов в углистых хондритах I типа близка к первичной распространенности в исходной солнечной туманности, в которой формировалась Земля. Этот вывод основывается на нескольких видах доказательств — теории нуклеосинтеза и систематики распространенности ядер в природе, на изучении химических и генетических взаимосвязей между различными классами хондритов, распространенности элементов в космических лучах и, наконец, на сопоставлении с распространенностью на Солнце. На рис. 2.2 построены

кривые распространенности элементов в углистых хондритах I типа по отношению к распространенности в фотосфере Солнца [490]. В большинстве случаев совпадение очень хорошее и находится в пределах ошибки опыта. Расхождения в случае бора и лития вызваны термоядерными реакциями на Солнце. Таким образом, распространенность элементов в углистых хондритах

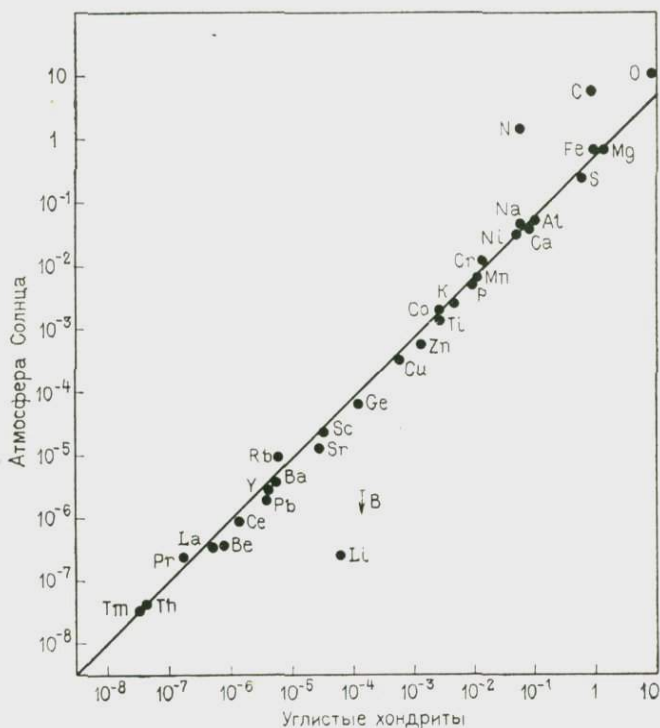


Рис. 2.2. Сопоставление распространенности элементов в углистых хондритах I типа с распространенностью элементов в фотосфере Солнца. Все данные приведены относительно $\text{Si} = 10^6$ [490]

I типа дает соответствующую исходную точку, от которой начинаются исследование и интерпретация процессов химического фракционирования вещества планет и других классов метеоритов.

Во второй части монографии будет показано, что фактически во всех современных теориях образования планет утверждается или подразумевается, что разделение элементов за счет их различной летучести в процессах испарения или конденсации играет важную роль в формировании современного состава планет. Кроме того, подобные процессы в значительной степени

ответственны за химическое фракционирование большинства классов метеоритов (например, [45]). Поэтому в следующих частях этого раздела мы сравним химический состав пиrolита с первичной распространенностью элементов в углистых хондритах I типа с тем, чтобы выявить роль улетучивания и других процессов фракционирования в ходе формирования Земли.

Температуры конденсации многих элементов и соединений из газовой фазы солнечного состава, при общем давлении 10^{-4} атм*, приведены в табл. 6.2. Эти данные будут использованы для оценки относительной летучести многих элементов в соответствующей космохимической обстановке. Из табл. 6.2 видно, что имеется особая группа элементов, которые конденсируются при более высоких температурах, чем главные компоненты, железо и Mg_2SiO_4 . В группу «высокотемпературных конденсатов» входят окислы и силикаты Ca, Al, Sc, редкоземельных элементов, Y, Ba, Sr, Ti, Zr, Hf, U, Th, Ta и Nb. Лаример и Андерс [331] показали, что распространенность всей группы «высокотемпературных конденсатов» в главных классах хондритов очень разная. С другой стороны, относительное фракционирование элементов внутри этой группы небольшое, за исключением отдельных случаев. В связи с этим интересно знать, наблюдается ли отличие распространенности на Земле по сравнению с углистыми хондритами I типа группы очень труднолетучих элементов относительно более летучих главных элементов — Fe, Mg и Si.

Сопоставление с мантией

Модельный состав мантии был получен на основе первичного состава углистых хондритов I типа, из которого вычиталось определенное количество сидерофильных элементов (которые пошли на образование воображаемого «ядра»). Расчет баланса проводился таким образом, чтобы в мантии осталось количество FeO, отвечающее отношению $MgO/(MgO+FeO) = 0,88$, что соответствует величине этого отношения в пиrolите. Полученный таким образом состав «первичной мантии» сопоставлен с пиrolитом в табл. 2.1.

Наблюдается хорошее совпадение распространенности большинства главных элементов. В частности, очень близкой оказывается распространенность основных компонентов высокотемпературной группы (CaO и Al_2O_3) относительно распространенности главных компонентов ($MgO+SiO_2$). Это указывает на то, что высокотемпературные конденсаты как группа не фракционировали в существенной степени от силикатов магния в процессе формирования Земли.

* 1 атм = $1,013 \cdot 10^5$ Па. — Прим. ред.

Сопоставление модельного первичного состава мантии,
полученного на основе углистых хондритов I типа*
с составом пиrolита

Компонент	Первичная модель мантии, вес. %	Пиrolит, вес. %
SiO ₂	48,2	45,1
TiO ₂	0,15	0,2
Al ₂ O ₃	3,5	3,3
Cr ₂ O ₃	0,7	0,4
MgO	34,0	38,1
FeO	8,1	8,0
MnO	0,5	0,15
CaO	3,3	3,1
Na ₂ O	1,6	0,4
K ₂ O	0,15	0,03
CaO		
(MgO + SiO ₂)	0,040	0,037
Al ₂ O ₃		
(MgO + SiO ₂)	0,043	0,040

* Средние значения по результатам химических анализов метеоритов Orgueil и Ivuna [621] в пересчете на состав без летучих и серы. Сидерофильные компоненты (NiO и большая часть FeO) были вычтены и пошли на образование модельного «ядра» по методу Рингвуда [463]; баланс составлялся таким образом, чтобы отношение MgO/(MgO + FeO) в мантии было равно 0,88.

Основные различия между пиrolитом и модельным составом мантии состоят в том, что пиrolит оказывается в умеренной степени обедненным окисью кремния (на 17 % относительно MgO) при значительно большем понижении концентрации Cr₂O₃ (43 %), MnO (70 %), Na₂O (75 %) и K₂O (80 %). По данным табл. 6.2 видно, что в таком же порядке растет летучесть этих элементов. В следующем разделе мы вернемся к этому вопросу после рассмотрения распространенности в пиrolите некоторых других нелетучих литофильных элементов группы «высокотемпературных конденсатов».

Изучение распространенности тяжелых редкоземельных элементов в перидотитах мантийного происхождения показало, что в исходной мантии содержится тяжелых редкоземельных элементов примерно в два раза (в вес. единицах) больше их распространенности в *обыкновенных* хондритах¹ [180, 358]. Из этого

¹ Во многих исследованиях рассеянных элементов, особенно редкоземельных, распространенность в земном веществе сопоставляется с соответствующей распространенностью в обыкновенных хондритах. Использование в качестве эталона сравнения обыкновенных хондритов широко вошло в литературу, поскольку первоначально аналитические данные для большинства элементов в обыкновенных хондритах отличались высокой точностью и большей представительностью, чем данные по углистым хондритам I типа.

следует, что распространенность тяжелых редкоземельных элементов относительно содержания ($MgO + SiO_2$) в мантии подобна относительной распространенности их в углистых хондритах I типа. Более того, *относительная* распространенность тяжелых и промежуточных редкоземельных элементов в океанических толеитах (например, [303]) показывает, что они находятся в той же пропорции, что и в хондритах.

Недавно Сан и Несбит [540] получили данные о распространенности некоторых элементов из группы высокотемпературного конденсата в составе ряда коматитовых магм из Австралии, Канады и Южной Африки. Они показали (см. также [402]), что содержания Al, Ca, Ti, Y, тяжелых PЗЭ, Zr, Nb и Sc в исходном для коматитов веществе в два раза (вес. %) выше их распространенности в обыкновенных хондритах и что такие же соотношения, вероятно, характерны и для легких PЗЭ, Ba и Sr.

Эти исследования в сочетании с предыдущим анализом являются серьезным основанием для вывода, что распространенность всех элементов из группы высокотемпературных конденсатов в земной мантии (относительно главных компонентов $MgO + SiO_2$) подобна их относительной распространенности в углистых хондритах I типа [473, 540].

Некоторые исследователи пытались оценить U и Th в мантии на основе модели термического равновесия [83], которая предполагает, что суммарные тепловые потери за единицу времени по всей земной поверхности равны общему количеству радиогенной теплоты, выделяющейся за то же время в недрах Земли за счет распада U, Th и ^{40}K . Если принять в качестве среднего значения величины теплового потока $1,95 \text{ мккал. см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ [623], то это соответствует среднему содержанию урана в мантии $0,042 \cdot 10^{-4}$ вес. %, что примерно в 3,2 раза больше, чем в обыкновенных хондритах. По-

На первый взгляд может показаться, что существуют противоречия между прежним утверждением, что распространенность редкоземельных элементов (относительно $MgO + SiO_2$) в земной мантии близка распространенности их в углистых хондритах I типа, и утверждением, что абсолютная распространенность этих элементов в два раза превышает их распространенность в обыкновенных хондритах. Однако, дело обстоит иначе. Когда мы выводим модельный состав мантии из первичного состава углистых хондритов I типа (см. табл. 2.1), учитывая удаление части железа в «ядро» и улетучивание 17 % от общего содержания SiO_2 (раздел 2.4), распространенность всех литофильных элементов в модельном составе мантии увеличивается в 1,6 раза. Более того, углистые хондриты I типа сами по себе обогащаются этими «тугоплавкими» литофильными элементами (Ca, Al, Ti, Zr, Sc, PЗЭ, U, Th и т. д.) в среднем в 1,4 раза (в вес. единицах) по сравнению с обыкновенными хондритами [329, 331]. Следовательно, в модельном составе мантии, выведенном из состава первичных углистых хондритов I типа, содержится этих элементов в 2,2 раза больше, чем в обыкновенных хондритах, что находится в согласии с приведенными выше оценками для земной мантии.

добное обогащение наблюдается и для тория. Так как U и Th входят в группу высокотемпературных конденсатов, то очевидно, что между распространенностью высокотемпературных конденсатов в мантии, полученной на основе данных о тепловом потоке и распространенностью этих конденсатов в соответствии с петролого-геохимическими данными существует значительное расхождение.

С нашей точки зрения, оценка распространенности U и Th в мантии на основе геотермических данных может быть в значительной мере ненадежной. Во-первых, сомнительно, чтобы Земля находилась в состоянии термического равновесия. Эпизодический характер крупномасштабных движений плит, что отчетливо видно на примере распада Гондваны в мезозое, может сопровождаться также неравномерным переносом предвременно накопленного радиогенного тепла к поверхности путем конвекции; это тепло мы вынуждены будем отнести к современному тепловому потоку. Возможно, что характеристическое время потери тепла Землей достаточно велико, так что значительную часть в современном тепловом потоке составляет «первичное тепло» экзотермического процесса образования коры (глава 3).

Второй причиной неопределенности является особенность распределения U в хондритах. По данным Моргана [386], оно колеблется более чем в три раза в обыкновенных хондритах (в метеоритах, падение которых наблюдалось) и более чем в два раза в углистых хондритах I типа (наблюдавшиеся падения). Поэтому предпочтительнее оценивать распространенность нелетучих литофильных элементов в мантии на основе геохимических и петрологических данных, которые были обсуждены ранее.

2.4. ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕННОСТИ ЛЕТУЧИХ И СИДЕРОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Многочисленные исследования различных классов метеоритов [45, 46] показали, что на их состав сильно влияют процессы избирательного улетучивания или конденсации. Поэтому целесообразно проследить влияние этих процессов и на состав мантии.

Рингвуд и Кессон [484] сопоставили распространенность ряда элементов в пиролите с их распространенностью в углистых хондритах I типа по отношению к магнию (рис. 2.3). Ранее отмечалось, что типичные литофильные элементы, которые менее летучи, чем кремний, содержатся в первичных соотношениях. Однако содержание других элементов, более летучих, чем магний, в мантии понижено (см. рис. 2.3). Наименее летучим эле-

ментом, которым Земля значительно обеднена (на 17%), является кремний. Если рассматривать только не-сидерофильные элементы, степень обеднения растет в целом с увеличением летучести в ряду Si, Cr, Mn, Na, K, As, Ga, Rb и F, пока не достигнет уровня в соответствии с Cs, In, Zn и Cl, коэффициент обеднения которых порядка 0,05—0,08. Таким образом, почти нет сомнения в том, что обеднение Земли является в первую очередь следствием процессов избирательной конденсации или улетучивания. В некоторых случаях, например для Cu, Ag, Bi, Pb, Tl, Cd, Ge, Au, S и Se, наблюдаемое обеднение в мантии увеличивалось из-за их сидерофильных свойств, что привело

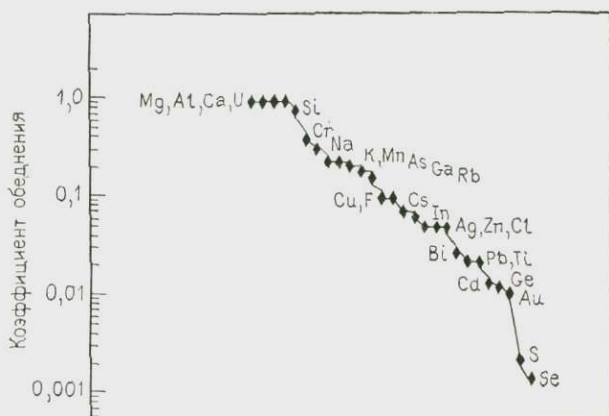


Рис. 2.3. Распространенность элементов в земной мантии по сравнению с первичной распространенностью в углистых хондритах I типа [484]

к вхождению их в состав ядра Земли [484]. Однако наблюдаемое обеднение в отношении этих элементов слишком велико, чтобы причиной его были только сидерофильные свойства. Содержание элементов, гораздо менее летучих и намного более сидерофильных (например, Ni и Co), не понижается в мантии в такой степени, как Bi, Pb, Cd, Tl и Ge.

Хотя в пиролите понижение содержания кремния по сравнению с первичной распространенностью в углистых хондритах I типа относительно невелико (~17%), тем не менее оно достоверно. Рингвуд [458, 459] считал, что такое обеднение могло быть вызвано вхождением кремния в ядро Земли. Однако геохимические условия, необходимые для восстановления окиси кремния до элементного состояния и обеспечивающие возможность вхождения его в металлическую фазу в процессе формирования Земли, весьма специфичны, и в настоящее время вряд ли можно считать кремний существенным компонентом ядра

[477]. В системе, имеющей солнечный состав (см. рис. 6.8), кремний значительно более летуч, чем магний. Учитывая очень сильное обеднение мантии Cr, Mn и Na, связанное с их летучестью (см. табл. 6.2), видимо небольшое понижение содержания кремния также можно связывать с этой причиной.

Сидерофильные элементы

Сидерофильные — это элементы, которые преимущественно концентрируются в металлической фазе, когда металлическое железо или сплав никель — железо находятся в равновесии с силикатными фазами. Говорят, что такие элементы более «благородны», чем железо. Некоторые из них, в том числе Ni, Co, Ir, Pt, Re, менее летучи, чем кремний, в соответствующих космохимических условиях (см. табл. 6.2), и в виде металлов, и в виде окислов, так что они, вероятно, содержатся в Земле в соответствии с их первичной распространенностью. Другие же, такие как Cu, Ag, Ge и As, более летучи, чем кремний, поэтому возможно, что по сравнению с их первичной распространенностью Земля ими обеднена.

В табл. 2.2 сопоставлена распространенность некоторых сидерофильных элементов в пиролите и ядре. Первые данные получены из геохимических исследований [484]. Последние же основываются на предположении, что распространенность сидерофильных элементов во всей массе Земли соответствует распространенности их в углистых хондритах I типа, причем учи-

Таблица 2.2

Коэффициенты распределения некоторых сидерофильных элементов между мантией и ядром по сравнению с экспериментально установленными коэффициентами распределения в системе силикат — металлическое железо

Элементы	Наблюдаемый К (мантия ядро)	Экспериментальный К (силикат, металл. Fe)
Нелетучие		
Co	0,1	0,005
Ni	0,08	0,0006
Re	0,001	$5 \cdot 10^{-4} \div 10^{-6}$
Os	0,004	По-видимому, такой же, как для Au и Re
Ir	0,002	
Pt	0,01	
Летучие		
Au	0,01	$< 3 \cdot 10^{-5}$
Cu	0,14	0,02—0,003
Ge	0,013	0,001
As	0,04	$< 0,01$

тывается наше знание о соотношении масс ядра и мантии. Видно, что верхняя мантия обеднена сидерофильными элементами, и можно с уверенностью предположить, что они сегрегировали преимущественно в ядро. Коэффициенты распределения многих из этих элементов между железом и соответствующими силикатами были измерены или оценены (в большинстве случаев на основе метеоритных данных) и тоже приведены в табл. 2.2. Замечательной особенностью [463, 464] является то, что распространенность в верхней мантии элементов, для которых имеются коэффициенты распределения, в 10—100 раз больше, чем можно было бы ожидать, если бы эти элементы концентрировались в ядре в условиях равновесия при низких давлениях.

На основе того, что известно об общих термодинамических свойствах соединений Ir, Os, Pt, Pd и Ag, то же можно сказать, по-видимому, и об этих элементах. В случае Cu, Ag, Au, Pd, Ge и As расхождения, вероятно, больше, чем показано в табл. 2.2, так как эти элементы обладают умеренной летучестью, и вполне возможно, что Земля обеднена ими в целом в 3—10 раз (см. рис. 2.3). Поэтому цифры первой графы следовало бы умножить на коэффициент такого порядка. S и Se свойственна тоже умеренная летучесть, так что здесь следовало бы ввести соответствующие поправочные коэффициенты.

Ясно, что эти взаимосвязи должны иметь прямое отношение к условиям, при которых шло формирования ядра в Земле. Рингвуд [459] и Бретт [99] считали, что повышенное вхождение никеля в силикаты в глубине мантии вызвано значительным увеличением коэффициента распределения никеля между металлом и силикатами под действием высокого давления. Предполагалось, что это увеличение обусловлено членом $P\Delta v$ в выражении для свободной энергии обменной реакции металл-силикаты. Однако Рингвуд [463, 470] отказался от такого объяснения, когда стало ясно, что некоторые другие сидерофильные элементы также характеризуются повышенной распространенностью в верхней мантии, так как было бы большим совпадением, если бы член $P\Delta v$ имел одинаковый знак во всех этих равновесиях.

В соответствии с этим Рингвуд предложил модель формирования ядра в неравновесных условиях, при которых вещество первичного состава, захваченное Землей на ранних стадиях аккреции, быстро смешивалось с мантией в условиях, при которых не достигалось равновесия с металлическим железом. Турекян и Кларк [564] предложили аналогичную модель, в которой этот первичный компонент добавлялся к Земле во время поздней стадии аккреции, после сегрегации ядра, и поэтому оказывался включенным только в верхнюю мантию.

Другая важная особенность геохимии сидерофильных элементов касается их дисперсии в магматических породах. Совмести-

мые сидерофильные элементы, такие как Ni, Co, Ge, Ga и, возможно, Cu, характеризуются сравнительно малой дисперсией (об этом говорилось выше), тогда как более благородные металлы (Au, Ir, Re, Os, Pt) отличаются, по-видимому, очень высокой дисперсией [146—148, 609]. Все еще неясно, вызвана ли такая дисперсия несовместимым геохимическим поведением последних элементов в протекавших в мантии в течение геологического времени процессах фракционирования в системе кристалл—жидкость, что, вероятно, привело к высокой дисперсии La, Cs, Rb, K, U и Pb, или же причина дисперсии кроется в первоначально неоднородном распределении внутри Земли, возникшем вскоре после аккреции. Более того, гидротермальные и метаморфические процессы, должно быть, вызвали значительное перераспределение этих элементов в основных и ультраосновных породах. Рингвуд полагает, что законы захвата Au и Ir в твердые фазы в системе кристалл—жидкость таковы, что не могут объяснить их дисперсию в ультраосновных породах (Ir) и базальтах (Au), и что необходимо привлекать первичную неоднородность их распределения. Предварительные данные тоже указывают [145] на широкие вариации распределения первичных инертных газов в мантии.

В связи со степенью окисления железа в мантии возникают вопросы, близкие к рассмотренным в связи с «чрезмерной» распространенностью сидерофильных элементов в мантии. Для объяснения соотношения Fe^{3+}/Fe^{2+} в свежих стеклах океанических базальтов и в неизмененных первичных материалах мантии (из ксенолитов и перидотитов), необходимо, чтобы в первичном пиролите отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} было порядка 0,05—0,1. С другой стороны, в базальтах, пироксенгах и шпинелях, которые пришли в равновесие с металлическим железом при высоких температурах, значения отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} гораздо ниже, возможно даже на целый порядок [470].

Разница в состоянии окисления отражается на природе летучих, выделявшихся в результате дегазации мантии. Хорошо известно, что летучие в виде газов, выделяющихся из недр Земли, состоят преимущественно из H_2O и CO_2 , а не H_2 и CO . Так, для газовой фазы в равновесии со средним гавайским толентом при $1200^\circ C$ должны быть следующие соотношения: $H_2O/H_2 \sim 120$ и $CO_2/CO \sim 35$ [249]. Значения этих соотношений близки к величинам, определенным Руби [491] для состава летучих, выделяющихся из глубин Земли. Наблюдаемый состав газовой фазы связан, таким образом, со степенью окисления пиролитовой мантии, которая, естественно, является буфером, определяющим предельно возможные окислительно-восстановительные состояния. Однако если бы между мантией и металлическим железом достигалось равновесие, в газовой фазе преобладали бы CO и H_2 , а не CO_2 и H_2O (при $1200^\circ C$, $CO_2/CO \sim 0,05$, $H_2O/H_2 \sim 0,1$).

ГЛАВА 3 СОСТАВ И ФОРМИРОВАНИЕ ЯДРА

3.1. РОЛЬ МЕТАЛЛИЧЕСКОГО ЖЕЛЕЗА

На глубине 2900 км находится главный разрыв скорости распространения сейсмических волн, который отмечает границу земного ядра (см. рис. 1.1). Ниже этой глубины поперечные сейсмические волны не распространяются из-за жидкого состояния, тогда как плотность возрастает примерно на 80 %. Обычные объяснения, основывающиеся отчасти на этих физических свойствах, а отчасти на аналогии с метеоритами, сводится к тому, что внешнее ядро состоит из жидкого железо-никелевого раствора, а внутреннее ядро (по которому передаются поперечные сейсмические волны) — из железо-никелевого сплава, затвердевшего под воздействием очень высокого давления (3,3 Мбар) на глубине 5154 км (см. рис. 1.2). Однако, согласно гипотезе, выдвинутой Лодочниковым [12] и Рамзеем [449, 450], ядро состоит из силикатов, которые под воздействием высокого давления трансформировались до металлического состояния. Согласно этим взглядам граница ядро-мантия представляет собой изохимический фазовый переход.

Эта гипотеза широко обсуждалась [109, 341] и в значительной степени поддерживалась некоторыми исследователями благодаря тому, что она давала более простое объяснение различиям в плотности планет, чем гипотеза о железном ядре. Однако Бёрч [85] использовал данные ударных экспериментов для определения в уравнениях состояния многих металлов и силикатов до давлений, превышающих 1 Мбар, и показал, что гипотеза фазового перехода для ядра совершенно неправдоподобна. Основные данные приведены на рис. 3.1, где построены кривые зависимости гидрхимической скорости звука во многих металлах и других материалах от плотности. На рисунке видно, что соотношения в высшей степени закономерны. Для любого материала кривые зависимости скорости от плотности близки к линейным в широком интервале давлений: расположение кривых скорость — плотность строго определяется атомной массой. Как и ожидалось, наблюдаемая зависимость скорости от плотности для мантии приходится на область легких элементов. Однако для наших целей важно отметить, что соответствующая зависимость для ядра располагается в области между V, Cr, Fe и Co, а это доказывает, что средняя атомная масса ядра близка к атомной массе этих элементов. Из анализа космохимических данных и закономерностей нуклеосинтеза следует, что железо является единственным элементом в этой области Периодической системы, распространенность которого достаточна для того, чтобы оно было главным компонентом ядра. С другой стороны, Бёрч [85, 86] отмечал, что судя по соотноше-

ниям рис. 3.1, невозможно, чтобы железо было единственным компонентом в составе ядра.

Это утверждение подкрепляется дополнительными данными ударных экспериментов. Силикаты, такие как Mg_2SiO_4 и SiO_2 , подвергались воздействию давления вплоть до 5 Мбар, но при этом не наблюдалось превращения их в гипотетическое плотное металлическое состояние [2, 5, 23]. Левин [341] и другие авторы считали, что этот отрицательный результат не может

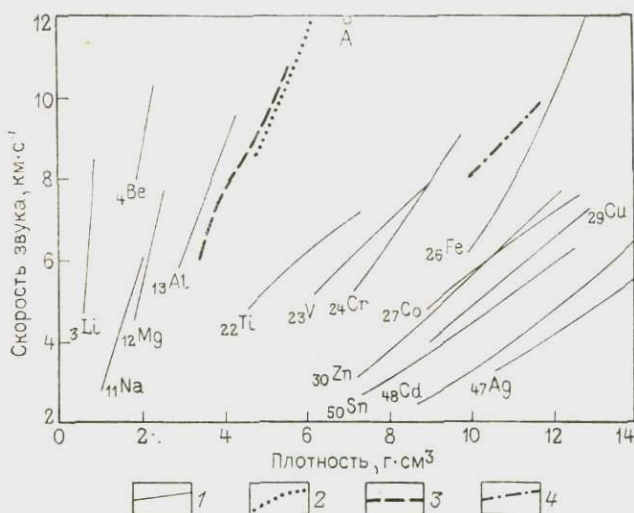


Рис. 3.1. Зависимость скорости звука от плотности вдоль кривых сжимаемости Гюгоньо для металлов (1), чистой оливиновой породы (2) [дунит Твин Систерс, $MgO/(MgO+FeO)=0,90$], земной мантии (3) и внешнего ядра (4) [85]

иметь значения, так как обычно нужно очень большое сверхдавление, чтобы произошел фазовый переход за те микросекунды, в течение которых вещества подвергались резким ударным давлениям. Однако такое возражение едва ли может быть убедительным. Сверхдавление ударной волны, необходимое для превращения большинства силикатов и окислов, превышало равновесное давление только на 100—300 кбар [33, 374], тогда как в указанных опытах гипотетический переход в плотное металлическое состояние не наблюдался при давлении, более чем на 3 Мбар превышающем давление на границе ядро—мантия. Из-за быстрого повышения температуры вдоль кривой Гюгоньо сверхдавление, необходимое для фазового перехода, должно снижаться с увеличением общего ударного давления¹.

¹ Некоторые авторы [300, 301, 580] сообщают, что при очень высоких статических давлениях им удалось превратить MgO и SiO_2 в фазы, обладающие

Третий ряд доказательств, связанных с этим вопросом, состоит в эмпирическом изучении упругих свойств вещества в опытах по сжатию и при фазовых переходах. На основе теоретических и экспериментальных данных точно установлено, что модуль объемного сжатия резко возрастает, если объем уменьшается за счет влияния членов, учитывающих отталкивание в выражениях для энергии решетки. Во время однородного сжатия большинства оксидов и силикатов соотношение между модулем K и плотностью ρ составляет приблизительно $K \propto \rho^n$, где $3 < n < 4$ [61]. Если фазовый переход вызывает увеличение плотности, то показатель степени « n » может понижаться до 2 [347, 348]. Однако основной эмпирический и теоретический результат¹ состоит в том, что фазовые переходы, сопровождающиеся изменениями плотности больше чем на 5 %, приведут, как предполагается, к соответственно и большему увеличению значения модуля K .

Буллен [107] показал, что значения модуля нижней мантии и ядра почти идентичны, несмотря на гораздо более высокую плотность ядра. Если граница ядро—мантия образовалась вследствие изохимического фазового перехода, то можно ожидать, что значение модуля увеличится почти в два раза. Вряд ли можно объяснить сходство в значениях модуля обеих областей при большом различии плотности на основе изохимического фазового перехода.

3.2. ЛЕГКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ВО ВНЕШНЕМ ЯДРЕ

Данные ударных экспериментов [1,3—5,372, 373] показали, что плотность внешнего ядра намного меньше плотности сплава железо—никель при соответствующих значениях T и P ¹. На рис. 3.2 видно, что расхождение составляет около 11,5 % при давлении около 1,4 Мбар. Однако, по всей вероятности, это сопоставление относится к твердому железу (в ударных экспериментах) по сравнению с жидким состоянием в ядре. Если учесть изменение объема при плавлении, то разница будет около 8 % [373]. Кроме того, скорость распространения гидродинамического звука во внешнем ядре намного больше, чем для чистого

электропроводностью металлов. Плотность и упругие свойства этих фаз неизвестны. Интерпретация экспериментальных результатов не свободна от неоднозначности из-за возможности нарушения электроизоляции во время опытов.

¹ Возможное исключение из этого обобщения может быть в том случае, когда фазе низкого давления свойственно чрезвычайно высокое значение объемного модуля из-за сравнительно открытой структуры, в которой атомы связаны резко локализованными, направленными ковалентными связями, как в алмазе. В случае плотного упакованных силикатов нижней мантии такая структура маловероятна.

² Однако плотность и скорость прохождения сейсмических волн *внутреннего* ядра на глубине более 5154 км соответствуют предположению, что эта область состоит из особо чистого сплава железо—никель [57].

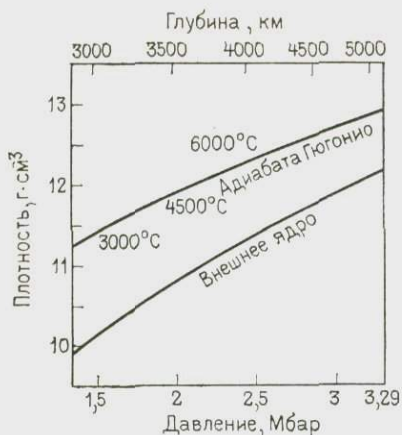


Рис. 3.2. Изменение плотности в зависимости от давления во внешнем ядре [168] и вдоль кривой адиабаты Гюгонно для чистого железа [373].

За последние годы большую поддержку получило мнение, что основным легким элементом во внешнем ядре, по всей вероятности, является сера [59, 202, 376, 391 и др.]. Аренс [31] исследовал состав внешнего ядра в свете данных о плотностях FeS, Fe и Ni при очень высоких давлениях, полученных в ударных экспериментах. Приняв, что дополнительным легким элементом является сера, Аренс нашел, что около 14 % этого элемента достаточно для объяснения более низкой плотности внешнего ядра по сравнению с плотностью чистого железо-никелевого сплава соответствующего состава. Это эквивалентно 4,5 % серы в составе всей Земли и показывает, что в процессе аккреции Земля должна была захватить 44 % серы исходного вещества, если считать, что оно соответствует углистым хондритам I типа¹.

В исходной солнечной туманности сера должна бы конденсироваться в виде FeS только при температуре ниже 650 К (см. табл. 6.2). Почти все металлы полностью конденсируются при более высоких температурах (за исключением Pb, Bi, In и Tl). Следовательно сера является чрезвычайно летучим элементом в туманности солнечного состава.

Изучение состава земной мантии (см. раздел 2.4) показывает, что содержание большой группы элементов в ней по сравнению с первичной распространенностью в углистых хондритах I типа в 1,3—100 раз меньше. Общая последовательность роста коэффициента обеднения (см. рис. 2.3) очень хорошо совпадает

железа [59, 155]. Обычно считалось, что эти свойства указывают на содержание во внешнем ядре от 5 до 15 % элемента или элементов с низкой аномальной массой, например H, C, N, O, Mg, Si и S [82, 101]. Выяснение и самого набора этих легких элементов, и способа их вхождения в ядро имеет существенное значение для понимания происхождения Земли. Этот вопрос рассмотрен Бреттом [101] и Рингвудом [477]. В настоящее время не считается возможным, чтобы основными легкими элементами в ядре были H, C, N, Mg или Si, но они могут там содержаться в небольших количествах.

¹ См. сноску на с. 65.

с последовательностью конденсации элементов из охлаждающегося газа, имеющего солнечный состав (см. табл. 6.2); этим подтверждается, что обеднение Земли происходило в основном вследствие избирательной конденсации и улетучивания. Для некоторых элементов (например, Cu, As, Au, Ge, S и Se) понижение содержания в мантии отчасти связано с их сидерофильными свойствами, что приводит к преимущественному поглощению земным ядром (см. раздел 2.4).

Гипотеза о том, что сера является основным летучим компонентом в земном ядре, поднимает очень важный вопрос: почему Земля не обеднена этим легколетучим элементом в такой же степени, как и некоторыми несидерофильными элементами, которые в солнечной туманности гораздо менее летучи, чем сера? Например, Cr, Mn, Na, K, Rb, F, Cs, Zr и Cl менее летучи, чем сера (см. табл. 6.2), но ими Земля обеднена в значительно большей степени. Коэффициенты обеднения этими элементами по сравнению с их первичной распространенностью в углистых хондритах I типа и на Солнце находятся в пределах 0,3—0,03, а *предполагаемый* коэффициент обеднения серой на Земле составляет¹ 0,44.

Вопрос об удержании серы при потерях менее летучих элементов приобретает большое значение в связи с составом метеоритов. При химическом процессе, в результате которого обычные хондриты образовались из первичного вещества, потерялось около 80 % серы, а Na, K, Rb, Mn и Cr остались в основном полностью. Сильно окисленная, не содержащая металлической фазы ассоциация равновесного углистого хондрита III типа Karoonda конденсировалась при более низких температурах, чем обычные хондриты, однако содержание серы в ней меньше. Более того, железные метеориты содержат в среднем только около 1 % серы, хотя многие из них, вероятно, образовались в такой среде (до сегрегации металлов), в которой, судя по составу силикатных включений, не наблюдалось обеднения Na, K и Rb.

Следовательно, мы должны признать, что существуют очень большие трудности при создании моделей, предполагающих, что Земля в процессе аккреции из туманности *солнечного состава* захватывала более 40 % изначального количества серы, но тем не менее потеряла гораздо бóльшие количества некоторых других элементов², намного менее летучих, чем сера. По-видимому, нельзя придумать такие условия конденсации и

¹ См. сноску на с. 65.

² Льюис [344], а также Холл и Мурти [224] предполагали, что Земля в целом не обеднена K и Rb, но большая часть этих элементов Земли находится в ядре. Однако такое объяснение неприменимо к не-сидерофильным и не-халькофильным элементам (в окислительно-восстановительном состоянии их в Земле), таким как Cr, Mn, Na, F, Zr и Cl, для которых наблюдается явное обеднение. Предположения Льюиса, Холла и Мурти критически проанализированы Рингвудом [477].

аккреции внутри туманности солнечного состава, при которых сера удержалась бы, а другие элементы терялись.

Термодинамические условия, при которых Земля могла, тем не менее, захватывать в процессе аккреции большие количества серы, но потерять в результате улетучивания Cr, Mn, Na, K и другие элементы, исследовал Рингвуд [473, 477]. Конденсация серы идет по уравнению: $Fe + H_2S \rightleftharpoons FeS + H_2$, $K = H_2/H_2S$.

Для того чтобы сера конденсировалась в виде FeS при температурах, при которых оба элемента могли бы быть летучими, необходимо уменьшить во всей системе отношение водорода к сере в 100—300 раз. Такого рода фракционирование вряд ли может происходить в газовой фазе. Для этого требуется, чтобы исходная туманность имела низкую температуру (намного ниже 0 °C), при которой мелкие пылевидные частицы состояли из окисленного конденсата, содержащего много летучих веществ, подобно углистым хондритам I типа, где сера полностью конденсировалась за счет осаждения из газа, возможно, одновременно с коагуляцией. Степень обогащения первичной пыли по отношению к водороду такова, что твердое вещество, имеющее состав углистых хондритов I типа, содержит 40—80 % от общей массы всей системы. Таким образом Земля должна была образоваться преимущественно из вещества состава углистых хондритов I типа как, например, в моделях, предложенных Рингвудом [460, 463, 464, 473]. Эти модели рассматриваются в разделе 7.2. Показано, что в их современной форме они несостоятельны. Поэтому желательно было бы исследовать возможность вхождения в состав внешнего ядра существенных количеств других элементов¹.

3.3. ОКИСЬ ЖЕЛЕЗА КАК ГЛАВНЫЙ КОМПОНЕНТ ВНЕШНЕГО ЯДРА

Дубровский и Паньков [9] обратили внимание на то, что при высоких давлениях можно ожидать превращения окиси железа (II) в более плотное металлическое состояние. Они считали, что плотность внешнего ядра можно объяснить тем, что оно состоит из смеси, содержащей около 60 % жидкого металлического железа и 40 % сплава никель — железо. Подобное мнение выдвинул и Буллен [110, 111], предполагая, что внешнее ядро состоит из окиси железа состава Fe_2O . Эти

¹ Другими компонентами, которые, как считают разные авторы, содержатся во внешнем ядре Земли, являются углерод, кремний и окись магния. Однако оснований для таких предположений гораздо меньше, чем для серы или кислорода [477]. Стивенсон [529] в последнее время приписывал значительную роль водороду. Главная проблема сводится к нахождению механизма, при помощи которого можно было бы задержать соответствующее количество водорода в Земле во время процесса аккреции. Эту проблему исследовал Рингвуд [477, 479]. Вполне возможно, что имеется небольшое количество водорода, совсем недостаточное для получения наблюдаемой низкой плотности.

предположения были сделаны в связи с попытками интерпретировать распределение плотности внутри Земли и планет земной группы, но при этом совершенно игнорировались химические данные, имеющие отношение к этой гипотезе.

Система Fe—O хорошо изучена, особенно в металлургии, и можно привлечь многочисленные химические данные для проверки этой гипотезы. Рингвуд [477] исследовал в свете этих данных справедливость указанной гипотезы. Основным вопросом касается растворимости FeO в расплаве железа, которая очень мала, составляя примерно 0,6 % вблизи ликвидуса при атмосферном давлении (см. рис. 3.4). Однако растворимость расплавленного FeO в жидком Fe быстро возрастает с повышением температуры в интервале 1500—2000 °C. Дистин с сотрудн. [161] показали, что растворимость кислорода в расплавленном железе в этом температурном интервале достаточно точно описывается следующим уравнением (рис. 3.3):

$$\log_{10}(\text{вес. \% O}) = \frac{6380}{T(\text{K})} + 2,765.$$

Растворимость кислорода в расплавленном железе достигает почти 3,1 ат. % при 2000 °C, что эквивалентно 6,2 мол. % Fe_{0,5}O_{0,5}. Приведенное уравнение было использовано для вычисления растворимости FeO в железе при температурах, превышающих температурный интервал в выполненных опытах. Эти же данные были использованы также для расчетов растворимости железа в FeO. Результаты показаны на рис. 3.4. При 3000 °C в жидком железе растворяются приблизительно 40 мол. % Fe_{0,5}O_{0,5}; при 3500 °C количество растворенного Fe_{0,5}O_{0,5} должно быть около 70 мол. %. Температура подошвы мантии, по видимому, достигает 3000 °C [246, 269], так что возможно, что в ядре FeO хорошо растворяется в железе¹.

Влияние высоких давлений на растворимость FeO рассмотрено также Рингвудом [477]. Установлено, что парциальный мольный объем FeO в растворе в расплавленном железе примерно на 18 % меньше мольного объема чистого, почти стехиометричного FeO. Следовательно, высокие давления будут способствовать *увеличению* растворимости FeO в расплавленном железе. Полуколичественные расчеты этого влияния, включая влияние члена $P\Delta v$ на свободную энергию равновесий растворов показывают, что высокое давление уменьшает поля несимимости жидкостей между металлическим раствором (Fe—FeO) и расплавом окисла. Эти расчеты указывают также на то, что при давлении выше 500 кбар и температуре выше солидуса наблюдается полная смесимость между металличе-

¹ Известно, что при температурах ликвидуса некоторые переходные металлы в значительной степени или полностью смешиваются с их окислами. Это свойство проявляют Ti—TiO, V—VO, Ni—NiO, Nb—NbO, Zr—ZrO₂ и Y—Y₂O₃.

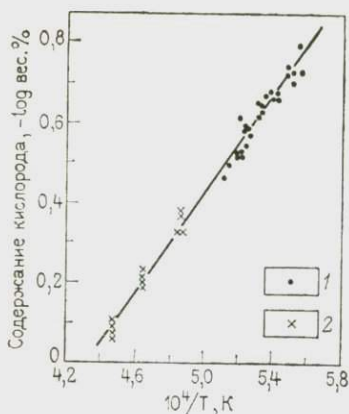


Рис. 3.3. Зависимость растворимости кислорода в жидком железе от обратной величины абсолютной температуры в интервале 1800—2230 К [161].

1 — по Дистину и др. [161]; 2 — по Тейлору и Чипмену [546]

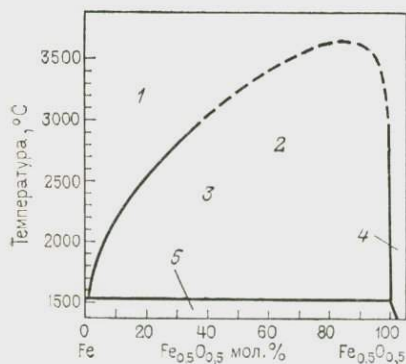


Рис. 3.4. Рассчитанная фазовая диаграмма для системы Fe—Fe_{0,8}O_{0,5} при 1 атм, построенная на основе экспериментальных измерений растворимости в интервале температур 1500—2000 °С [477].

1 — раствор (Fe+FeO) в металлическом расплаве; 2 — область несмесимости расплавов; 3 — расплав (Fe+FeO*)+расплав FeO; 4 — ионный расплав окисла; 5 — железо (кристаллическое) и расплав окиси железа; FeO* входит в металлический расплав

ким железом и окисью железа. Окончательная фазовая диаграмма должна быть качественно подобна диаграмме аналогичной системы Fe—FeS [226].

Окись железа является важным компонентом земной мантии; однако термодинамическая активность может быть уменьшена вследствие образования соединений и твердого раствора в других минералах. Рингвуд [477] полуколичественно оценил значение этого влияния путем расчета растворимости FeO в расплавленном железе в равновесии с возможным в нижней мантии окислом (Mg_{0,88}Fe_{0,12})O при температуре 2500 °С в зависимости от давления. Результаты приведены в табл. 3.1. Мы видим, что при этой температуре металлическая фаза в равновесии с возможной ассоциацией минералов нижней мантии должна содержать большие количества FeO при давлениях около 600 кбар и что в интервале 500—700 кбар растворимость очень быстро растет с давлением.

Конечно, эти расчеты слишком упрощены, однако из них следует, что жидкая металлическая фаза в равновесии с минералами нижней мантии Земли может содержать большие количества FeO при давлениях около 600 кбар и температурах до 2500 °С. Давление в подошве мантии составляет 1,4 Мбар, а в центре Земли 3,6 Мбар. Температура внутри ядра почти определенно превышает 2500 °С. Так как уже известно, что FeO яв-

ляется важным компонентом земной мантии, то почти нет сомнений в том, что в свете этих данных кислород (в виде составной части FeO) тоже важный компонент ядра. Количество FeO в ядре, необходимое для объяснения наблюдаемой плотности, трудно оценить. Из расчетов на основе данных о плотности

Таблица 3.1

Вычисленные значения растворимости $\text{Fe}_{0,5}\text{O}_{0,5}$ в расплавленном железе в равновесии с $(\text{Mg}_{0,88}\text{Fe}_{0,12})\text{O}$ при 2500°C в зависимости от давления P [477]*

Давление, кбар	Растворимость $\text{Fe}_{0,5}\text{O}_{0,5}$ мол. %	Давление, кбар	Растворимость $\text{Fe}_{0,5}\text{O}_{0,5}$ мол. %
0	2	400	18
100	4	500	31
200	7	600	52
300	11	700	87

* Давления, приведенные в табл. 3 в статье Рингвуда [477], занижены в два раза. Ошибка обусловлена тем, что в расчетах был использован мольный объем FeO, а не $\text{Fe}_{0,5}\text{O}_{0,5}$. Давление, вычисленное для перехода из неметаллического состояния в металлическое в FeO при 2500°C , должно соответственно быть увеличено от 158 до 316 кбар.

ковалентно-металлической формы FeO следует, что ядро содержит, по-видимому, не менее 65 вес. % FeO [477]. Другие расчеты [9] показывают, что содержание FeO составляет около 57—68 %. Еще один результат получен из сравнения наблюдаемой плотности ядра при 1,4 Мбар (см. рис. 3.2) с плотностями чистого железа и смеси $\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{Fe}$ по данным ударных экспериментов при 1,4 Мбар. Согласно этим оценкам, количество FeO в ядре составляет 28 вес. %¹. Ввиду таких неопределенностей мы принимаем для содержания FeO 44 ± 16 вес. %, что эквивалентно 10 ± 4 вес. % кислорода.

Вхождение окиси железа в состав Земли

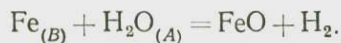
На первый взгляд, включение больших количеств FeO в состав Земли при температурах достаточно высоких, чтобы обеспечить потерю многих летучих элементов (например, Sr, Mn, Na, K, Cl и Zn), выдвигает проблемы, аналогичные проблемам с серой. Расчеты равновесия [477] показывают, что для того чтобы FeO конденсировалась при достаточно высоких для сохранения вышеуказанных элементов в газовой фазе температурах, количество водорода относительно воды должно быть понижено примерно в 100—300 раз по сравнению с соотношением

¹ В работе Рингвуда [477] на с. 123 неправильно приведено 44 вес. % FeO.—Прим. автора.

H_2/H_2O на Солнце. Для этого требуется, чтобы вначале исходная солнечная туманность была холодной, а низкотемпературный, высокоокисленный и богатый водой конденсат должен был существенно концентрироваться по отношению к газовой фазе (преимущественно H_2), вероятнее всего, в результате осаждения в области плоскости эклиптики. Степень концентрации твердого конденсата такова, что его должно быть по меньшей мере 70 вес. % от всей системы. Следовательно, Земля должна была формироваться путем аккреции из планетезималей, имеющих состав преимущественно углистых хондритов I типа, как в модели Рингвуда [460, 463, 473]. Однако эти модели встречают некоторые трудности, которые будут обсуждены в разделе 7.2.

Более привлекательным механизмом вхождения больших количеств FeO в Землю является процесс формирования Земли в результате физического смешения компонентов, образовавшихся при различных PT -условиях в исходной туманности и поэтому имеющих резко различающийся состав. Простейшим примером этого служит двухкомпонентная модель, согласно которой состав Земли рассматривается как смесь высокостановленного, богатого металлами материала, не содержащего летучих веществ и образовавшегося при высоких температурах, с примесью меньшего количества первичного окисленного материала, богатого летучими веществами, подобного углистым хондритам I типа и образовавшегося при низких температурах (см. табл. 8.1).

Распространенность летучих (несидерофильных) элементов в мантии (см. рис. 2.3) позволяет предположить, что во время процесса аккреции вся Земля захватывала около 10 % низкотемпературного компонента (см. табл. 8.1, графа А); [477]. При смешении этого компонента с лишенным летучих компонентом В в ходе аккреции с ним на Землю поступает только незначительное количество FeO . Большая часть необходимой FeO образуется в результате химической реакции между избытком металлического железа (в компоненте В) и окисленными соединениями (главным образом H_2O) в компоненте А:



(Эти реакции подробно обсуждаются в главе 8.) Для обеспечения нужного количества FeO в мантии и ядре, по-видимому, следует предположить, что Земля во время аккреции использовала 15 % компонента А [477]. Это несколько выше 10 % компонента А, достаточных для объяснения распространенности летучих элементов мантии. Такое расхождение, если оно отвечает действительности, несерьезно и может получить правдоподобное объяснение (раздел 8.5) [477].

3.4. ФОРМИРОВАНИЕ ЯДРА

В историческом плане наши представления о ранней термической эволюции Земли в значительной мере зависели от представления о ее происхождении. В первой половине нашего века была популярна гипотеза [271, 272], согласно которой Солнечная система образовалась путем конденсации горячих газов, отделившихся от Солнца вследствие приливного взаимодействия с проходящей звездой. Основывающиеся на этом представлении гипотезы о развитии Земли предлагали «горячее» происхождение, согласно которому предполагалось, что Земля формировалась из полностью расплавленного состояния [274]. С возрождением гипотез, в основе которых лежит предположение, что образование Земли шло путем аккреции первоначально холодных или остывших твердых частиц (планетезималей), как в моделях Шмидта [25, 27] и фон Вейзекера [586], мнения стали склоняться в пользу представлений о холодном происхождении Земли. В огромном количестве статей, написанных в течение пятидесятих и до середины шестидесятих годов, принимается, что Земля росла в результате аккреции остывшей (большей частью ниже 1000 °С) смеси силикатов и металлического железа, и температура была значительно ниже солидуса на всех глубинах. Вследствие нагревания долгоживущими радиоактивными элементами внутренняя температура Земли поднялась выше точки плавления металлической фазы, что привело к дифференциации и образованию ядра намного позже аккреции Земли. Среди множества статей на эту тему можно сослаться на работы Любимовой [360], Сафронова [20], Юри [567, 575], Мак-Дональда [367], Виноградова [7, 8], Эльзессера [170] и Бёрча [86].

Эти представления получили серьезное геохимическое обоснование в работах Юри [567, 568, 570, 575]. Он пришел к выводу, что Земля сохранила первичную распространенность многих летучих элементов, которые, между тем, не в такой большой степени оказались вынесенными на поверхность, как можно было бы ожидать, если бы Земля образовалась в результате затвердевания из расплавленного состояния. Согласно Юри, из этих наблюдений следует, что аккреция Земли происходила в холодных условиях и что Земля никогда впоследствии не была полностью в расплавленном состоянии. Юри также указал на небольшую массу коры и на признаки неполной дифференциации мантии, которые несовместимы с представлениями о полностью расплавленной мантии, поскольку в этом случае она должна была пройти стадию глубокого фракционирования в процессе кристаллизационной дифференциации. Подобные аргументы приводил и А. П. Виноградов [6—8].

Эти соображения весьма весомы и на них нередко ссылаются исследователи, поддерживающие холодное происхождение

ние Земли. Однако последующее накопление значительно более точных и полных данных о распространенности многих элементов в метеоритах и в породах земной мантии показало, что Юри был неправ в отношении одного важного аспекта. Теперь почти нет сомнений в том, что Земля сильно обеднена большой группой летучих элементов (см. рис. 2.3), но тогда необходимо, чтобы вещество Земли прошло либо в туманности до начала аккреции, либо в ходе аккреции Земли через мощные высокотемпературные процессы. Однако, в противоречие ранее высказанной точке зрения Рингвуда [463], другой аргумент Юри о том, что степень дифференциации мантии гораздо меньше, чем можно было ожидать при полном расплавлении, остается твердо обоснованным и получил дальнейшее подкрепление доказательством однородности мантии в разделе 2.2.

Юри [567] был также первым, кто указал на значения очень большого количества гравитационной потенциальной энергии, высвобождаемой в ходе сегрегации ядра из первоначального состояния рассеяния его вещества по всей Земле. Большая часть этой энергии должна была во время формирования ядра превратиться в тепловую энергию. Юри оценил количество выделившейся энергии примерно в $700 \text{ кал} \cdot \text{г}^{-1}$, что достаточно для нагревания всей Земли до температуры выше 2000° . (Более точный расчет Флазара и Бёрча [175] дал $640 \text{ кал} \cdot \text{г}^{-1}$). Юри предполагал, что сегрегация большей части ядра происходила постепенно, в течение геологического времени, тем самым приводя к конвекции мантии и тектоническим явлениям, которые не прекращаются и до настоящего времени. Эту модель исследовали и разработали дальше Ранкорн [494, 495], а также Манк и Дэвис [390]. Однако Рингвуд [460] отметил, что процесс формирования ядра, постулированный Юри, внутренне неустойчив и, раз начавшись, должен дойти до конца за очень короткое время. Выделение теплоты вследствие сегрегации металлов ведет к экспоненциальному снижению вязкости мантии в результате разогревания, тем самым увеличивается скорость формирования ядра, что приводит в конце концов к неуправляемому развитию процесса. К таким же выводам пришли и другие авторы [170, 86], они придерживаются мнения, что формирование ядра не начиналось, пока не прошел длительный интервал времени ($\geq 0,5$ млрд. лет), в течение которого происходило нагревание Земли за счет распада долгоживущих радиоактивных элементов до точки плавления железа.

Рингвуд [460] отметил, что сегрегация ядра возможно привела к сильному фракционированию свинца от урана, так как расплавленное железо должно было бы вынести из мантии существенные количества свинца, но не урана. Так как «возраст» Земли, равный по свинцово-изотопным данным 4,55 млрд. лет, относится к моменту времени, когда в первом приближении (не принимая во внимание эффекты дифференциации второго

порядка) установилось современное отношение Pb/U для системы верхняя мантия/кора, то фактически эта цифра относится ко времени формирования ядра.

Эта проблема была впоследствии проанализирована количественно Оверсби и Рингвудом [429], которые определили коэффициент распределения свинца между рядом различных железных сплавов и базальтовым расплавом и получили взаимосвязь между коэффициентом распределения и временем, прошедшим от аккреции Земли до сегрегации ядра. Они пришли к выводу, что время от аккреции до формирования ядра составило, по-видимому, менее 10^8 лет и почти определенно меньше $5 \cdot 10^8$ лет. В работах [429, 460] было отмечено, что столь ранний период формирования ядра является важнейшим фактом, с которым должны считаться все гипотезы происхождения и ранней эволюции Земли.

Время от аккреции до формирования ядра рассмотрено Фольмером [585], который учел некоторые поправки констант распада урана и изотопного состава первоначального свинца. Фольмер пришел к выводу, что формирование ядра не закончилось за 10^8 лет после аккреции; более вероятно, что оно продолжалось в течение $5 \cdot 10^8$ лет. Однако Фольмер принял, что отклонения в изотопном составе океанических базальтовых свинцов от кривой распада свинца в земной коре были вызваны не некоторым фракционированием свинца от урана в области формирования базальтов [190], а самим процессом формирования ядра. Многочисленные геохимические данные, включая изотопную систему неодим — самарий, ставят под сомнение первую часть этого предположения.

Этот вопрос изучали также Ганкарц и Вассербург [187] в связи с исследованием изотопного состава свинца гнейсов Амитока Западной Гренландии с возрастом 3,6 млрд. лет. Они нашли, что если возраст Земли близок к 4,55 млрд. лет и если большая часть свинца была захвачена металлической фазой в ходе формирования ядра в соответствии с приведенными выше экспериментальными данными о коэффициентах распределения, то наиболее вероятным временем формирования ядра будет 4,4 млрд. лет, т. е. около $1,5 \cdot 10^8$ лет после аккреции. Учитывая большое число различных предположений, можно считать, что формирование ядра произошло в интервале $4 \cdot 10^8$ лет после аккреции¹.

Из-за исключительно экзотермического и катастрофического характера процесс формирования ядра, должно быть, закончился задолго до образования наиболее древних пород земной

¹ На основе изотопного состава свинца в исключительно хорошо датированном ($3453 \pm 16 \cdot 10^6$ лет) месторождении руд «Биг Стаби» в Западной Австралии Пиджон [436] смог ограничить время образования ядра еще более узким периодом. Он считает, что ядро формировалось в пределах 10^8 лет за время формирования Земли (принятого $4,55 \cdot 10^9$ лет).

коры [225]. С открытием пород в Гренландии с возрастом 3,8 млрд. лет [88] геологические данные отодвинули верхнюю границу возможного времени формирования ядра за 4 млрд. лет, что в целом поддерживает ранее указанные оценки.

Согласно альтернативной гипотезе «гетерогенной аккреции» утверждается, что аккреция железного ядра происходила раньше, чем окружающей его силикатной мантии [427, 564]. В таком случае время формирования ядра соответствует возрасту Земли. Однако эта модель не ведет к нагреванию за счет энергии сегрегации ядра, как в моделях, где железо и силикаты первоначально были равномерно смешаны в процессе аккреции. Критический анализ модели гетерогенной аккреции проводится в разделе 7.3. По-видимому, имеется огромное количество данных, говорящих против такой модели.

Тепловой режим в процессе формирования ядра

Если предположить, что Земля образовалась в процессе аккреции в виде однородной смеси силикатных и металлических частиц, то для формирования ядра вскоре после аккреции требуется, чтобы в существенной части объема Земли температура превысила точку плавления железного сплава. Только в этом случае могут создаться условия для сегрегации металла в достаточно крупные тела (например, поперечником порядка 100 км), чтобы они могли погружаться через твердую, но пластическую мантию в ядро. Поэтому необходим мощный источник «начальной теплоты». Вероятнее всего, эту энергию может обеспечить частичное сохранение потенциальной гравитационной энергии исходного пылевого облака с последующим превращением в процессе аккреции в тепловую энергию планеты. Нагревание долгоживущими радиоактивными элементами К, U и Th недостаточно для плавления железа. В течение первых 500 млн. лет после аккреции эти элементы (при предположении, что содержание их было таким, как это показано в разделе 2.3) могли повысить температуру Земли только примерно на 300 °С. Можно еще учесть вклад радиоактивного изотопа ^{26}Al ($7 \cdot 10^5$ лет). Однако требуемое количество тепла может, по-видимому, обеспечить только быстрая аккреция (в течение времени менее 10^6 лет) и нагревание за счет энергии этого процесса (см. главу 8).

Распределение температур внутри Земли после аккреции показано на рис. 3.5 для двух различных моделей аккреции. Согласно первой модели [460, 473] аккреция Земли была быстрой и температура на поверхности растущей планеты в течение большей части периода аккреции была высокой, достаточной для испарения летучих элементов, которыми, как мы думаем, обеднена мантия. По этой модели, описанной далее в разделе 7.2, время аккреции менее 10^6 лет. Повышение первоначальной температуры в недрах Земли за счет адиабати-

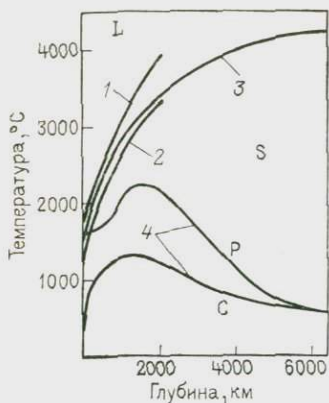


Рис. 3.5. Температура плавления железа, интервал температур плавления мантии [246, 305] и распределение температур после аккреции, но до формирования ядра.

1 — полное плавление мантии — ликвидус; 2 — начало плавления мантии — солидус; 3 — плавление железа; 4 — распределение температур после аккреции; С — по Сафронову [21], Р — по Рингвуду [473]; L — расплав; S — твердое состояние

ческого сжатия (включая фазовые переходы) учтено на графике распределения температур после аккреции (см. рис. 3.5).

Другое распределение температур основывается на предложенной Сафроновым [21, 499] модели аккреции, в которой рост Земли в результате выпадения тел различных размеров — от планетезималей до тел с поперечником в несколько сотен километров — растянулся на 10^8 лет. Сафронов показал, что если значительная часть массы Земли обязана выпадению крупных планетезималей (размерами более 100 км), то в ходе аккреции задерживается гораздо большее количество тепловой энергии по сравнению с тем случаем, когда рост происходит только за счет небольших объектов. К распределению температур после аккреции (по модели Сафронова на рис. 3.5) также добавлена энергия адиабатического сжатия.

Хотя они и основаны на совершенно различных предположениях, обе кривые на рис. 3.5 не различаются сильно, разница максимальных температур на кривых составляет около 1000°C . Уэзерилл [616] заново пересмотрел распределение температур после аккреции внутри Земли на основе модели Сафронова и показал, что можно получить существенно более высокие температуры путем приемлемого изменения предположений Сафронова относительно распределения размеров планетезималей. Поэтому различия в распределении температур для разных моделей аккреции с характерными временами порядка 10^6 — 10^8 лет не должны быть очень большими¹.

¹ *Примечание.* Эти различия можно далее уменьшить, если учесть эффекты химической энергии, накопившейся в процессе аккреции [24]. Для случая «медленной» аккреции (10^7 — 10^8 лет) вещество, обнажающееся на земной поверхности, испаряется и быстро снова конденсируется, приводя к образованию очень нестойких, неравновесных ассоциаций минералов, включающих большое количество стекла. Эти ассоциации покрыты высокопористым поверхностным слоем, обладающим низкой теплопроводностью. Когда температуры достигнут примерно 600°C , происходит рекристаллизация неустойчивой ассоциации металлов, достигается равновесие и выделяется большое количество тепла. Оно может легко составить $100 \text{ кал} \cdot \text{г}^{-1}$, что вызовет повышение температуры примерно на 400°C . Большая часть этого дополнительного тепла за счет химической энергии удерживается внутри Земли в ходе процесса аккреции.

На рис. 3.5 показано распределение с глубиной температуры ликвидуса и солидуса мантийного вещества [246, 305] до глубины 2000 км. Хотя и нельзя забывать, что эти оценки получены с большой неопределенностью, но, по-видимому, все данные указывают на то, что температура плавления железа попадает между солидусом и ликвидусом силикатной мантии по крайней мере до глубины 1000 км, а может быть и 2000 км. Это соответствует части Земли, включающей приблизительно половину массы планеты. Мы отметим, кроме того, что кривая плавления железа и ликвидуса мантии гораздо выше, чем любая из двух кривых распределения температур после аккреции, приведенных на рис. 3.5. Сказанное относится также и к солидусу мантии, за исключением самых верхних 100 км.

Раньше мы пришли к выводу, что агрегация ядра происходила около 4,5 млрд. лет тому назад и что в течение этого процесса большая часть земной мантии оставалась в нерасплавленном состоянии. Чтобы началось отделение металла от силиката, температура должна превысить температуру плавления металлической фазы, иначе невозможна сегрегация в крупные тела. Однако близость интервалов плавления железа и мантии вплоть до больших глубин, по-видимому, делает маловероятным плавление железа без существенного плавления силикатной фазы. Кроме того, раннее формирование ядра осложняется и тем, что кривые плавления железа и мантийного вещества располагаются гораздо выше кривых распределения температур после аккреции.

Наиболее вероятным решением этих проблем является предположение [391], что температура плавления железа (но не силикатов) сильно понижается от присутствия другого компонента. Вхождение в состав ядра больших количеств легкого элемента устанавливается определенно (см. рис. 3.2). Существует мнение [391], что при этом дополнительным компонентом может быть сера (в виде FeS). Согласно другому мнению, поддерживаемому в данной работе, дополнительный компонент состоит главным образом из FeO, хотя могут также содержаться заметные количества серы. Предполагается, что это может вызвать заметное снижение температуры плавления железа. Так, известно, что содержание 1% FeO в растворе снижает температуру плавления железа на 11 °C, а 1% FeS понижает ее на 6 °C [226]. Показана (раздел 3.3) вероятность того, что при высоких давлениях может иметь место полное смешение Fe и FeO (как и в системе Fe—FeS). Поэтому мы вправе ожидать, что FeO сильно понизит температуру плавления железа при давлениях, достаточно высоких чтобы обеспечить широкую смешимость в этой системе. Это, вероятно, достигается на глубинах около 1500 км.

Если бы основным легким элементом в ядре была сера, сегрегация металла в крупные «капли» происходила бы относи-

тельно близко к поверхности, как это показано в модели Элзасера [170]. Эти капли могут затем погружаться к центру Земли, нагревая мантию на больших глубинах путем вязкой диссипации, так что область формирования таких «капель» со временем смещается вниз. Однако если легким элементом в ядре был кислород, плавление и сегрегация металла произошли бы, вероятно, сначала на глубине 1500 км. После погружения образовавшихся капель возникает область менее плотного силиката, которая оказывается гравитационно неустойчивой по отношению к вышележащей нерасплавленной смеси силиката с железом. Не содержащее металла легкое вещество должно конвективно подниматься и замещаться поступающей сверху смесью силиката с железом. Таким образом продолжается процесс сегрегации, сопровождающийся сильной конвекцией где-то на глубинах порядка 2000 км.

Иногда предполагается, что раз температура внутри Земли поднялась в достаточной степени для того, чтобы началась сегрегация металла, начинает выделяться дополнительное тепло в 600—700 кал·г⁻¹ за счет быстрого формирования ядра, что приводит к существенному или даже полному плавлению мантии [460]. Это, однако, неправильно. Процесс формирования ядра, по-видимому, должен непременно привести к мощной конвекции, захватывающей всю

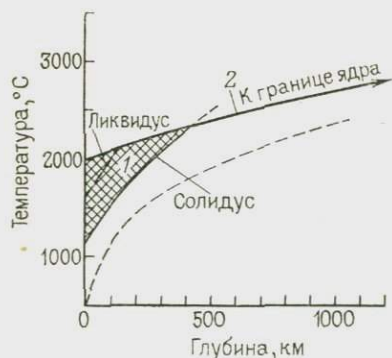


Рис. 3.6. Соотношение распределения максимальных температур в мантии после катастрофического формирования ядра с линиями солидуса и ликвидуса пиролита. Распределение температур выше 2000 °C соответствует адиабате, по данным Бёрча и Ферхугена [82, 581]. Показаны обширная зона частичного и сплошного плавления, простирающаяся до глубин 400 км, и современное распределение температур в мантии (пунктирная линия) [473].

1 — область плавления; 2 — распределение температур

Землю, и к быстрому установлению адиабатического градиента. В этот период температуры верхней мантии (необходимые для процесса сегрегации металла), вероятно, оказываются не ниже 1500 °C, но глубже устанавливается адиабатическое распределение. Поскольку давление очень сильно влияет на температуру плавления силикатов, адиабатический градиент оказывается гораздо меньше градиента температуры плавления, и мантия на глубинах более 100 км остается в твердом состоянии (см. рис. 3.5; рис. 3.6).

Так как энергия, выделяющаяся при формировании ядра, нагревает Землю, средняя температура мантии в процессе конвекции зависит от скорости, с которой эта энер-

гия может переноситься к поверхности Земли. Если процесс формирования ядра растягивается на интервал времени более миллиона лет, большая часть этой энергии должна теряться за счет излучения относительно тонким слоем магмы в непосредственной близости от поверхности, и общее распределение температур внутри твердой Земли на больших глубинах остается неизменным. Однако даже если формирование ядра было бы катастрофическим процессом [460, 473], протекающим, например, в течение 10^3 — 10^4 лет, вряд ли температура на поверхности Земли достигла 2000°C . Выше этой температуры силикаты должны были бы начать испаряться с поверхности, что привело бы к эффективному термостатированию. В таком случае расплавленный слой не распространился бы ниже 400 км. Распределение температур на глубине было бы тогда таким, как показано на рис. 3.6, а верхняя мантия была бы полностью или в значительной степени расплавленной. Но из-за быстрого повышения температуры плавления с давлением солидус пиролита пересекается адиабатой на глубине 400 км. Ниже этой глубины вплоть до ядра мантия должна находиться в твердом состоянии, так как адиабатический градиент значительно меньше градиента температур плавления.

Фракционная кристаллизация магматического океана верхней мантии обсуждалась Рингвудом [473]. В соответствии с закономерностями фазовых равновесий в таких системах большая часть этого магматического океана кристаллизуется с образованием кумулатов состава оливин + ортопироксен + клинопироксен + гранат. Из-за того что для образования в таких системах остаточных расплавов, пересыщенных кремнеземом, необходимо низкое давление, должен образоваться только очень малой мощности слой (в среднем около 3 км) богатого кремнеземом гранофира. Этот материал, который должен быть сильно обогащенным несовместимыми элементами, мог образовать зародыши континентальной коры. Залегающие ниже слои кумулата при охлаждении должны были образовали тяжелую литосферную плиту, которая, вероятно, подверглась субдукции в мантию уже на очень ранней стадии эволюции Земли [473].

Примечание. На основе дополнительных данных о происхождении ударных волн Арэнс [32] оценивает возможное содержание серы в ядре в 9—12 вес. %. Это показывает, что в состав Земли вошло 28—38 % первоначального содержания серы (принимаемого на основе данных по углистым хондритам I типа). Хотя это меньше 44 % сохранившейся серы (с. 50 и 51), геохимические данные на основе этой оценки остаются в силе даже если использовать пересмотренные значения серы.

ГЛАВА 4 ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЗЕМЛИ

В предыдущих главах мы рассмотрели разнообразные данные, характеризующие состав и внутреннее строение Земли. Теперь попытаемся использовать эти данные, чтобы сформулировать ряд граничных условий для теорий происхождения Земли.

Распространенность железа в Земле. Для оценки общей распространенности главных элементов Mg, Si, Fe, Al и Ca в Земле можно рассчитать средневесовой состав мантии и ядра (главы 2 и 3) в соответствии с их относительными долями. Результаты расчета сопоставлены с первичной распространенностью этих

Таблица 4.1

Сопоставление распространенности главных элементов в общем составе Земли (по данным глав 1 и 2) и в углистых хондритах I типа* (в атомных долях, при Mg = 1,0)

Элементы	Углистые хондриты I типа	Земля **
Si	0,95	0,80
Mg	1,00	1,00
Fe***	0,90	0,92
Al	0,08	0,07
Ca	0,07	0,06

* Усредненные данные для метеоритов Orgueil и Ivuna [62].

** Предполагается, что в ядре содержится 12 вес. % легкого элемента.

*** Вместе с содержанием никеля.

элементов (табл. 4.1). За исключением некоторого обеднения Земли кремнием (рассмотрено в разделе 2.4), относительная распространенность главных элементов в пределах неопределенности расчетов одинакова. В частности, эти данные не свидетельствуют о существенном фракционировании железа и силикатов, что является основным постулатом в космогонических гипотезах Юри [567], Андерса [45, 46] и др.

Распространенность «высокотемпературных» конденсатов в Земле. Из данных табл. 4.1 видно, что распространенность

в Земле главных компонентов этой группы — Ca и Al — относительно распространенности Fe, Mg и Si близка к их первичной распространенности. В разделе 2.3 показано, что то же можно сказать и о менее распространенных элементах этой группы, т. е. Ti, Zr, Nb, Sc, Y, PЗЭ и, возможно, Ba, Sr, U и Th. По-видимому, общий состав Земли находится в очень простой связи с составом первичного вещества, о котором мы судим по составу углистых хондритов I типа и Солнца. Такой состав Земли требует привлечения сложных моделей фракционирования семи компонентов, использованных Андерсом и другими исследователями [45, 46] для объяснения состава хондритовых метеоритов. Нет признаков, что эти процессы сыграли значительную роль в формировании нашей планеты. Это позволяет считать, что образование Земли, должно быть, происходило на-

много проще в космохимическом смысле, чем это представлено в теориях Андерса с сотрудниками.

Обеднение Земли летучими элементами. Земля в соответствующих космохимических условиях была обеднена большой группой элементов, более летучих, чем кремний. Для не-сидерофильных элементов существует четкая корреляция между степенью обеднения и их летучестью. Общий состав Земли может быть представлен смесью из 10 % низкотемпературного конденсата туманности (подобно углистым хондритам I типа), в котором сохранилась первичная распространенность летучих металлов, с 90 % высокотемпературного конденсата, потерявшего в различной степени летучие металлы в количествах, которые коррелировали с их летучестью.

Граничные условия, изложенные выше, показывают, что современный состав Земли мог получиться очень просто из первичного состава (например, состава углистых хондритов I типа) путем восстановления большей части окисленного железа и никеля в углистых хондритах I типа до металлической фазы, что сопровождалось различными потерями летучих компонентов [461, 463, 464]. Такого типа соотношения часто *принимались* в прошлом, например, в «хондритовой модели Земли». Однако сравнительно недавно это предположение получило независимое подтверждение данными, лежащими в основе современного понимания структуры и состава Земли (см. главы 1—3).

Химическая однородность первичной мантии. Связанные с динамическим поведением мантии процессы дифференциации, проявившиеся в конечном итоге в формировании и субдукции плит литосферы на всем протяжении геологического времени, приводили к формированию локальной неоднородности. Однако вещество в областях образования базальтовых магм, не подвергавшееся этим процессам, по-видимому, исключительно однородно по содержанию главных элементов, и особенно в отношении распределения совместимых элементов¹. На ранних стадиях истории Земли до возникновения локальных процессов дифференциации такая однородность вещества была характерной для преобладающей части мантии. По-видимому, совместимые элементы были распределены очень равномерно в пределах километра (или меньше). К ним относятся элементы с самыми разными химическими свойствами, например, отличающиеся различной степенью летучести: (Mg, Fe, Mn, Zn), (Al, Ga), (Si, Ge); различными сидерофильными свойствами: (Mg, Ni, Co, Mn), (Si, Ge), (Al, Ga); а также компоненты, являющиеся индикатором окислительно-восстановительных условий (FeO/MgO).

Высшая степень однородности распределения в мантии групп элементов с совершенно различным поведением в сол-

¹ Однако, как было показано в разделе 2.1, в исходных областях базальтовых магм в течение геологического времени происходило значительное фракционирование *несовместимых* элементов.

нечной туманности представляется очень важным фактом, характеризующим процесс аккреции; это будет рассмотрено в главе 8.

В противоположность слабой дисперсии совместимых сидерофильных элементов (Ni, Co, Ge, Fe) в мантии, для другой группы сидерофильных элементов, в которую входят металлы платиновой группы и золото, по-видимому, характерна очень широкая дисперсия распространенности. Имеются также указания на высокую дисперсию концентрации первичных инертных газов в мантии.

Термическое состояние мантии после формирования Земли. Степень однородности в распределении главных элементов и совместимых второстепенных элементов по всей мантии, существовавшая на ранних стадиях истории Земли, указывает на то, что в процессе формирования Земли не происходило полного или существенного плавления мантии.

Сидерофильные элементы в мантии. Многие сидерофильные элементы (например, Ni, Co, Cu, Au, Re) содержатся в верхней мантии в 10—100 раз большем количестве, чем можно было бы предположить в случае установления равновесия верхней мантии с металлическим железом, погружившимся впоследствии в ядро. Более того, вещество верхней мантии имеет более высокую степень окисления, что видно по отношениям Fe^{3+}/Fe^{2+} , а также CO_2/CO и H_2O/H_2 в выделяемых газах, чем может быть при равновесии с металлическим железом.

Состав земного ядра. Ядро состоит преимущественно из железа, но по значению плотности оно должно содержать 5—15% элемента сравнительно низкой атомной массы. Вероятнее всего, таким элементом является кислород, хотя в ядре может содержаться и значительное количество серы.

Время формирования ядра. В основном образование ядра закончилось вскоре после аккреции Земли. Для этого необходим источник тепла, достаточный для того, чтобы в большей части объема Земли была достигнута температура плавления металлической фазы на этой ранней стадии. Вероятнее всего, источником этой энергии является частичное удержание гравитационной энергии аккреции.

Ранняя термическая история. Ядро должно было образоваться быстро путем интенсивной конвекции, благодаря которой установился адиабатический градиент температур по всей Земле. Выделение значительных количеств тепла в процессе формирования ядра, должно быть, привело к значительному расплавлению верхней мантии. Однако сильный рост температуры плавления с глубиной мантии препятствовал распространению плавления на глубину более нескольких сотен километров. Вещество верхней мантии, подвергавшееся дифференциации, на более поздних стадиях вовлекалось, вероятно, в процессы субдукции в мантию.

ЧАСТЬ II

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ

ГЛАВА 5

ПРОТОЗВЕЗДЫ, ДИСКИ И ПЛАНЕТЫ

5.1. КОСМОГЕНИЧЕСКИЕ ОСНОВАНИЯ

В течение нескольких столетий попытки понять происхождение Солнечной системы сводились к объяснению ее необыкновенных динамических характеристик. Лишь за несколько последних десятилетий стало ясно не меньшее значение в решении этой проблемы физико-химических свойств тел Солнечной системы.

Некоторые из главных физических свойств перечисляются ниже (см. также рис. 5.1 и табл. 5.1).

а. Орбиты планет копланарны, так что Солнечная система имеет конфигурацию плоского диска.

б. Планеты движутся вокруг Солнца по почти круговым орбитам, а само Солнце вращается почти в той же плоскости, что и планеты.

в. Все планеты вращаются прямо, в том же направлении, что и Солнце. Более того, большинство планет сами вращаются в прямом направлении.

г. Расстояние планет от Солнца описывается зависимостью — так называемым правилом Бодде, согласно которому среднее расстояние r_n n -ной планеты от Солнца дается выражением

$$r_n = r_0 \cdot \beta^n,$$

где $\beta \approx 1,73$.

д. Все планеты подразделяются на две группы: к внутренним планетам относятся *планеты земной группы*, обладающие высокой плотностью, а к внешним — *планеты-гиганты* с низкой плотностью (см. табл. 5.1).

е. Системы спутников вокруг Юпитера, Сатурна и Урана являются ближайшими аналогами Солнечной системы и подчиняются всем закономерностям.

Этих важнейших закономерностей, по-видимому, нельзя ожидать для системы небесных тел, образовавшихся независимо друг от друга под действием собственного тяготения. Подобная система характеризовалась бы эллиптическими орбитами, значительно отклоняющимися от единой



Рис. 5.1. Орбиты планет солнечной системы

Некоторые свойства планет и Солнца

Тела	Относительная масса	Плотность, г·см ⁻³	Среднее расстояние от Солнца, АЕ*	Период обращения (годы)
Солнце	332488	1,4	—	—
Меркурий	0,055	5,44	0,39	0,24
Венера	0,815	5,24	0,72	0,62
Земля	1,0	5,52	1,0	1,0
Марс	0,108	3,94	1,52	1,88
Юпитер	317,9	1,33	5,20	11,86
Сатурн	95,2	0,70	9,54	29,46
Уран	14,6	1,3	19,18	84,01
Нептун	17,2	1,67	30,06	164,8
Плутон	0,1?	2?	34,4	247,7

* АЕ — астрономическая единица, равная среднему расстоянию Земли от Солнца приблизительно 150 млн. км, или около 93 млн. миль).

плоскости, как это наблюдается в случае систем, состоящих из множества звезд.

Кант [287] и Лаплас [327] предполагали, что динамические свойства Солнечной системы можно понять, если принять, что планеты образовались внутри огромного газообразного плоского диска, вращающегося вокруг Солнца. Сам же диск образовался из первоначально газообразной *туманности*, которая приобрела форму диска в результате вращения и собственной силы тяготения, направленной перпендикулярно к оси вращения диска. В представлении Лапласа, при сжатии диска от него периодически отделяются круглые кольца из-за ротационной неустойчивости. Эти кольца затем конденсируются с образованием планет, вращающихся по круговым копланарным орбитам. В дальнейших разработках небулярной гипотезы подчеркивалась роль пылевых частиц и планетезималей в составе диска. Под действием сил притяжения и вязкого трения пылевых частиц и газа твердые частицы должны собираться в экваториальной плоскости диска и двигаться по круговым орбитам.

В настоящее время эта группа гипотез представляется достаточно изящной, отвечающей элементарному «здоровому смыслу» концепции, укоренившейся в сознании людей. Тем не менее большинство астрономов, особенно в первой половине нашего века, отошло от взглядов Канта — Лапласа из-за некоторых трудностей, с которыми они столкнулись. Наиболее серьезная проблема заключается в том, что масса Солнца составляет 99,9 % от массы Солнечной системы, но на него приходится только 2 % количества движения. Такие соотношения не могут возникнуть в туманности Лапласа, в которой Солнце должно иметь скорость вращения, близкую к ротационной не-

устойчивости, т. е. в 200 раз больше наблюдаемой в настоящее время скорости. Если же весь угловой момент движения планет перенести на Солнце, то центробежная сила на расстоянии орбиты Нептуна составила бы меньше 1% от силы притяжения к Солнцу, так что ротационная неустойчивость на этой орбите была бы совершенно невозможной. Наконец, на основе концепции сжатия вращающейся туманности наиболее трудно объяснить, почему в настоящее время на планеты приходится столь малая доля массы Солнечной системы.

Эти с виду непреодолимые проблемы привели к созданию различных гипотез, большинство которых опирается на произвольные и маловероятные предположения. Наиболее широко обсуждались гипотезы, включающие приливное взаимодействие при сближении двух звезд, как это предполагали, например, Джинс [271] и Джеффрис [273], встретившие целый ряд чисто физических возражений, не в меньшей степени спорных, чем возражения против небулярной гипотезы. Проблема, казалось, зашла в тупик. Однако успехи астрофизики в 20—30-е годы позволили ликвидировать наиболее серьезные трудности небулярной гипотезы. Благодаря детальным определениям относительной распространенности элементов на Солнце стало ясно огромное преобладание там водорода и гелия. Затем выяснилось, что в планетах находится лишь очень небольшая доля вещества исходной Солнечной туманности. Огромные количества водорода и гелия должны были потеряться в период формирования планет. Масса этой части исходной для планет туманности, была в 10 или 100 раз больше современной общей массы планет. Вероятно, системой была утрачена и существенная часть момента количества движения.

В тот же период было также установлено, что медленное в настоящее время вращение Солнца является примером общего правила, заключающегося в том, что все звезды главной последовательности типа Солнца вращаются очень медленно, тогда как согласно различным теоретическим предпосылкам они должны вращаться быстро. Должен существовать и некоторый механизм потери звездами углового количества движения.

Эту проблему решил Альфвен [39, 40], показав, что магнитное поле могло бы связать Солнце с окружающей его оболочкой ионизированного рассеянного вещества, что должно вести к переносу момента количества движения в оболочку и замедлению вращения Солнца. Это предположение было затем разработано Хойлом [252]. Хойл считает, что таким путем большая часть количества движения Солнца передалась еще первичной Солнечной туманности. Существование подобного процесса предполагал и Шатцман [506], показавший, что гидромагнитные связи Солнца с выброшенным ионизированным веществом в форме солнечных вспышек или солнечного ветра должны вести к эффективному уменьшению момента количества движения.

В дальнейшем Шатцман [507] и Прентис [442] предложили механизм замедления вращения Солнца посредством вязкого турбулентного взаимодействия (при участии магнитного поля) между сжимающимся протосолнцем и окружающей туманностью. Конечно, рано еще считать вопрос о передаче количества движения решенным, но теперь нет непреодолимых трудностей для объяснения его распределения в рамках небулярной гипотезы.

После устранения классических возражений открылся путь для дальнейшей разработки гипотез эволюции туманности, первые варианты которых были предложены Шмидтом [25, 27] фон Вейсзекером [586], Тер Хааром [554], Койпером [314], Левиным [11] и Сафроновым [19, 21]. Эти гипотезы вскрыли важнейшую роль, которую играет отделение твердых частиц и планетезималей от газообразного компонента туманности, с последующей аккрецией твердых частиц в планеты. Согласно исследованиям Юри [567], химический состав планет сильно зависит от условий, при которых происходило отделение твердых частиц от газов. Хорошие обзоры истории развития теорий происхождения Солнечной системы опубликовали Койпер [317], Тер Хаар и Камерон [555], а также Хартман [232].

Следует заметить, что ситуация, при которой гипотезе, основанной на «здоровом смысле» и объясняющей широкий ряд наблюдений, противопоставляются одно или два якобы непреодолимых возражения физического (или химического) характера, не является необычной для области знания, стоящей на стыке разных наук; к таким наукам относятся и астрономия, и науки о Земле. История развития небулярной теории показывает, что иногда преждевременно опасаться единственно «непреодолимого» возражения гипотезе, которая в остальном удовлетворительно объясняет большинство полученных данных и наблюдений. Такие «непреодолимые» возражения со временем нередко исчезают. Классическим случаем были противоречия между физиками и геологами относительно возраста Земли на рубеже нашего века. Геологи систематизировали множество данных из ряда областей, свидетельствующих о древнем происхождении Земли, что, как тогда казалось, опровергается единственным простым, но веским физическим (геометрическим¹) аргументом. После открытия естественных радиоактивных источников тепла все возражения физического характера против древности Земли отпали.

Менее драматические примеры подобных ситуаций продолжали появляться в науках о планетах. Некоторые из них приводятся в этой книге.

¹ Речь идет об оценке времени существования Земли по скорости ее остывания.— *Прим. ред.*

Теоретические исследования

Звезды зародились в межзвездных облаках, состоящих из газа и пылевых частиц. На самых ранних стадиях из-за первичных, еще не полностью понятных процессов, облако становится гравитационно неустойчивым и быстро сжимается в течение 10^5 — 10^6 лет. На этой стадии облако прозрачно для собственного излучения и нагревается слабо. С увеличением плотности система становится все менее проницаемой для излучений, и температура ее растет. Рост температуры вместе с увеличением плотности ведет к быстрому повышению давления, которое становится достаточно высоким, чтобы противодействовать в центральных частях силе тяготения, так что сжатие со временем замедляется. По мере поступления вещества из внешних участков на равновесное ядро центральные части продолжают сжиматься и нагреваться. Когда температура в центре достигнет 1800 К, начавшаяся эндотермическая диссоциация молекул водорода сопровождается поглощением тепла, что позволяет сжатие развиваться дальше и приводит в конце к полной ионизации и гидростатическому равновесию всего вещества звезды. На этой стадии, согласно модели Хаяши [238], в звезде могут начаться мощные конвективные движения (из-за практически полного поглощения излучения глубоких частей звезды ее непрозрачными оболочками), что ведет к очень эффективному переносу энергии. Если звезда развивается по этому так называемому «пути Хаяши», происходит внезапное и резкое усиление светимости. Максимальная светимость может в течение нескольких лет превысить в 1000 раз современную светимость Солнца. Далее она резко падает и затем происходит медленное гравитационное сжатие в течение интервала времени порядка 10^7 лет и при этом внутренние температуры продолжают повышаться. Когда температура в центре достигнет 10^7 К, начинаются ядерные реакции, распространяющиеся от центральной к внешним частям звезды и приходящие на смену гравитационному источнику энергии. Этим отмечается появление звезды на главной последовательности на диаграмме Герцтшпрунга—Рассела.

Сжатие сферической звезды исследовал также Ларсон [332, 333, 335], но его результаты сильно отличаются от результатов Хаяши. Ларсон нашел, что начальное сжатие протекает очень неоднородно и приводит в образованию плотного гидростатического и равновесного центрального ядра, окруженного протяженным облаком вещества, которое выпадает постепенно на центральное ядро. Светимость во время этой стадии зависит главным образом от превращения кинетической энергии выпадающего вещества в тепловую энергию и, в конечном счете, в излучение, выделяющееся при ударе о поверхность растущего

ядра. Максимальная светимость в этой модели лишь в 30 раз больше светимости современного Солнца. Различия между моделью Ларсона и моделью полностью перемешивающейся звезды Хаяши связаны отчасти с первоначальными условиями, прежде всего с величиной первичной плотности исходного межзвездного облака, и никакого противоречия между ними нет [93]. Время формирования Солнца по обеим моделям составляет примерно 10^7 лет.

В описанных моделях не учитывается влияние вращения и магнитных полей. Неоднородный характер сжатия хорошо согласуется с наблюдениями протозвезд с оболочками — в них центральное горячее ядро окружено холодными оболочками из

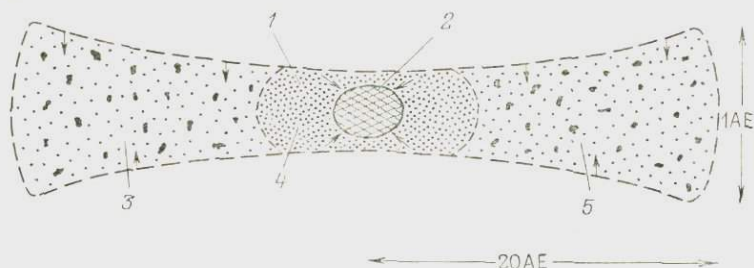


Рис. 5.2. Первичная солнечная туманность согласно модели Камерона и Пайна [122]. Вне масштаба

1 — горячая центральная область (1500 К), полное испарение, давление 10^{-3} — 10^{-4} атм; 2 — конденсация Солнца; 3 — холодная область, конденсация льдов (планеты-гиганты); 4 — область конденсации и аккреции планет земной группы; 5 — ледяные планетезимали плюс газ (H_2 , He).

пылевых частиц и газа, излучающих в ИК-области [232]. В случае вращения исходного облака вместо диска, как это получилось у Ларсона [334], остаточное вещество должно образовывать вокруг звезды неустойчивое кольцо. С другой стороны, теоретические исследования (см. например [428]) показывают, что диск был бы устойчив, если бы он имел плотное сгущение материала в центральной части. Теоретические проблемы формирования околозвездного диска в процессе сжатия первично однородного газо-пылевого облака с образованием протозвезды еще не решены. Возможно, что важную роль играет влияние магнитных полей внутри облака в стадии сжатия. Тем не менее эмпирические наблюдения, описанные в следующем разделе, убедительно доказывают, что вокруг некоторых протозвезд действительно образовались околозвездные диски.

Совсем иную модель образования звезд предложили Камерон [116] и Камерон и Пайн [122]. Хотя от этой конкретной модели сами авторы впоследствии отказались [120, 123], мы ее здесь рассмотрим, поскольку она продолжает оказывать большое влияние на представления о химическом фракционировании в Солнечной туманности.

Камерон предположил, что масса исходной Солнечной туманности была равна двум солнечным массам. Он пришел к выводу, что такое исходное вращающееся сферическое облако обладало достаточным угловым моментом, чтобы сжаться вдоль оси вращения и превратиться в диск без существенной конденсации вещества в центре. Затем конвективные движения и другие диссипативные механизмы внутри диска привели к переносу углового момента к внешним его частям, что сопровождалось конденсацией массы в центре с образованием Солнца (рис. 5.2). В области, занятой теперь планетами земной группы, развились высокие температуры (~ 2000 К). Вещество здесь полностью испарилось, так что на аккрецию и формирование планет сильно влияла селективная конденсация из газовой фазы (см. главы 6 и 7). Важной особенностью этой гипотезы является необходимость удаления из системы примерно одной солнечной массы в виде мощных потоков частиц солнечного ветра (фаза Т-Тельца), действовавшего одновременно с другими механизмами диссипации.

В более поздних работах Камерона [118, 120, 123] указывается на некоторые трудности этой гипотезы. К ним относятся вопрос о расположении избыточной массы, о динамической неустойчивости диска и о коротком времени формирования планет, которое ограничивается скоростями диссипативных процессов. Камерон [120] разрабатывает новую гипотезу, являющуюся как бы компромиссом между описанной моделью сжатия Ларсона.

Наблюдения протозвезд

Модели неоднородного коллапса [93, 332—334] предсказывают существование холодных газо-пылевых облаков вокруг горячих центральных сгущений. Эту фазу развития можно, по-видимому, наблюдать в некоторых инфракрасных звездах, состоящих из околозвездной оболочки из силикатных (как показали эмиссионные спектры) пылевых частиц, излучающих в ИК-области при температурах 300—1000 К и окружающих молодую яркую звезду [93, 404, 536, 614]. Однако такая интерпретация неоднозначна, так как излучать в ИК-области может иногда окружающее звезду конденсированное вещество, выброшенное из прошедших длительную эволюцию более старых звезд [404]. Тем не менее считается, что в случаях, когда наблюдаемые звезды связаны со скоплениями молодых звезд, находящихся в плотных облаках из пылевых частиц и газа, такие ИК-звезды, вероятно, являются протозвездами на стадии сжатия. Одним из примечательных свойств таких объектов являются быстрые изменения их светимости. Яркость FU Орiona увеличивается в 250 раз за 120 дней. Хербиг [242] доказывает, что эту

вспышку можно интерпретировать как быстрое сжатие прото-звезды, но Нарита [404] предполагает, что вспышка была вызвана быстрым превращением ранее поглощавшей пылевой околозвездной оболочки во вращающийся диск. Были открыты многие другие молодые звезды, для которых характерны быстрые изменения светимости, — особенно для звезд типа Т-Тельца (см. ниже). По-видимому, существенная сегрегация и сжатие пылевых оболочек вокруг молодых звезд могут происходить за очень короткое время.

Дальнейшие наблюдения показали, что некоторые звезды могут быть окружены околозвездными *дисками* из газа и пылевых частиц. VY Большого Пса — переменная звезда с повышенной интенсивностью излучения в ИК-области — является источником мазерного излучения частиц OH, H₂O и SiO. Блерком и Ауэр [92] считают, что эта звезда окружена вращающимся экваториальным диском, поддерживая тем самым высказывания Хербига [243] о том, что она является молодым объектом, окруженным туманностью типа Солнечной. Другой вид диска, окружающего старый инфракрасный гигант CITR6, описали Муфсон и Лист [389]. В этом случае считается, что диск отделился от звезды, отчасти вследствие ротационной неустойчивости. Очевидно, околозвездные диски могли образоваться самым разным путем.

Томпсон с сотруду. [558] провели тщательное исследование молодой звезды MWC 349 класса O. Они установили, что вокруг этой звезды имеется непрозрачный диск из пылевых частиц и газа, видимый почти с лицевой поверхности и окруженный пылевой оболочкой ионизированного водорода. Минимальная масса определена в 1,5 % от массы центральной звезды при радиусе диска 10^{13} см и мощности, равной приблизительно $1/20$ его радиуса. Возможно, что в действительности масса гораздо больше полученной, так как наблюдения относятся только к части диска, излучающей в видимой области. На больших расстояниях может находиться огромная масса более холодного вещества. Со временем светимость диска существенно изменяется. Значения плотности и температуры внутри диска соответствуют процессам аккреции и формирования твердых планетезималей. В соответствии с этим Томпсон считает, что в этом диске, окружающем только что сформировавшуюся звезду, образуются или уже образовались планеты. Эти наблюдения и выводы очень интересны и имеют большое значение.

Звезды типа Т-Тельца

Эти звезды образуются в областях Млечного пути, обладающих высокой концентрацией пылевых частиц или газа, таких как туманность Ориона, и ассоциируют с молодыми массив-

ными звездами. Яркость их быстро изменяется; для них характерны быстрое вращение, сильные магнитные поля, а также существование околозвездных газо-пылевых оболочек, излучение которых приводит к повышенной интенсивности в ИК-области. Часто оказывается, что эти оболочки быстро расширяются, что должно вести к существенной потере массы в результате действия интенсивного звездного ветра. Куи [313] предполагает, что скорость потери вещества может составлять 10^{-7} солнечной массы в год. Его вывод, что звезда солнечной массы может таким путем потерять 40 % своей массы, получил широкое распространение.

Однако Куи указывает, что более предпочтительной оценкой скорости потери массы звездой, имеющей массу, равную одной солнечной, является величина $0,2 \cdot 10^{-7}$ единицы в год. Более того, он подчеркивает, что неопределенность используемых предположений допускает, что и эта величина потери массы может быть завышенной. Боденхеймер [93], проанализировав вопрос, считает, что необходимо значительно понизить эти оценки. Тем не менее явление потери массы на этой стадии имеет очень большое значение для ранних этапов развития Солнечной туманности.

Считается, что звезды типа Т-Тельца уже находятся вблизи главной последовательности и имеют возраст 10^5 — 10^6 лет [536]. Потеря массы под действием звездного ветра происходит при возрасте звезды более 10^5 лет. Предполагается, что Солнце прошло через фазу Т-Тельца, во время которой была потеряна большая часть вещества Солнечной туманности, и эта часть не участвовала в аккреции планет или планетезималей. Это представление нельзя считать окончательно доказанным. Однако трудно избежать мысли о том, что Солнце должно было пройти стадию исключительно активной ранней фазы, в течение которой его первоначально высокая энергия вращения передавалась очень интенсивному потоку вещества, излучаемому в виде мощного солнечного ветра. Не вникая в детали механизма, можно сказать, что эта фаза эволюции должна была привести к торможению раннего быстрого вращения Солнца и к диссипации Солнечной туманности.

5.3. ФОРМИРОВАНИЕ ДИСКОВ

Несмотря на то что теоретические исследования еще не внесли ясность в понимание механизма формирования газо-пылевых дисков вокруг протозвезд, мы обсудили сначала эмпирические данные, говорящие в пользу существования этих дисков. Строение дисковидной структуры, вращающейся вокруг массивного центрального сгущения, можно рассматривать в различных масштабах — галактическом, звездном и планетном.

Галактика «Сомбреро» (рис. 5.3) действительно является наглядным примером такой структуры. Наблюдения дисков, окружающих некоторые протозвезды, подтверждают общую точку зрения, что планетная система развилась из околозвездного диска, состоящего из пылевых частиц и газа. Однако же закономерности движения систем регулярных спутников Юпитера, Сатурна и Урана и всей Солнечной системы также показывают, что эти структуры развивались из околопланетных дисков. Хорошим примером служат кольца Сатурна, которые еще в большей степени можно считать диском, состоящим из системы колец, разделенных промежутками, обусловленными явлениями резонанса и пертурбациями. Представляется вероят-

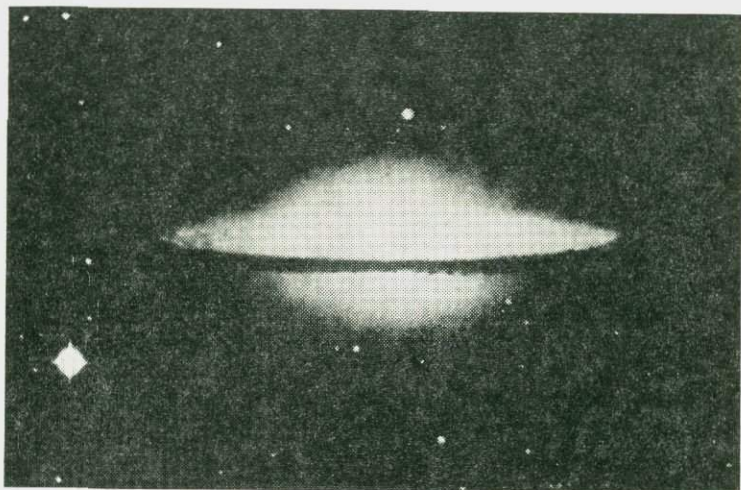


Рис. 5.3. Дисквидная структура вокруг массивного центрального сконденсированного тела — галактика «Сомбреро» (NGC 4594). Из Паломарского каталога. Воспроизводится с любезного разрешения директора Хейловской обсерватории

ным, что процессы, благодаря которым образовалась Солнечная система, имеют много общего с процессами, ответственными за образование закономерных систем спутников. Позже будет показано, что Луна образовалась путем коагуляции такого диска.

Образование дисков может идти по нескольким механизмам. Шмидт [25, 27] предполагает, что исходная солнечная дискообразная туманность развилась из вещества, захваченного в то время, когда Солнце проходило через межзвездное облако. Эта гипотеза не объясняет две важные динамические

характеристики Солнечной системы — вращение Солнца в том же направлении и примерно в той же плоскости, что и вращение планет, а также большое сходство между самой Солнечной системой и системой спутников больших планет. Модель Шмидта сталкивается также и с другими трудностями [21] и поэтому не получила широкой поддержки.

Обычно, следуя Лапласу, считается, что образование диска является частью процесса формирования звезды. На основе интерпретации наблюдений над околозвездными дисками рассматриваются две возможности их образования. Согласно одной из них, диск мог образоваться из вещества, выброшенного центральной звездой. Такого типа модель Солнечной системы предложил Хойл [252]. Считается, что ротационная неустойчивость установилась, когда радиус сжимающегося протосолнца достиг размера орбиты Меркурия. Затем в экваториальной плоскости выбрасывалось вещество (см. представления Лапласа) и присоединялось к Солнцу силами гидромагнитодинамики. По мере продолжающегося сжатия Солнца количество движения передавалось околозвездному кольцу, которое эволюционировало далее с образованием диска, в конечном итоге исходного для планет. По-видимому, основной механизм, описанный Хойлом, играет важную роль в космогонии, но его модель в целом подвергалась критике [21, 378], так как она требует нереальных исходных условий; кроме того, модель наталкивается на ряд физических трудностей. Более того, недавно предложенная интерпретация аномалий [138] в изотопном составе кислорода метеоритов и Земли, указывающих на химическую неоднородность вещества Солнечной туманности, не согласуется с моделью происхождения туманности в результате конденсации газа, который выделился из хорошо перемешанных внешних слоев Солнца.

Согласно второй возможности, околозвездный диск произошел из небольшого остатка того же облака, из которого формировалось Солнце. Вещество этого остатка не вошло в состав центрального тела из-за слишком большого момента количества движения. Негомологическое сжатие исходного облака привело к образованию массивного центрального сгущения, окруженного небольшим остаточным облаком сферической конфигурации. Затем этот остаток сжимался в плоскости, перпендикулярной оси вращения, с образованием вращающегося диска, который со временем стабилизировался под влиянием массивного центрального сгущения.

Возможно, что значительную роль играл перенос момента количества движения от центрального ядра к диску, благодаря магнитным полям и (или) турбулентной вязкости. Многие полагают, что именно таким путем образовался околозвездный протопланетный диск [253], но детали этого процесса остаются непонятными.

5.4. ВНЕШНИЕ ПЛАНЕТЫ И СИСТЕМЫ ИХ РЕГУЛЯРНЫХ СПУТНИКОВ

Мы уже отмечали удивительное подобие динамики Солнечной системы в целом и систем регулярных спутников Юпитера, Сатурна и Урана. Возможно, что изучение этих систем спутников поможет понять некоторые аспекты образования планет.

Приведем вкратце данные о составе Солнца, о которых говорится в главе 6 и табл. 6.1. Там показано, что состав Солнца может быть представлен как смесь трех компонентов, подразделение на которые целесообразно при обсуждении химии планет. Это *газы* (водород+гелий), которые составляют до 98 вес. % солнечной массы, *льды* (H_2O , NH_3 , CH_4), составляющие 1,5 вес. %, и *каменистое вещество*, представленное окислами обычных металлов и составляющее 0,5 вес. % от первоначальной смеси.

Согласно некоторым моделям строения Юпитера [258], допускается, что эта планета может иметь солнечный состав при условии некоторой концентрации гелия во внутренних ее частях. Механизм такой концентрации гелия должен быть весьма специфичным и пока непонятен. Модель «солнечной распространенности» для Юпитера предполагает, что эта планета образовалась в результате развития гравитационной неустойчивости в Солнечной туманности, подобно образованию Солнца из межзвездного облака. Расчеты ранней истории Юпитера на этой основе провели Боденхеймер [94, 95] и другие исследователи. Многие закономерности эволюции Юпитера, в том числе существование ранней фазы высокой светимости и оболочки, из которой могла бы образоваться система спутников, очень близки к закономерностям ранней эволюции Солнца.

Однако некоторые авторы [437, 531] пришли к выводу, что если в составе Юпитера отношение H_2/He принять аналогичным солнечному, то отношение каменистого вещества+льды к сумме газов H_2+He должно быть существенно выше, чем на Солнце. Если бы Юпитер имел состав, подобный солнечному, то сумма каменистого вещества и льдов должна была бы составить около 2 %, или около шести масс этих компонентов на Земле. Для сравнения укажем, что внешние планеты Уран и Нептун состоят преимущественно из смеси каменистого вещества и льдов, причем каждая планета содержит их массу, в 12 раз превышающую массу Земли.

Подolak и Камерон [437], а также Камерон и Поллак [123] считают, что рост планет гигантов — Юпитера и Сатурна — начался, подобно Урану и Нептуну, путем аккреции планетезималей, состоящих из каменистого вещества и льдов, причем зародыш по массе был равен 20—30 массам Земли, что несколько больше современных размеров Урана и Нептуна. Эти авторы сделали вывод, что по мере роста массы зародыша пу-

тем аккреции каменного материала и льдов растет их гравитационное поле, которое приводит к существенной концентрации водорода и гелия, и образуется обширная атмосфера из газа. Наконец, когда масса атмосферы из водорода и гелия стала соизмеримой с массой зародыша, в облаке с растущей планетой возникла гидродинамическая неустойчивость, которая привела к быстрому сжатию и конденсации на зародыше огромного объема окружающей Солнечной туманности. При этом тело планет нарастало примерно до 60 масс Земли. Окончательные массы Юпитера и Сатурна сильно увеличились из-за гравитационного захвата очень крупным зародышем из окружающей туманности водорода и гелия вместе с пылевыми частицами льда и каменного вещества. Вначале зародыш должен был состоять из каменного вещества и льда, но вещество, захватываемое Юпитером и Сатурном в ходе последующей аккреции вначале имело солнечный состав.

Возникновение условий, ведущих к газодинамической неустойчивости в Солнечной туманности, по-видимому, имеет критическое значение для ее эволюции, причем этому процессу благоприятствовало увеличение плотности туманности и массы зародышей, но препятствовало повышению температуры туманности. Камерон считает, что в случае Урана и Нептуна критическая для возникновения гидростатической неустойчивости масса растущей планеты не достигалась, поэтому здесь не произошло существенного захвата водорода и гелия из туманности.

Оба класса моделей происхождения планет-гигантов, модели Боденхеймера, с одной стороны, и Камерона с сотрудниками — с другой, имеют много общего с современными моделями образования Солнца. Такое соответствие позволило нам использовать аналогии между процессами формирования систем регулярных спутников и самой планетной системой.

Четыре крупных спутника Юпитера — Ио, Европа, Ганимед и Каллисто — вращаются по копланарным круговым орбитам в экваториальной плоскости планеты. Радиусы орбит возрастают закономерно по мере удаления от планеты в соответствии с правилом Боденхеймера. Средние плотности Ио, Европы, Ганимеда и Каллисто соответственно равны 3,50; 3,42; 1,95 и 1,65 г·см⁻³ [123]. Следовательно, с увеличением расстояния от планеты плотность понижается. Два ближайших спутника должны состоять преимущественно из каменного вещества, а два более отдаленных — содержать растущие количества льдов.

Орбитальные характеристики позволяют предположить, что спутники Юпитера образовались из исходного диска или туманности, которые в свое время вращались около Юпитера. Возможно, что диск сформировался во время динамического сжатия вследствие избыточного углового момента системы.

Для этого необходимо, чтобы Юпитер когда-то вращался более быстро и существовала связь между Юпитером и окружающей его туманностью. А отсюда следует, что должен был существовать некоторый механизм потери прото-Юпитером существенной части его углового момента.

Альфвен [41] ранее указывал, что дисковидные туманности, исходные для Юпитера и Сатурна, обладали, вероятно, избыточным угловым моментом, который должен был быть потерян еще до того как стала возможной конденсация в центральные тела. Он полагал, кроме того, что избыток углового момента передавался путем гидромагнитного взаимодействия ионизированным легким газам, которые в последующем были потеряны, причем механизм этого процесса аналогичен механизму, ранее предложенному для объяснения торможения вращения Солнца.

Это предположение изучали позже Камерон и Поллак [123], которые пришли к выводу, что большая часть первичного углового момента Юпитера могла передаваться окружающему диску путем гидромагнитного взаимодействия. Для этого необходимо, чтобы Юпитер в начале имел сильное магнитное поле, а вещество диска было в достаточной степени ионизированным. Итогом должно было быть быстрое удаление диска от Юпитера, что в свою очередь вело к ускорению его диссипации и дальнейшему заторможению вращения Юпитера. Закономерное уменьшение¹ плотности спутников по мере удаления от Юпитера можно объяснить их аккрецией в температурном поле, возникающем за счет высвобождения гравитационной энергии во время роста Юпитера [464]. Такая интерпретация получила серьезную поддержку в работах, посвященных тщательному анализу ранней эволюции Юпитера [204, 441].

Представление, объясняющее формирование Юпитера и его спутников, можно распространить на Сатурн и его регулярные спутники [440]. Однако эволюция системы Урана происходила, по-видимому, иначе. Уран имеет пять спутников, вращающихся по почти круговым орбитам в экваториальной плоскости планеты в том же направлении, что и планета, причем система более компактна, чем системы регулярных спутников Юпитера и Сатурна. Уникальной особенностью системы Урана является наклон ее оси на 98° относительно нормали к плоскости эклиптики, следствием чего является обратное вращение Урана.

Наклоны осей вращения планет к плоскости эклиптики Сафонов [21] объясняет ударами очень крупных планетезималей на последних стадиях аккреции планет. В случае Урана он рассчитал, что такая планетезималь, по размеру сопостави-

¹ В оригинале — «увеличение». — Прим. ред.

мая с планетами земной группы, составила 7 % от массы Урана.

Если система спутников Урана образовалась вследствие гидродинамического сжатия окружающей растущую планету части Солнечной туманности (как это происходило, по мнению ряда исследователей, в случае Юпитера и Сатурна), то исходный газообразный диск должен был сформироваться приблизительно в плоскости эклиптики, и спутники не могли приобрести орбиты в экваториальной плоскости Урана [16]. Поэтому Камерон [119] предположил, что диск образовался из вещества, которое испарилось и отделилось от прото-Урана при столкновении. Предполагается, что гидромагнитное взаимодействие между ионизированным веществом в диске и Ураном в магнитном поле планеты вызывало перенос количества движения от планеты к диску, что вело к рассеянию вещества диска еще до конденсации его в спутники. Эта схема аналогична одному из способов образования околозвездных дисков (раздел 5.2), а именно формированию диска из вещества, выброшенного звездой. В главе 12 мы рассмотрим, могла ли земная Луна образоваться в результате подобного процесса.

5.5. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МОМЕНТА КОЛИЧЕСТВА ДВИЖЕНИЯ В СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ

Между удельным моментом количества движения и массой тела установлена важная взаимосвязь [172, 236]. Зависимость удельного момента количества движения (т. е. момента количества движения, приходящегося на единицу массы) от массы крупных астероидов объединенной системы Земля — Луна, больших планет и всей Солнечной системы (рис. 5.4) следует простому отношению:

$$A = k' M^{2/3}, \quad (1)$$

где $k' = 1,6 \cdot 10^{-5}$, A — удельный момент количества движения, M — масса (все величины в единицах СГС). Более того, из рис. 5.4 видно, что молодые, массивные, быстро вращающиеся В- и О-звезды располагаются на той же кривой.

Так как $A = aR^2\omega$, где a — константа вращения, R — радиус планеты, ω — скорость ее вращения, а при допущении постоянной плотности значение M пропорционально R^3 , то отсюда следует, что A пропорционально $\omega M^{2/3}$. Таким образом эмпирическое отношение (1) эквивалентно утверждению, что периоды вращения рассматриваемых тел и систем не зависят от массы, причем это отношение справедливо для интервала масс, превышающего 14 порядков. Важность этого замечательного соотношения подчеркивал Альфвен [42].

Существование такой взаимосвязи предполагает существование некоторого фундаментального физического процесса.

Как было показано, к приблизительно постоянному периоду, не зависящему от массы, приводит ротационная неустойчивость. Приравнивая центробежную силу у экватора силе притяжения, получаем:

$$\omega^2 = 2\pi G \rho \Phi, \quad (2)$$

где ρ — плотность; G — гравитационная постоянная; Φ — постоянная, значение которой варьирует от 0,19 до 0,36 в зави-

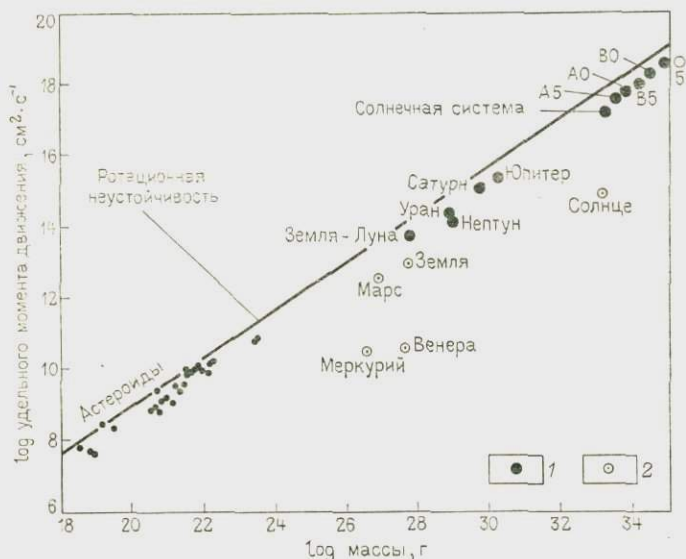


Рис. 5.4. Зависимость удельного момента движения от массы крупных астероидов, планет, системы Земля—Луна, Солнечной системы и быстро вращающихся звезд [172, 236, 288].

1 — тела укладываемые вдоль воображаемой линии по уравнению $A = k^* M^{2/3}$, где $k^* \approx 3k'$, и 2 — тела, представляющие исключение из этой взаимосвязи [471]. A, B — спектральные классы звезд

симости от избранной модели [41]. Если пренебречь вариациями в значениях ρ и Φ , то из равенства (2) следует постоянный период вращения и соотношение $A = k'' M^{2/3}$, которое показано на рис. 5.4 в виде прямой линии. Однако значения k'' примерно в три раза больше эмпирического значения k' в уравнении (1). Поэтому точки для рассмотренных тел и систем располагаются систематически ниже теоретического предела ротационной неустойчивости. Условия ротационной неустойчивости для современных планет соответствуют значению периодов порядка 1,4—3,4 ч, тогда как большинство «обычных» периодов в Солнечной системе составляет 8—10 ч [42]. Система Земля — Луна, если ее рассматривать как единое тело, должна

иметь период вращения 4—5 ч (в зависимости от распределения плотности).

Линия ротационной неустойчивости на рис. 5.4 представляет собой, конечно, верхний предел удельного момента количества движения. Облака, из которых зародились звезды, почти наверняка обладали гораздо большими величинами момента количества движения, но значительная его часть была потеряна во время сжатия из-за гидромагнитного соединения с выбрасываемым веществом, а может быть, с окружающими допланетными дисками. Поэтому вполне вероятно, что молодые, массивные, быстро вращающиеся O- и B-звезды могли на диаграмме рис. 5.4 находиться гораздо ближе к линии ротационной неустойчивости, от которой они отошли в результате потери массы и момента количества движения. Вероятно, Солнечная система сместилась вниз от этой линии за счет потери легких газов, уносящих с собой момент количества движения.

Альфвен [41] и Камерон [117] указывали, что исходные пылевые облака, из которых произошли большие планеты, также характеризовались избыточным моментом количества движения, которое должно было диссипировать прежде чем стала возможной конденсация массивных центральных тел; они предположили, что к этому должны привести гидромагнитные процессы. Это особенно четко видно в случае Юпитера и Сатурна. Считается, что их спутники, состоящие теперь из каменистого вещества и льдов, сформировались из исходных дисков солнечного состава. Состав этих дисков можно получить путем добавления необходимого количества комплементарных льдов и газов (см. табл. 6.1), которые были утрачены при аккреции. Диски составляют 2 % от массы каждой планеты-гиганта. Если момент количества движения, приходящийся на диски, снова перенести на планеты-гиганты, то современные периоды вращения, составляющие приблизительно 10 ч, можно было бы уменьшить до 5 ч, что переместит их намного ближе к линии ротационной неустойчивости.

Периоды вращения крупных астероидов, по-видимому, не изменялись сильно от столкновений [230] (см. рис. 5.4). Возможно, что эти тела образовались тоже ближе к линии ротационной неустойчивости на рис. 5.4, но в дальнейшем эволюционировали, теряя массу и момент количества движения. После формирования астероиды могли иметь оболочку из льда, которая затем испарилась при прохождении Солнца через фазу Т-Тельца или фазу Хаяши. Испарение происходило, видимо, в местах, освещаемых Солнцем, и испарившееся вещество обладало большим моментом количества движения на единицу массы, чем исходные тела. Потеря момента количества движения этим путем вызвала, вероятно, соответствующее увеличение периодов вращения.

Наконец, выскажем теперь некоторые соображения относительно тел, которые составляют исключение в том смысле, что они сильно отклоняются от эмпирического отношения $A = k'M^{2/3}$ (см. рис. 5.4). Ранее говорилось, что медленное вращение Солнца обусловлено процессом гидромагнитного торможения. Считается, что вращение Меркурия задерживалось приливным воздействием Солнца; это объяснение можно также распространить на Венеру [200]. Как известно, большая часть момента количества движения в системе Земля — Луна приходится на Луну; такое перераспределение обусловлено приливным взаимодействием. Единственное явное исключение составляет Марс. Эту аномалию обсуждал Хартман [235], который рассмотрел несколько возможных механизмов перераспределения момента количества движения. Ни один из них не оказался подходящим, и вопрос считается нерешенным. Наиболее вероятная возможность заключается во взаимодействии Марса с падающими на него планетезиμαлями, выброшенными на сильно вытянутые орбиты Юпитером. Широко распространена точка зрения, что влияние Юпитера, вызывающее сильные возмущения, препятствует аккреции планеты в поясе астероидов; это могло быть также причиной небольшой массы Марса [610].

Из предшествующего обсуждения не следует, что планеты обязательно формировались в пределах ротационной неустойчивости, но описанные наблюдения позволяют считать, что большая часть, если не все планеты, формировалась в локальных системах, которые обладали значительно более высокими удельными величинами момента количества движения по сравнению с современными планетами, и что существовали некоторые механизмы потери избыточного момента количества движения. Джиули предложил другое объяснение зависимости между удельной величиной момента количества движения и массой ($M^{2/3}$) [195, 196].

На основе изучения аккреции планет в системе тел, движущихся по прямым сильно вытянутым орбитам, и предположения, что скорости ударов были пропорциональны скорости выброса¹ $(2GM/R)^{1/2}$, а смещения от ударов пропорциональны радиусу R , автор показал, что планеты должны были приобрести прямое вращение, и для них должно выполняться соотношение типа $A = kM^{2/3}$ (см. рис. 5.4). В пользу такого механизма некоторые соображения также высказали Каула и Харрис [298].

5.6. К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЛУНЫ

В этой главе мы описали самые общие особенности прото звезд, дисков и планетных систем, которые могут, по-видимому,

¹ Второй космической скорости.— Прим. ред.

дать некоторую информацию о динамических аспектах происхождения Луны. Мы отмечали, что структуры дисков могут образоваться в различных масштабах — галактическом, звездном и планетном, — причем по меньшей мере по двум механизмам. Диски одного типа могли сформироваться из вещества с избыточным моментом количества движения, оставшегося на орбите после сжатия звезды или планеты-гиганта. Диски другого типа могли образоваться из выброшенного звездой или планетой вещества; этот выброс может быть вызван разными причинами, например сильным столкновением (Уран?).

В любом случае между центральной звездой или планетой и диском мог происходить перенос момента количества движения в результате либо гидромагнитного сцепления, либо за счет турбулентной вязкости. Впоследствии из обоих видов планетных дисков могли образоваться спутники, а из звездных дисков — планеты.

Анализ начальных значений удельных величин момента количества движения молодых звезд, внешних планет и крупных астероидов с учетом переноса момента количества движения и потери легких газов позволяет предположить, что минимальный начальный период вращения большинства планет, возможно, был около 5 ч или даже меньше. Если объединить Луну и Землю в одно тело, то период вращения такой системы был бы 4—5 ч. Тот факт, что соотношение удельного момента количества движения и массы в объединенной системе Земля — Луна хорошо согласуется с другими рассмотренными системами, в особенности если их сместить вверх, ближе к теоретической линии (см. рис. 5.4), учитывая связанные с эволюцией потери момента количества движения, все это — серьезный аргумент в пользу происхождения Земли и Луны в виде единой системы [172, 236].

Рассмотренные в этой главе механизмы могут иметь непосредственное отношение к происхождению Луны, которая могла формироваться путем коагуляции первичного околоземного диска [420, 421, 424]. В главе 12 будет показано, что этот диск, по-видимому, образовался по крайней мере тремя различными путями — отщеплением от Земли, разрушением крупной планетезимали, прошедшей через предел Роша, или в результате удара крупной планетезимали о поверхность Земли. Во всех трех случаях, возможно, играли существенную роль процессы переноса момента количества движения между Землей и диском и потери вещества в виде газов или твердых тел. Важно отметить, что фундаментальные процессы, которые целесообразно привлечь для объяснения происхождения Луны, вероятно, не уникальны. Очевидно они протекали и в других звездных и планетных системах. Даже отношение масс Луны и Земли может не быть аномалией, если сопоставить его с отношениями первичных масс в других системах еще до потери лег-

ких газов [471]. Эти соображения, возможно, представят происхождение системы Земля — Луна в несколько ином свете, чем это обычно принято.

ГЛАВА 6 ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАНЕТ В ПЕРВИЧНОЙ СОЛНЕЧНОЙ ТУМАННОСТИ¹

6.1. МАССА ТУМАННОСТИ

Первоначально общий состав Солнечной туманности был практически аналогичен составу современного Солнца (см. рис. 2.2). При низких температурах туманность должна была состоять из пылевых частиц наряду с газовой фазой из водорода и гелия. Пылевые частицы представляли собой два главных типа веществ: а) льды из замерзших O, C, N, Cl, а также Ne и Ar и б) каменистое вещество из сравнительно нелетучих окислов металлов. Весовые доли газа, льдов и каменистого вещества в туманности приведены в табл. 6.1. Следует отметить подавляющее преобладание водорода и гелия.

Таблица 6.1

Относительные весовые доли газов, льдов и каменистого вещества первоначальной Солнечной туманности*

Группа	Компоненты	Вес., %
Группа I — газы	H, He	98,0
Группа II — льды	C, N, O**, S, Cl — в виде гидратов, Ne и Ar	1,5
Группа III — каменистое вещество	Окиси Na, Mg, Al, Si, Ca, Fe, Ni	0,5

* Данные основаны на распространенности в фотосфере Солнца [490].

** Распространенность кислорода, отнесенного к группе II, определяется его количеством, связанным с элементами группы III.

Планеты земной группы состоят преимущественно из каменистого вещества, и плотности внешних планет — Урана и Нептуна (см. табл. 5.1) — свидетельствуют, что они сложены в основном льдами. Другие две внешние планеты — Юпитер и Сатурн — состоят преимущественно из водорода и гелия. Очевидно во время формирования планет происходило сильное фракционирование летучих компонентов, так что массы се-

¹ Речь идет о дисковидной части туманности, из которой образовались планеты.

годняшних планет представляют собой только небольшой остаток исходной туманности. Масса планет земной группы составляет только 0,5 % вещества, первоначально находившегося в туманности в области их образования.

Мы можем попытаться оценить исходную массу туманности путем добавления дополнительных количеств льдов и газов, которые, как считается, были потеряны. Но на этом пути существует значительная неожиданность, обусловленная принципиальной неясностью вопроса о составе планет-гигантов, особенно Юпитера. Если принять, что состав Юпитера такой же, как состав Солнца (крайняя точка зрения), то масса туманности составила бы около 1 % от массы Солнца. Это можно считать *минимальной* массой туманности, как в модели Хойла [252]. Недавние исследования [437, 530] показывают, что реальными являются модели Юпитера и Сатурна, согласно которым эти планеты обогащены каменным веществом и льдами по отношению к водороду и гелию в 5—20 раз по сравнению с первоначальной распространенностью. Значит, в области внешних планет прежде было гораздо больше водорода и гелия, чем в «минимальной массе» туманности. К этой величине следует добавить весьма неопределенную массу кометного облака и вещества, которое было выброшено гравитационными силами в процессе аккреции внешних планет и потеряно Солнечной системой.

На основе такого рода рассуждений Сафронов [21] оценил массу туманности в 5 % солнечной. Большинство авторов, занимающихся этим вопросом, считают, что масса туманности в два раза больше значения, данного Сафроновым. В области планет земной группы объемная плотность вещества туманности с массой такого порядка должна была быть 10^{-8} — 10^{-9} г·см⁻³, а давление на 1 АЕ около 10^{-5} атм.

Вейденшилинг [612] изучил радиальное распространение массы в Солнечной туманности и построил ее модель путем добавления до солнечного состава легких элементов к каждой планете, используя при этом последние модели состава планет (рис. 6.1). Принимается, что туманность была непрерывной и что масса вещества в области каждой планеты, равная современной массе планеты, была добавленными легкими элементами до солнечного состава, была распределена в пределах кольцевой зоны шириной, равной примерно половине радиуса орбиты планеты.

Вычисленная поверхностная плотность в области от Венеры до Нептуна изменяется примерно пропорционально $R^{-3/2}$. Однако зоны Меркурия, Марса и астероидов, по-видимому, потеряли значительную часть магмы (см. рис. 6.1). Соответствие Венеры и Земли одному с внешними планетами тренду указывает на их общее формирование из туманности с монотонно изменяющимся начальным распределением поверхностной

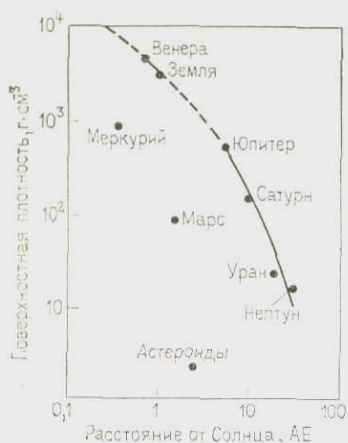


Рис. 6.1. Распределение поверхностной плотности в первичной Солнечной туманности. Значение плотности для зоны формирования планет получим с учетом прибавления к современным массам планет количеств газов (водород, гелий и др.) с тем, чтобы состав в каждой зоне отвечал солнечному [612]

Солнце. Этот процесс рассматривается в разделе 9.4.

Другой точки зрения придерживается Камерон [116], который постулирует очень большую исходную туманность, по массе равную двум массам Солнца (см. рис. 5.2). Но в разделах 5.2 и 7.3 показано, что эта модель наталкивается на ряд трудностей, и в настоящее время Камерон [120] разработал модели туманности с меньшей массой.

6.2. АККРЕЦИЯ ПЛАНЕТ

На основе изложенного в главе 5 мы принимаем, что во время сжатия протосолнца образовалась вращающаяся околозвездная оболочка из пылевых частиц и газа. Под действием собственного гравитационного поля эта оболочка сплюснулась, приняв дискообразную форму.

Еще недостаточно поняты процессы, в ходе которых пылевые частицы начали объединяться и образовывать ряд планетезималей различных размеров. Однако ясно, что для начала аккреции относительные скорости пылевых частиц должны уменьшиться настолько, чтобы они могли очень медленно приблизиться друг к другу и таким образом при «мягких» ударах объединиться между собой поверхностными химическими силами. Присутствие газа на этой стадии играло решающую

плотности. Представляется весьма вероятным, что потеря массы в зонах Марса и астероидов была вызвана сильным возмущающим действием Юпитера на планетезимали в этой области. Планетезимали должны были переходить на сильно вытянутые орбиты, пересекающие область Марса — астероиды, сталкиваясь с образующимися здесь телами и разрушая их [21, 610].

Не так легко объяснить низкое значение поверхностной плотности в области Меркурия. Вейденшилинг [612, 613] предполагает, в соответствии с рис. 6.1, что масса Меркурия, должно быть, была близка массе Земли и Венеры. Однако около 90 % вещества исчезло из этой области из-за аэродинамического торможения, которое переводило частицы на спиральные траектории с последующим выпадением на



Рис. 6.2. Стадии развития Солнечной туманности, согласно модели Шмидта и Сафронова. После осаждения пылевых частиц и мелких планетезималей в плотности эклиптики следовали гравитационная неустойчивость пылевого диска и формирование популяции планетезималей астероидных размеров [342]

роль в торможении беспорядочного хаотического движения вследствие вязкой диссипации, тем самым заставляя пылевые частицы вращаться по почти копланарным круговым орбитам с небольшими относительными скоростями [11, 19, 21, 25, 27, 116, 232, 342, 567]. Пылевые частицы начинали слипаться, создавая первую генерацию из небольших агрегатов или планетезималей, размерами, может быть, до нескольких сантиметров, которые теряли возможность взаимодействовать химически с газовой фазой, в которой они образовались. Эта стадия аккреции представлена на рис. 6.2. Такие мелкие планетезимали, вероятно, очень быстро падали сквозь газ, достигая экваториальной плоскости облака за короткое время порядка 1—1000 лет [21, 254]. Тем самым в экваториальной плоскости образовался тонкий, но сравнительно плотный диск из пылевых частиц и мелких планетезималей.

Эджворт [169], Сафронов [21], Голдрейх и Уорд [201] показали, что такой диск должен быть гравитационно неустойчивым, что может привести к быстрому сжатию с образованием серии самогравитирующих «сгущений» из мелких планетезималей и пылевых частиц. Эти сгущения уплотнялись с образованием планетезималей второй генерации примерно астероидных размеров (см. рис. 6.2). На этот процесс пошло примерно 10^4 лет.

Процесс роста планет из планетезималей второй генерации, согласно теории Шмидта [27], Сафронова [21] и Уэзерила [616], показан на рис. 6.3. Сначала планетезимали двигались по круговым копланарным орбитам, так что скорости сближения были низкими, и значительное количество столкновений вело к эффективному слиянию сталкивающихся тел. В результате образовались планетезимали различных размеров. Около тел, радиус которых превышал некоторый критический радиус порядка нескольких сотен километров, создались гравитационные поля, достаточно большие, чтобы оказывать влияние на орбиты приближающихся планетезималей, увеличивая их эксцентриситет и наклон. Этот момент представляет ключевую стадию роста планет, после чего планетезимали начинают вычерпывать окружающие их пылевые частицы и мелкие планетезимали в результате захвата, в котором фактором было не их *геометрическое поперечное сечение*, пропорциональное R^2 , а так называемое *гравитационное поперечное сечение*, которое пропорционально R^4 [230].

Таким образом, в данной зоне Солнечной системы, если одна планетезималь достигает критического радиуса, она должна расти очень быстро, увеличивая массу за счет окружающих ее планетезималей. В такой зоне это тело будет расти гораздо быстрее всех остальных и станет *зародышем планеты*. Зародыш быстро приобретет большое гравитационное поле и будет доминировать в последующем процессе аккреции в своей

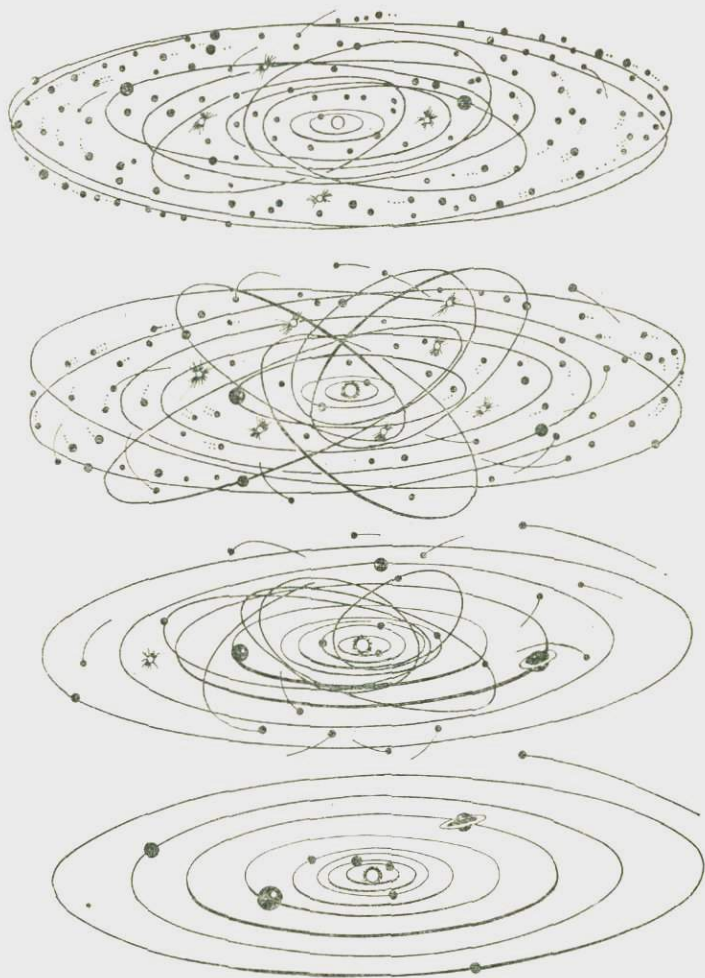


Рис. 6.3. Стадии процесса аккреции планет земной группы из диска планетезималей в плоскости эклиптики, согласно модели Шмидта и Сафронова. Первоначальная плоскостная система промежуточных тел сначала уплотняется в результате взаимных гравитационных пертурбаций, но к концу формирования планеты возвращается снова к плоскостной конфигурации из-за усредняющего влияния большого числа орбит случайных планетезималей [342]

«питающей зоне». Другие планетезимали возможно тоже достигали критического для гравитационного роста радиуса, но в целом оказались намного меньше зародыша планеты. Так, Сафронов считает, что для большинства планет масса наиболее крупных выпадающих на них планетезималей составляла 10^{-2} — 10^{-3} от массы планеты¹. На рис. 6.3 мы видим, что хотя аккреция началась в сильно сплюсненном диске из планетезималей, вращающихся по копланарным круговым орбитам, возмущение под влиянием растущих зародышей планет приводит к сильному увеличению эксцентриситета и наклона орбит планетезималей, так что во время процесса аккреции значительно увеличивается эффективная толщина диска. Существующие в настоящее время почти круговые копланарные орбиты планет образовались в результате усреднения хаотических движений очень большого числа отдельных планетезималей. Сафронов объясняет современные наклоны осей вращения планет, связывая их со случайной компонентой углового момента, которая приписывается падению «наиболее крупной планетезимали» на растущую планету.

Теория аккреции планет Шмидта — Сафронова исключительно понятна и в рамках ее предположений сравнительно точна. Однако имеется один неудовлетворительный момент, свидетельствующий о ее незавершенности. Речь идет об аспекте времени аккреции Марса, Урана и Нептуна, вычисленном с учетом только чисто гравитационных процессов.

В принципе эта теория утверждает, что скорость роста массы планеты быстро повышается в течение ранних стадий (из-за увеличения гравитационного поперечного сечения растущей планеты), проходит через максимум, а затем падает вследствие истощения вещества в «питающей» планетной зоне.

Скорость роста [342] дается выражением:

$$\frac{dM}{dt} = \pi R_E^2 \rho V \propto R_E^2 \sigma, \quad (1)$$

где ρ и σ — соответственно объемная и поверхностная плотность участвующего в аккреции вещества; V — средняя скорость планетезималей относительно растущей планеты; R_E — «эффективный радиус» растущей планеты. Значения R_E увеличиваются с уменьшением V по формуле

$$R_E^2 = R^2 \left(1 + \frac{2GM}{RV^2} \right) = R^2 \left(1 + \frac{V_e^2}{V^2} \right), \quad (2)$$

где R — геометрический радиус растущей планеты, а V_e — скорость ускользания на ее поверхности.

¹ Уран с его наклоном оси вращения, равным 98° , должно быть, столкнулся с «планетезималью», составляющей 7% от его массы [21].

Эта теория приводит к заключению, что аккреция Земли (на 98 %) происходила на протяжении около 10^8 лет, и это значение широко использовалось в литературе. Однако, согласно этой теории, время аккреции Урана и Нептуна оказывается порядка 10^{11} лет [21], т. е. более чем в 10 раз больше возраста Солнечной системы. Попытки обойти эти трудности [343] неубедительны. Кроме того возникает сложность и с оценкой времени аккреции Марса, для которого оно составляет $2,6 \cdot 10^9$ лет [611]. Подсчет кратеров, хотя это и не очень точный метод, указывает на гораздо более древнюю поверхность. Если принять столь сравнительно молодой возраст завершения аккреции Марса, то приходится предполагать сильную бомбардировку Земли и Луны вплоть до $2 \cdot 10^9$ лет тому назад. Однако изучение Луны показывает, что период частой бомбардировки закончился по крайней мере около $3,9 \cdot 10^9$ лет тому назад.

Следовательно существует, по-видимому, некоторый коэффициент, пропущенный в трактовке Шмидта—Сафронова. Из уравнений (1) и (2) видно, что скорость роста планет можно повысить путем увеличения поверхностной плотности σ участвующего в аккреции вещества и (или) путем уменьшения относительных (хаотических) скоростей V планетезималей, увеличивая тем самым поперечное сечение захвата. Эти факторы взаимозависимы, так как увеличение значения σ должно, вероятно, привести к большей степени диссипации системы газ—твердые частицы, и соответственно к меньшей V .

Возможно, что недостаток в теории Шмидта—Сафронова заключается в их предположении аксиальной симметрии в пределах дискообразной туманности (см. рис. 6.2 и 6.3). Вполне возможно, что под действием турбулентности и магнитного поля в исходном облаке на ранней стадии образуется неоднородная «двойная» структура, и она может сохраниться в ходе сжатия в диск, так что поверхностная плоскость σ крупных участков туманности будет сильно меняться в зависимости от пространственных координат. Отдаленной аналогией предполагаемому неоднородному распределению вещества внутри диска могут служить спиральные галактики. Изучение звезд типа Т-Тельца [184] тоже принесло доказательства, что они окружены на расстоянии, отвечающем расположению планет, прерывистыми вращающимися облаками из пылевых частиц, излучающих в ИК-области.

Мак-Кри [364, 365], а также Мак-Кри и Уильямс [366] разработали теории происхождения Солнечной системы с учетом указанных особенностей. Считается, что Солнце было окружено почти тысячей небольших облачков (флоккул), находящихся в беспорядочном хаотическом движении в результате турбулентности, заложенной еще в межзвездной среде. Система флоккул, каждая из которых имеет солнечный состав и температуру около 100 К, концентрируется в плоскости эклиптики. Столкно-

вения флоккул приводят к появлению небольшого числа крупных сгустков, аналогичных в некоторых отношениях протопланетам Койпера [314].

Существенной стороной таких моделей является очень неоднородное распределение вещества по сравнению с первичной туманностью Сафронова. Значения поверхностной плотности в «лоскутах тумана» [365] или «протопланетах», внутри которых в конце концов образуются планеты, гораздо выше, чем в модели Сафронова, так что аккумуляция планет вследствие аккреции планетезималей в центре этих «протопланет» может происходить гораздо быстрее — за время порядка 10^4 — 10^5 лет.

Согласно этой гипотезе, протопланеты земной группы, имеющие сначала солнечный состав, существуют лишь в течение короткого интервала времени вследствие ограничений, связанных с гравитационной устойчивостью. После быстрого осаждения твердых планетезималей в центрах протопланет они начинают рассеиваться из-за приливного действия Солнца (так как на этой стадии их плотности становятся меньше соответствующих плотностей Роша). Диссипация облегчается также повышением температуры за счет энергии, выделяющейся при осаждении твердых планетезималей к центру протопланеты.

Гипотеза Мак-Кри ведет к относительно короткому времени аккреции планет. Как и модель Сафронова, эта гипотеза не разработана подробно, и возможно, что появятся трудности. Например, представляется до некоторой степени произвольной схема процессов, согласно которой сначала протопланеты Земной группы достигали гравитационной устойчивости, допускающей аккрецию твердых веществ, а затем их газовая оболочка рассеивалась под приливным действием Солнца. Можно, однако, получить ряд моделей-гибридов, являющихся различными сочетаниями гипотез Сафронова и Мак-Кри, что возможно приведет к успеху в будущих исследованиях.

6.3. ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ И СОСТАВ ПЛАНЕТЕЗИМАЛЕЙ

На окончательный химический состав планет сильно влияли, вероятно, изменения температуры, давления внутри туманности и времени формирования планетезималей. К сожалению, эти параметры недостаточно изучены. В таком случае лучше, видимо, строить наши модели, максимально учитывая эмпирические данные. В этом отношении особенно важны звезды, излучающие в ИК-области, которые, как принято считать, образовались в результате сжатия межзвездных газовых облаков (см. главу 5). Протозвезды такого типа состоят из горячего центрального сгущения, окруженного оболочкой из пылевых силикатных частиц, излучающих в ИК-области при температурах 300—1000 К. Несомненно, что в их недрах достигаются более высокие температуры, но их наблюдать трудно (рис. 6.4).

Рассмотрим теперь сжатие околозвездной оболочки (принимая, что она имеет солнечный состав) с образованием диска. Из ранее сказанного (см. раздел 6.2) следует, что для этого сначала должна была произойти коагуляция пылевых частиц (исходный размер частиц около 0,1 мк) до мелких планетезималей с размерами, может быть, от 10^{-2} до 10 см. На этой стадии планетезимали не содержат газа и пытаются вначале вра-

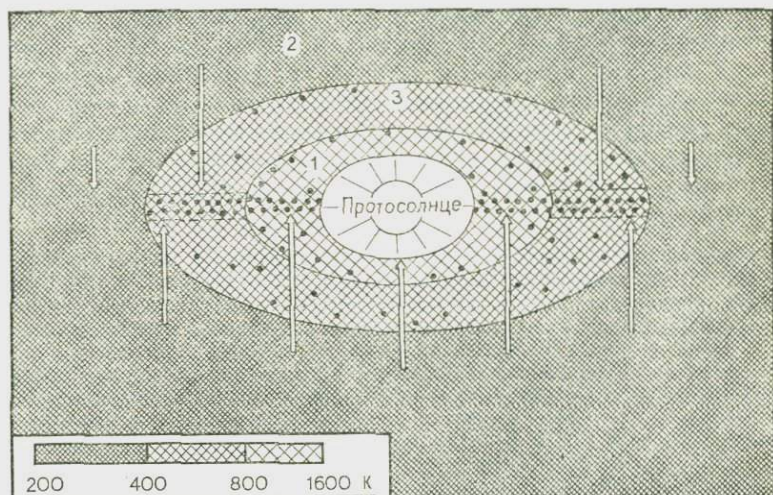


Рис. 6.4. Схема гипотетического распределения температур в туманности, окружающей Солнце, до сжатия в диск. В пределах этой туманности образуются небольшие планетезимали первой генерации, которые перемещаются к плоскости эклиптики по направлениям, показанным белыми стрелками (фактически эти пути гораздо сложнее). На любом расстоянии от Солнца в плоскости эклиптики образовавшиеся твердые тела подвергались воздействию различных температур и давлений.

Конденсаты: 1 — высокотемпературный, 2 — низкотемпературный, 3 — среднетемпературный

щаться вокруг Солнца по кеплеровским орбитам. Однако это приводит к быстрой потере энергии планетезималиями в результате ее перераспределения между твердыми частицами и газовой фазой, сжатие которой отчасти тормозится ее собственным внутренним давлением и возможной турбулентной конвекцией. При совместном действии силы тяжести, направленной перпендикулярно к плоскости эклиптики, и диссипации энергии планетезимали в результате взаимодействия с газом за очень короткое время собираются в тонкий диск в плоскости эклиптики [21, 254]. Траектория, проходимая планетезималией, включает вертикальную компоненту, что ведет к пересечению под большими углами изотерм газового облака. На

рис. 6.4 показано, что твердое вещество, которое в конце концов оседает в плоскости эклиптики, формируется в равновесии с газом в широком интервале температур. Позже мы увидим, что состав зерен сильно зависит от температуры в интервале, показанном на рис. 6.4, так что химический состав конденсатов, скапливающихся в итоге в плоскости эклиптики, может быть очень неоднородным. Степень неоднородности, однако, зависит от нескольких кинетических факторов, оценить которые довольно трудно. К ним относятся: 1) размеры планетезималей первой генерации, образовавшихся в оболочке до осаднения с формированием диска; 2) время t_1 , в течение которого планетезимали концентрируются в плоскости эклиптики; 3) время t_2 , в течение которого планетезимали объединяются в тела астероидных размеров (планетезимали второй генерации). Не имея возможности исследовать эти процессы количественно, мы можем, однако, представить себе качественно три принципиально возможные их схемы.

а. Планетезимали первой генерации, образовавшиеся в облаке, настолько малы (например, значительно меньше 1 мм), что оседание их к плоскости эклиптики происходит медленно. Туманность по мере концентрации пыли в форме диска меньше пропускает солнечного излучения и эффективно остывает. В таких условиях мелкие планетезимали, вероятно, остаются в химическом равновесии с окружающим их газом. Ко времени, когда планетезимали достигнут плоскости эклиптики, туманность станет холодной (например, температура будет ниже 300 К на расстоянии 1 АЕ от Солнца), как это описано в схемах Сафронова [21] и Шатмана [507]. Твердый конденсат останется в химическом равновесии с окружающим газом на всех стадиях, так что твердое вещество, объединяющееся в конечном итоге в тела астероидных размеров (планетезимали второй генерации), будет отвечать равновесию с солнечными газами *при сравнительно низких температурах*. Подобный результат должен получиться и по модели, предложенной Мак-Кри [364].

б. Эффективное слипание и аккреция твердых частиц внутри околозвездной оболочки приводят к формированию относительно крупных (около 10 см) планетезималей *еще до того как протяженная оболочка превратится в диск*. Осаждение к плоскости эклиптики планетезималей первой генерации происходит быстро за время t_1 , которое намного короче времени t_2 , за которое вследствие гравитационной неустойчивости в плоскости эклиптики образуются тела астероидных размеров (планетезимали второй генерации). В этом случае планетезимали первой генерации потеряют возможность химического взаимодействия с газами, в среде которых они росли в околозвездной оболочке. После их быстрого осаднения в плоскость эклиптики образовавшийся диск будет состоять из равномерных смесей твердых тел (размером порядка 10 см), сформировавшихся в равновесии с солнечными газами в широком диапазоне давлений и температур (см. рис. 6.4). Таким образом, состав твердых тел в диске будет широко варьировать, и эта неоднородность (~ 10 см) сохранится в промежуточных телах астероидных размеров, которые формируются впоследствии в результате гравитационной неустойчивости.

в. Рассмотрим промежуточный случай, когда образующиеся внутри околозвездной оболочки планетезимали первой генерации по размерам меньше (от 1 мм до 1 см), чем в предыдущем случае. Такие планетезимали достаточно крупны, чтобы потерять возможность химически взаимодействовать с окружающими газами в области своего формирования в околозвездной оболочке; однако они будут оседать значительно медленнее в направлении плоскости эклиптики. Мы примем в этом случае, что время t_2 , в течение которого развиваются процессы гравитационной неустойчивости в диске, меньше вре-

мени погружения планетезималей в плоскость эклиптики. Планетезимали, первыми достигающие плоскость эклиптики, поэтому отвечают более высокотемпературным условиям их отделения от газов (см. рис. 6.4), а астероидные тела, образовавшиеся из них, будут сложены однородным высокотемпературным веществом. Со временем в центральную область диска начинают поступать планетезимали, которые формировались дальше от плоскости эклиптики при более низких давлениях и температурах, и из них будет быстро образовываться тела астероидных размеров, состав которых соответствует низкотемпературным конденсатам. Таким образом, в этой модели состав тел астероидных размеров, образующихся в плоскости эклиптики, должен в значительной степени варьировать, однако каждое индивидуальное тело в химическом отношении более или менее однородно и представляет собой твердое вещество, выделившееся в туманности в условиях ограниченного интервала значений температуры и давления.

Это обсуждение должно подчеркнуть вероятную химическую неоднородность планетезималей, достигающих центральной плоскости, которая обусловлена их образованием на различных расстояниях от этой плоскости (см. рис. 6.4). Из теории аккреции [616] также следует, что увеличение эллиптичности и наклона орбит из-за гравитационных возмущений растущих планет (см. рис. 6.3) приведет к существенному перемешиванию планетезималей, зародившихся на различных расстояниях в этой плоскости. Хартман [233] показал, что среди планетезималей, захваченных любой планетой земной группы, значительное количество попадает, вероятно, путем подобных возмущений из «питающей зоны» другой планеты земной группы, особенно во время последних стадий аккреции.

Следует, однако, заметить, что несмотря на процессы перемешивания наблюдается *общая тенденция* уменьшения отношения доли высокотемпературных конденсатов к доле низкотемпературных по мере увеличения расстояния от Солнца. Это важно для понимания различий в составе планет земной группы (глава 9).

Распределение температуры в дискообразной туманности, окружающей Солнце (при современной светимости), было рассчитано Сафроновым [21]. Он получил перепад температур между Меркурием и Марсом 115—41 К, а между Юпитером и Нептуном 16—5 К. Учет того, что Солнце прошло стадию гораздо большей светимости, приведет, возможно, к намного более высокой температуре во внутренних частях Солнечной туманности вблизи орбиты Меркурия, но из-за значительной непрозрачности пылевых частиц температура быстро понижается с увеличением расстояния от Солнца. В месте, где шла аккреция Земли, температура внутри уплощенного диска вряд ли превышала 300 К [321].

Различия плотности планет земной группы и внешних планет

Планеты земной группы — Меркурий, Венера, Земля и Марс — характеризуются высокой плотностью (около 4,0—5,5 г·см⁻³) по сравнению с внешними планетами — Юпитером,

Сатурном, Ураном и Нептуном ($0,7-1,7 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$). Такое различие легко объяснить радиальным градиентом температуры внутри туманности по мере удаления от Солнца [21]. По-видимому, в области планет земной группы температуры были достаточно высокими, чтобы произошла конденсация лишь небольшого количества льдов (см. табл. 6.1). Таким образом, пылевые частицы, которые впоследствии участвовали в аккреции планетезималей, а затем и планет, содержали главным образом каменное вещество (силикаты, металлы, окиси металлов). В области внешних планет температуры были довольно низкими, и там почти полностью конденсировались как каменное вещество, так и льды (см. табл. 6.1), поэтому зародыши планет в этой области были гораздо больше планет земной группы. На этой стадии развития находятся Уран и Нептун. Исследования Сафронова [21] и других авторов показали, что в области внешних планет температуры не были достаточно низкими, чтобы могли конденсироваться водород и гелий. В случае планет-гигантов Юпитера и Сатурна, состоящих в настоящее время в основном из водорода и гелия, зародыши планет из каменного вещества и льдов могли оказаться достаточно крупными, чтобы вызвать гравитационную неустойчивость в Солнечной туманности, что вело к захвату огромного количества этих элементов (см. раздел 5.4).

6.4. РАВНОВЕСИЯ СИСТЕМЫ ГАЗ—ТВЕРДОЕ ВЕЩЕСТВО В ТУМАННОСТИ

Окислительно-восстановительные условия

Степень окисления железа в пылевых частицах первичной Солнечной туманности существенно зависит от равновесия [336]: $1/4 \text{ Fe}_3\text{O}_4 + \text{H}_2 = 3/4 \text{ Fe} + \text{H}_2\text{O}$; $K = \text{H}_2\text{O}/\text{H}_2$.

В туманности величина этого отношения определяется относительной распространенностью H_2 и H_2O , что дает для $\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2$ значение, близкое к $2 \cdot 10^{-3}$. Константа равновесия K связана с изменением свободной энергии ΔG указанной реакции хорошо известным уравнением: $\Delta G_T = RT \ln K$.

Определяя ΔG_T из термодинамических данных и используя значение отношения $\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2$ в туманности, можно оценить равновесную температуру для данной реакции. Установлено, что она равна 400 К. Ниже этой температуры железо находится в окисленном состоянии в виде магнетита, а выше 400 К магнетит должен восстанавливаться до металлического железа. В условиях низких температур существенное количество окисленного железа присутствует также в виде FeO , входя в состав силикатных минералов в пылевых частицах. Для восстановления этого окисленного железа до металла необходима более высокая температура, чем для магнетита из-за снижения активности FeO вследствие образования твердого раствора и соеди-

нений. Эти равновесия изучал Гроссман [218], результаты которого представлены графически на рис. 6.5. Практически все окисленное железо восстанавливается до металлического состояния при температуре 800 К.

Таким образом, в Солнечной туманности достаточно умеренные изменения температуры в 400—800 К могут вызвать сильные изменения окисленного состояния железа. Мы покажем, что такое поведение железа является важнейшим для всех теорий образования планет.

В Земле, Луне и большинстве классов метеоритов железо находится в металлическом и окисленном состояниях. В таком случае эти тела должны или полностью образоваться в очень узкой области T , f_{O_2} или состоять из смеси компонентов различной степени окисления, образовавшихся в очень широкой области T , f_{O_2} . Большинство теорий образования планет гораздо легче согласовать с последней схемой. Из описания модели, приведенной на рис. 6.4, мы видим, что пылевая масса, из которой образуется экваториальный диск, состоит из вещества, находящегося в равновесии с солнечными газами в очень широком интервале температур. Следовательно, планетезимали, которые в конечном итоге накапливаются в плоскости эклиптики, сложены веществом в самых различных состояниях окисления (см. случаи *a* и *b* в разделе 6.3). Как отмечалось, средняя температура равновесия системы газ — твердое вещество понижается с увеличением расстояния от Солнца, и значит, ей соответствует суммарное увеличение отношения окисленного железа к восстановленному в плоскости эклиптики¹.

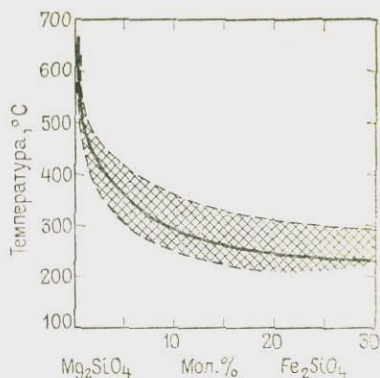


Рис. 6.5. Равновесное содержание фаялита оливина в зависимости от температуры в частично конденсированной системе солнечного состава. Заштрихованная область представляет пределы неопределенности. Диаграмма на основе данных Гроссмана [218]

¹ Строго говоря, это не так: в соответствии с термодинамикой гетерогенных реакций и при постоянном отношении H_2O/H_2 на всем протяжении Солнечной туманности мы должны, следуя логике Рингвуда, перейти из области устойчивости восстановленного железа в область устойчивости окисленных фаз; граница резкая, отвечающая одному — равновесному — значению температуры. «Постепенный» переход с непрерывным (скорее ступенчатым) ростом отношения окисленных к восстановленным формам железа может быть только в случае, когда эти соотношения контролируются серией последовательных реакций с различными значениями равновесных температур для данного отношения H_2O/H_2 . Эта ситуация, по-видимому, и отвечает реальности, но Рингвуд ее не оговаривает. Кроме того можно рассматривать другую возможность — закономерное изменение с расстоянием от Солнца величины отношения H_2O/H_2 в туманности. — Прим. ред.

С другой стороны, если твердые вещества находятся в равновесии с газами туманности при сравнительно низких температурах, как в модели, показанной на рис. 6.2 (случай *a* в разделе 6.3), железо будет полностью окислено. Тогда восстановление его до металлического состояния должно было произойти во время процесса аккреции планет [464]. В такой модели источником энергии является, вероятно, гравитационная энергия аккреции, так что можно ожидать, что существует корреляция между массой планет и степенью восстановленности железа.

Последовательность конденсации

Многие авторы изучали природу конденсированных фаз, выделяющихся из туманности [218, 219, 328, 587, 608]. Оказалось, что для образования в туманности жидких фаз требуется слишком высокое давление газов (10^2 — 10^3 бар), так что, за исключением, может быть, аккреции Меркурия (см. главу 9), речь может идти только о равновесии между твердыми фазами и газами. Во многих исследованиях в качестве исходного состояния принят высокотемпературный газ солнечного состава и на основе термодинамических данных вычислена последовательность выделения из него твердых фаз при понижении температуры. Ниже обобщены некоторые из этих результатов. Следует заметить, что те же равновесия и последовательность описывают и поведение исходной низкотемпературной системы газ — твердое вещество, имеющей солнечный состав, в процессе нагревания и последовательного селективного испарения твердых веществ по мере повышения температуры.

Перейдем теперь к описанию последовательности конденсации газа солнечного состава (при общем давлении 10^{-4} бар) на основе результатов указанных выше работ. Эти результаты сведены в табл. 6.2 и представлены графически на рис. 6.6. Первые конденсаты состоят из группы труднолетучих рассеянных элементов, Os, Re и Zr. Они конденсируются при температуре значительно выше 1679 К — температуры конденсации Al_2O_3 , которая является первым конденсатом, сложными соединениями распространенного элемента. При температуре 1500 К весь титан и большая часть кальция уже конденсировались в виде $CaTiO_3$ и $Ca_2Al_2SiO_7$. Редкоземельные элементы, U, Pu, Th, Ta и Nb, вероятно, в значительной степени конденсируются в виде примесей в составе твердого раствора в $CaTiO_3$. В отличие от Ca, Al и Ti, до появления $CaMgSi_2O_6$ при 1387 К конденсируется менее 10 % от общего содержания Mg и Si. Металлическое железо также только начинает конденсироваться при 1375 К, увлекая с собой Ni и Co. При 1370 К появляется не содержащий железа Mg_2SiO_4 , в который входит большая часть магния. Форстерит при 1200 К вступает в реакцию с SiO в па-

Температуры конденсации и последовательности выделения фаз и элементов из газа солнечного состава при общем давлении 10^{-4} атм. Температуры соответствуют 50 %-ной конденсации каждого элемента [45, рис. 5; 218; 219, рис. 2; 587, 608]*

Элемент или соединение	К	Элемент или соединение	К
Ca, Al, Ti в виде окислов и силикатов, металлы платиновой группы, W, Mo, Ta, Zr, PЗЭ	>1400	Sb	910
Mg ₂ SiO ₄	~1360	F	855
Сплав Fe — Ni	~1360	Ge	812
Оставшийся SiO ₂ (в виде MgSiO ₃)	1200—1350	Sn	720
Cr ₂ O ₃	—	Zn	660—760
P	1290	Se	684
Au	1230	Te	680
Li	1225	Cd	680
MnSiO ₄	1190	S (в виде FeS)	648
As	1135	FeO [10 %-ный твердый раствор (Mg _{0,9} Fe _{0,1}) ₂ SiO ₄]	~600
Cu	1118	Pb	520
Ga	1075	Bi	470
(K, Na) AlSi ₃ O ₈	~1000	In	460
Ag	952	Tl	440
		Fe ₃ O ₄	400
		NiO	—
		H ₂ O (в виде гидратированных силикатов)	300

* В расчетах указанных авторов имеются значительные расхождения. Мы отобрали наиболее надежные оценки, основанные на последних термодинамических данных.

ровой фазе с образованием MgSiO₃, связывая весь оставшийся газообразный Si.

Ниже этой температуры конденсируются Cu, Ge и Ga, входя в состав твердого раствора в металле; Cr конденсируется в виде окисленной фазы, а Mn — в виде силиката или сульфида. При температуре около 1200 К начинают конденсироваться Na, K и Rb в качестве примесей в твердом растворе ранее выделившегося CaAl₂S₂O₈. Полностью щелочные металлы конденсируются при 1000 °С, а Ag — при 900 К. Как говорилось выше, металлическое железо начинает существенно окисляться только после того как температура упадет ниже 800 К, при которой Mg₂SiO₄ и MgSiO₃ содержат около 0,5 мол. % железистых компонентов в соответствующих сериях твердых растворов. При более низких температурах содержание в них Fe²⁺ быстро возрастает (см. рис. 6.5). Тройлит (FeS) становится устойчивым при 650 К, образуясь в результате взаимодействия газообразного H₂S с металлическим железом.

Сравнительно летучие металлы Pb, Bi, In и Tl конденсируются между 600° и 400 К; при 400 К уже становится устойчивым магнетит. Ниже 350 К силикат магния взаимодействует

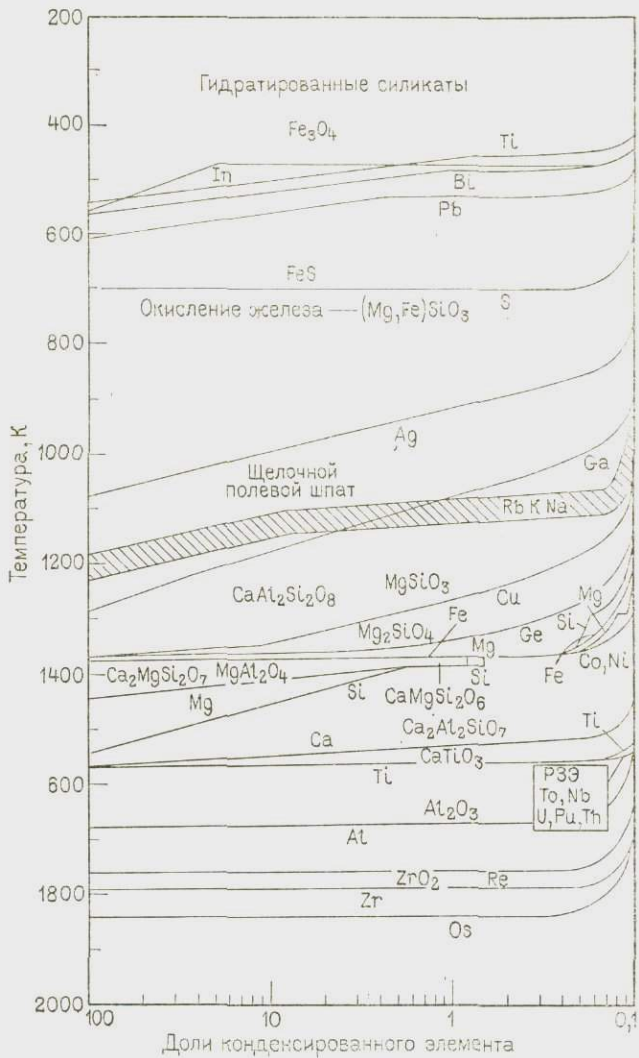


Рис. 6.6. Конденсация элементов из газа солнечного состава при давлении 10^{-4} атм [219]

с газообразной H_2O с образованием гидратированных силикатов, а ниже 200 К конденсируются аргон, CH_4 , $\text{NH}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ¹ и гидрат метана.

Из-за очень низкой температуры конденсации метана трудно понять присутствие соединений углерода в метеоритах и на Земле, если учитывать точно механизмы конденсации и захвата метана. При температурах выше 700 К углерод находится преимущественно в виде монооксида. Ниже 500 К реакция $\text{CO} +$

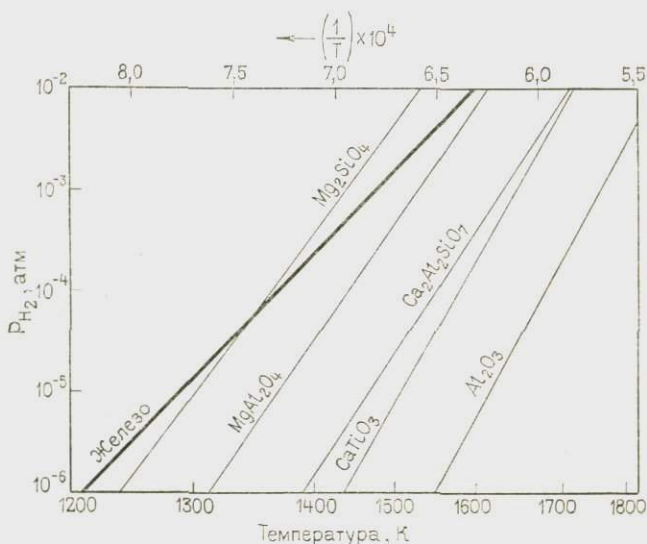


Рис. 6.7. Зависимость температуры конденсации от давления для некоторых главных фаз [219]

$+ 3\text{H}_2 \rightarrow \text{CH}_4 + \text{H}_2\text{O}$ сильно смещается вправо. Однако протекающие реакции препятствуют кинетические барьеры, и в присутствии подходящих катализаторов (например, никель — железо, магнетит или силикаты) конденсируется целый ряд метастабильных углеводородных соединений с общей формулой $\text{C}_n\text{H}_{2n+2}$, например, $10\text{CO} + 21\text{H}_2 \rightarrow \text{C}_{10}\text{H}_{22} + 10\text{H}_2\text{O}$.

Равновесия такого типа хорошо известны и известны в промышленности как реакции Фишера — Тропша. Андерс с сотрудниками привели веские доказательства, что реакции этого типа должны дать множество сложных органических соединений, конденсирующихся на частицах, содержащихся в туманности при температурах ниже 450 К. Штудниер [537—539] и Андерс [46] указали на замечательное соответствие соединений, образующихся по этим реакциям, с органическими соединениями

* В оригинале ошибочно дано $\text{NH}_4 \cdot \text{N}_2\text{O}$. — Прим. ред.

в углистых хондритовых метеоритах. Соответствие становится еще большим, если в исходной газовой смеси присутствует аммиак, как это имеет место в Солнечной туманности. Андерс с сотрудниками пришли к выводу, что углистое вещество в метеоритах по всей вероятности конденсировалось сначала в этих формах, но в последующем ассоциация органических соединений могла претерпеть изменения вследствие слабого термического метаморфизма внутри родительских метеоритных тел. Весьма вероятно, что включение углерода в состав планет земной группы обусловлено образованием таких соединений. Установление широкого ряда органических молекул, образовавшихся в холодных, плотных, межзвездных облаках из пыли и газа [105] тоже заставляет предполагать протекание реакций Фишера — Тропша. Миллер и Юри показали, что сложные органические соединения могли также образоваться в газовых смесях из CH_4 , NH_3 и H_2O при облучении ультрафиолетовыми гамма-лучами [382]. По этому механизму шел, может быть, и синтез углистых соединений в первичной Солнечной туманности.

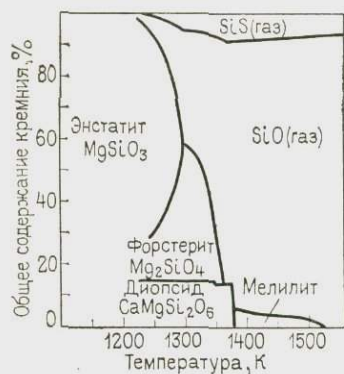


Рис. 6.8. Расчетное распределение кремния между кристаллическими фазами и паром в газе солнечного состава при общем давлении 10^{-4} атм. Почти весь магний конденсировался при 1290К (главным образом в виде форстерита), а кремний только на 60%. Форстерит начинает реагировать с кремнием в газовой фазе с образованием энстатита при 1290К. Эта реакция продолжается с понижением температуры до 1240К, при которой 95% кремния уже находится в конденсированной фазе. (График любезно предоставлен Л. Гроссманом)

На рис. 6.7 показано влияние давления на конденсацию некоторых главных компонентов. За исключением форстерита и металлического железа, относительная последовательность конденсации существенно не изменяется при изменении давления в туманности от 1 до 10^{-6} атм. Однако такое «исключение» из правила имеет большее значение. При «высоких» давлениях ($>10^{-4}$ атм) железо конденсируется раньше форстерита, а при более низких давлениях наблюдается обратное. Фактически температуры конденсации очень близки (в пределах ошибки опыта) при давлении порядка 10^{-3} — 10^{-6} атм, а именно давления такого порядка следует ожидать для большей части области формирования планет земной группы. Однако очень близко к Солнцу, в районе орбиты Меркурия могут преобладать более высокие давления, так что железо там должно быть менее летучим, чем форстерит [218]. В связи с высокой плотностью Меркурия этот факт может иметь космохимическое значение (глава 9).

Поведение магния и кремния при их конденсации сопоставлено на рис. 6.8. Кремний гораздо более летуч, чем магний. Более 90 % общего количества магния конденсируется в виде форстерита — Mg_2SiO_4 при 1290 К и 10^{-4} атм, тогда как при этих условиях 40 % всего кремния остается в паровой фазе. При понижении температуры находящийся в паровой фазе кремний реагирует с Mg_2SiO_4 с образованием энстатита, и эта реакция заканчивается около 1200 К. В главе 2 мы видели, что улетучивание кремния из энстатита с образованием форстерита может иметь значение для объяснения повышенного значения отношения Mg/Si в мантии Земли по сравнению с космическим.

6.5. ХИМИЧЕСКОЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ МЕЖДУ ПЛАНЕТАМИ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

Значения средней плотности планет земной группы, включая Луну, приведены в табл. 6.3. Видно, что они варьируют в широком интервале. Это вызвано отчасти различной степенью сжатия вещества в зависимости от силы тяжести. Однако если это влияние устранить путем пересчета плотности к некоторому

Таблица 6.3

Расчет средних значений плотности вещества планет земной группы при давлении 10 кбар в предположении, что планеты состоят из металлической ($\rho_{10} = 7,9 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$) и силикатной ($\rho_{10} = 3,3 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$) фаз, смешанных в различной пропорции

Планеты	Средняя плотность	Средняя плотность при 10 кбар	Железо-никелевая фаза, %
Меркурий	5,44	5,3	65
Венера	5,24	3,96	28,8
Земля	5,52	4,07	32,5
Луна	3,34	3,40	5
Марс	3,94	3,73	20

обычному (низкому) давлению, то все равно сохраняются значительные различия плотности вещества различных планет (см. табл. 6.3), что указывает на существование отличия химического состава разных планет земной группы. До сих пор считается, что эти тела образовались из сравнительно нелетучих «каменистых веществ» (см. табл. 6.1), входящих в состав Солнечной туманности, которые вначале были однородны в химическом отношении. Как затем произошло фракционирование сравнительно нелетучих веществ между планетами земной группы? Это один из фундаментальных вопросов космохимии.

Гипотеза физического фракционирования металла и силиката

Джеффрис [276] и Юри [567], а также многие другие авторы для объяснения различной плотности вещества планет земной группы предположили, что планеты состоят из различных относительных количеств силикатной ($\rho \sim 3,3 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$) и железоникелевой ($\rho \sim 7,9 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$) фаз, причем каждая фаза имеет постоянный состав. Следовательно, плотности вещества планет при низком давлении возрастают с увеличением отношений металл/силикат. В табл. 6.3 приведен состав планет согласно этой модели. Ясно, что по крайней мере в принципе можно понять значения плотностей на этой основе. Юри [567, 570, 571] предположил затем, что фракционирование силикатных частиц от железных за счет действия *физических процессов* произошло в Солнечной туманности до начала аккреции планет, так что отношение силикат/железо в различных частях туманности сильно отличалось. Последующая аккреция планет наследовала ранее существующую неоднородность соотношений металла и силиката.

Высокая плотность Меркурия и низкая плотность Луны по сравнению с Марсом, Землей и Венерой свидетельствуют о протекании некоторого рода фракционирования между железом и силикатами. Кроме того, в шестидесятые годы преобладало мнение, что распространенность железа на Солнце по сравнению с магнием и кремнием примерно в пять раз меньше, чем на Земле, Марсе, Венере и в хондритовых метеоритах. Это, казалось, было веским доказательством фракционирования железа и силикатов между Солнцем и туманностью; для объяснения этого принималась схема Юри.

Тем не менее имеются некоторые трудности.

а. Несмотря на исследование различных возможностей, пока не удалось предположить никакого правдоподобного механизма для объяснения физического фракционирования частиц металла от частиц силиката в туманности.

б. Установлено, что состав силикатной фазы хондритовых метеоритов отличается от состава силикатной мантии Земли [189]. Более того, теперь уже известно, что силикатная компонента Луны и Марса значительно отличается по составу от силикатов земной мантии (главы 9 и 10). Следовательно, силикатная фаза туманности не была однообразна по своему составу. Для объяснения этой неоднородности надо ввести представление о *химическом* фракционировании, существенно ином механизме, чем *механическое* фракционирование.

Модель Юри развивали в последние годы многие авторы [45, 46, 218, 330]. Они считали, что внутренняя часть Солнечной туманности, простирающейся до зоны астероидов, нагревается достаточно ($\sim 2000 \text{ К}$), чтобы испарились все твердые вещества. При охлаждении происходит фракционная конденсация

(см. раздел 6.4) с образованием четырех или более главных групп конденсатов: высокотемпературные конденсаты (Ca, Al, Ti и др.), силикаты магния, металлическое железо и низкотемпературные конденсаты (FeO, FeS, OH, летучие металлы и др.). Физические процессы в туманности каким-то образом вели к разделению этих групп веществ, так что в различных местах туманности возникали существенные различия в составе. Эти неоднородности явились причиной неодинакового состава планет, аккреция которых происходила в различных местах туманности.

Такая гипотеза привлекается не только для объяснения вариаций распространенности железа в планетах относительно силикатов, но также для объяснения различного химического состава силикатных фаз в метеоритах, Земле и Луне. Для получения того или иного валового состава любой планеты (или метеорита) можно смешать в соответствующих отношениях все четыре компонента. Кроме того можно также варьировать температуры, при которых в туманности выделяется низкотемпературный конденсат, учитывая, что возможно широкое варьирование состава этого компонента. Позднее [185] к смеси добавили еще три независимых компонента. Очевидно, что такая гипотеза обладает слишком большим числом степеней свободы, что является ее слабым местом. Этот вопрос рассматривается в главах 9 и 11.

Гипотеза окисления—восстановления

Трудности, с которыми сталкивается гипотеза отделения металлической фазы от силикатов при объяснении различных плотностей планет, привели Рингвуда [459] к формулированию другой гипотезы. Он предположил, что относительные распространенности обычных металлов Fe, Mg, Si, Al, Ca и Ni одинаковы на Марсе, Венере и Земле и идентичны относительным распространенностям этих элементов в хондритовых метеоритах и на Солнце. Различия в плотности между Марсом, Венерой и Землей приписываются различным состояниям окисления, т. е. различному общему количеству кислорода. Влияние окислительно-восстановительного состояния на плотность первичной «смеси» обычных металлов показана на рис. 6.9. Если бы все железо и весь никель входили в состав хондритов в виде оксидов, то плотность (при 10 кбар) была бы $3,78 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$. В случае возрастает до $3,99 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$. Рингвуд полагает, что Марс полного восстановления FeO до элементного железа плотностью окислен, а в Земле большая часть железа находится в восстановительном состоянии. Считается, что Венера находится в промежуточном состоянии (см. рис. 6.9).

Цель этой гипотезы сводилась к устранению необходимости привлекать процессы сегрегации металла и силикатов в пер-

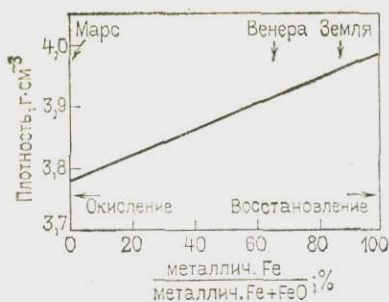


Рис. 6.9. Взаимосвязь между плотностью и состоянием окисления первичного вещества (углистые хондриты I типа, не содержащие летучих и серы) [480]. Плотности вычислены для ассоциаций минералов, устойчивых при 10 кбар. Показано положение планет в связи с окислительно-восстановительным состоянием их вещества в соответствии с гипотезой Рингвуда [459]

в конечном счете характеризуются одинаковым окислительно-восстановительным состоянием.

Эта гипотеза Рингвуда не может объяснить высокую плотность Меркурия, которую приписывают [108, 460, 464] его особому положению относительно Солнца, полагая, что из-за этого аккреция шла при гораздо более высоких температурах, чем у других планет, и поэтому происходила потеря силикатов магния. Несмотря на то что в этом случае распространение гипотезы различного окислительно-восстановительного состояния не требует привлечения дополнительных процессов (см. главу 9), этот путь не кажется неприемлемым.

Однако низкую плотность Луны нельзя согласовать с этой гипотезой. Если гипотеза действительно правильна, то Луну ни в коем случае нельзя считать «планетой земной группы», образовавшейся в результате самостоятельной аккреции в Солнечной туманности из того же вещества, что и другие планеты. Происхождение Луны должно быть специфическим и единственным в своем роде.

Гипотеза окислительно-восстановительного состояния не получила распространения в 60-е годы, когда многие считали, что распространенность железа на Солнце (по отношению к кремнию) в пять раз меньше, чем на Земле и в хондритах. Хотя механизм фракционирования железа и силикатов был неясен, такое сильное различие состава убедило многих исследователей в этой области в том, что в Солнечной туманности, должно быть, происходил в крупном масштабе процесс фракционирова-

вичной Солнечной туманности. Вместо них рассматривается просто химический процесс, сопровождающийся изменением окислительно-восстановительного состояния. Мы уже видели (раздел 6.4), что окислительно-восстановительное состояние в туманности сильно зависит от температуры и степени разделения газов и твердых фаз. Более того, на это состояние заметно влияют условия аккреции планет [464]. Следовательно, для объяснения плотностей планет можно привлечь идею о различном окислительно-восстановительном состоянии их вещества. В самом деле, учитывая большое число факторов, контролирующих это равновесие, было бы странным ожидать, что все планеты в ко-

ния металла и силикатов. Рингвуд [464] предпочитал считать, что распространенность железа на Солнце оценивалась ошибочно, и это его предвидение подтвердилось, к счастью, в 1969 году, когда Гарц с сотрудниками [188] показали, что следует основательно пересмотреть условия возбуждения и линии железа в спектре Солнца. При использовании новых параметров оказалось, что распространенность железа на Солнце близка к распространенности его на Земле и в хондритовых метеоритах (см. рис. 2.2). Мы вернемся к этой гипотезе в главе 9.

ГЛАВА 7 РАННИЕ ТЕОРИИ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ

7.1. ГОМОГЕННАЯ АККРЕЦИЯ

В широко распространенных гипотезах происхождения Земли, созданных в период 1950—1970 гг., утверждается, что рост Земли происходил в результате аккреции равномерной смеси силикатных и металлических частиц, в общих чертах подобной хондритовым метеоритам [7, 86, 170, 315, 567, 572, 575]. Принято считать, что хондритовое вещество сформировалось в Солнечной туманности в результате ряда сложных химических и физических процессов, которые протекали до начала аккреции планет.

Согласно этим гипотезам, аккреция Земли продолжалась в течение довольно длительного периода (10^7 — 10^8 лет); так что выделяющаяся в этом процессе гравитационная энергия в значительной степени излучалась и Земля формировалась как первично «холодное» тело, без плавления, при средних температурах ниже 1000°C . Затем, гораздо позже аккреции (через 10^9 лет), произошло нагревание за счет энергии распада долгоживущих радиоактивных элементов, что привело к плавлению металлической фазы и сегрегации ее в ядро. Таким образом, согласно моделям, образовавшаяся в процессе аккреции Земля не только была с самого начала сложена относительно однородным, хорошо перемешанным веществом, но и сохранилась в этом однородном состоянии равномерной смеси металлической и силикатной фаз в течение значительного периода после аккреции.

В рамках гипотезы гомогенной аккреции можно в принципе объяснить распространенность на Земле главных элементов и обеднение летучими элементами, которое, как предполагается, произошло в результате высокотемпературных процессов в Солнечной туманности еще до аккреции. Эти гипотезы также объясняют предполагаемую химическую однородность мантии после образования ядра и небольшую дисперсию распространенности

многих совместных сидерофильных, литофильных и летучих второстепенных элементов в мантии.

Однако эти ранние гипотезы гомогенной аккреции не могут объяснить формирование ядра во время аккреции Земли или вскоре после нее, как это следует из рассмотренных нами в разделе 3.4 материалов. Кроме того эти гипотезы сталкиваются с некоторыми серьезными химическими проблемами.

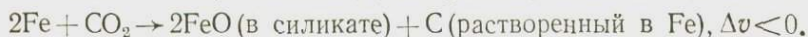
а. Если Земля в свое время состояла из равномерной смеси железной и силикатной фаз, которые постепенно нагревались до расплавления и сегрегации металла, неизбежно должно было установиться локальное химическое равновесие между металлической и силикатной фазами. Однако распространенность Ni, Co, Si, Au и многих других сидерофильных элементов в пиролите оказывается в 10 или в 100 раз больше, чем должно быть в случае равновесного распределения между металлической и силикатной фазами (раздел 2.4).

б. Отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} в верхней мантии по крайней мере в 10 раз больше, чем можно было бы предполагать при равновесии мантии с металлическим железом, которое затем выделилось в ядро. Вследствие этого летучие, выделившиеся в виде газа из мантии, состоят из CO_2 и H_2O , тогда как в случае равновесия с металлическим железом в мантии эти газы должны были бы состоять из CO_2 и H_2 (раздел 2.4).

в. С помощью гипотез гомогенной аккреции трудно объяснить происхождение гидросферы и атмосферы Земли. Согласно этим гипотезам, небольшие количества летучих компонентов, таких как H_2O и CO_2 , были химически связаны и адсорбированы или только адсорбированы силикатным компонентом вещества, из которого шла аккреция Земли [104]. По более новому варианту [330] летучие выделялись из «носителя», подобного углистым хондритам I типа, который в виде небольшой примеси был хорошо перемешан с основным веществом.

Предполагается, что при довольно медленной аккреции в «холодных» условиях летучие сохранялись в Земле. Последующее нагревание недр Земли вследствие радиоактивного распада привело к магматизму, который сопровождался частичной дегазацией: основными выделяющимися компонентами были H_2O , CO_2 и N_2 . Эти вещества накапливались и образовали в итоге гидросферу и атмосферу.

Однако даже если бы и была возможность захвата некоторых количеств CO_2 и H_2O , эти молекулы разложились бы в присутствии избытка металлического железа [473, 479]. Как только равномерная смесь железа и силиката¹ нагреется выше 1000 °С, что приводит к расплавлению и формированию ядра, захваченная вода и двуокись углерода должны восстановиться по следующим упрощенным реакциям [479]:



¹ Даже если Земля росла в результате аккреции крупных, масштаба нескольких километров (как в варианте 3, раздел 6.3) однородных планетезималей различного химического состава, такие тела полностью раздробились бы при падении с большими скоростями на ее поверхность, и их вещество оказалось бы хорошо перемешанным.

Получаемые в результате этих реакций водород и углерод растворяются в избытке железа, особенно при высоком давлении, и свободная энергия образования этих растворов будет фактором, сдвигающим равновесие вправо. В итоге будет идти полное разложение любого количества захваченных CO_2 и H_2O , кислород войдет в состав силикатов мантии в виде FeO , а С и Н будут извлекаться из мантии вместе с железом при погружении его в ядро. Таким образом модель гомогенной аккреции не может удовлетворительно объяснить образование гидросферы и атмосферы Земли.

Все трудности, на которые наталкиваются модели гомогенной аккреции, заставили некоторых авторов отказаться от них и рассмотреть иные возможности. Не последнее место среди этих трудностей занимает сложный и надуманный характер таких моделей, особенно необходимость предполагать многостадийные химические и физические процессы фракционирования вещества Солнечной туманности до начала аккреции Земли и других планет земной группы [45, 46, 185]. Мы пришли к заключению (глава 4), что соотношения «высокотемпературных конденсатов», железа и силикатов магния в Земле подобны соотношениям их на Солнце и в углистых хондритах I типа: это заставляет серьезно сомневаться в необходимости привлекать столь сложные процессы. Более того, эти процессы не нужны для объяснения имеющихся данных о составе Марса и Венеры (глава 9).

7.2. ОДНОСТАДИЙНАЯ ГИПОТЕЗА

В попытке избежать трудностей первых вариантов гипотезы гомогенной аккреции Рингвуд [459, 460, 463, 464, 473] предложил более простую «одностадийную» гипотезу происхождения Земли, на основе которой можно рассматривать также происхождение планет земной группы и Луны.

По этой гипотезе предполагается, что Земля формировалась путем аккреции в первично холодной Солнечной туманности (раздел 6.3, вариант 1) из планетезималей, по составу соответствующих конденсату, который, как это следует из химических соображений, должен был образоваться в такой туманности, т. е. высокоокисленному первичному веществу, содержащему соединения углерода, воду и другие летучие, и напоминающему углистые хондриты I типа (см. табл. 8.1, графа А). Кроме того утверждается, что восстановление окисленного железа до металла, потеря летучих и формирование ядра происходили главным образом одновременно с процессом аккреции. В рамках этой гипотезы нет необходимости предполагать существование промежуточных стадий восстановления и фракционирования в Солнечной туманности до начала аккреции, так что в основе гипотезы лежит одностадийный процесс. Следующее важное

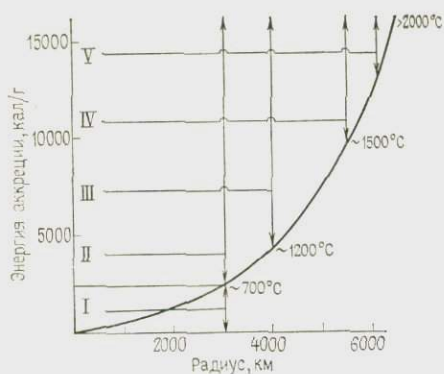


Рис. 7.1. Кривая зависимости энергии аккреции от радиуса растущей планеты земной группы вплоть до размеров Земли

I—V главные стадии аккреции в соответствии с количеством выделяющейся энергии аккреции и приблизительными температурами на поверхности [467]

I — холодное, окисленное ядро, богатое летучими; II — восстановление окиси железа до металла; дегазация планетезималей в ударных процессах, формирование первичной атмосферы; III — селективное испарение Na, K, Rb, Cs, Pb, Bi, Tl, In и др. в первичную атмосферу; IV — селективное испарение $\text{SiO}_2 \pm \text{Mg}$; V — экзотермическая аккреция ядра, испарение вещества внешней мантии в первичную атмосферу

зана на рис. 7.1. Процесс в целом можно представить в виде такой последовательности стадий.

Стадия I. В течение ранних стадий аккреции выделяется небольшое количество энергии и аккреция идет сравнительно медленно. Температура процесса соответственно низкая, и повышение ее задерживается в результате поглощения скрытой теплотой испарения летучих компонентов (преимущественно H_2O), содержащихся в веществе, участвующем в аккреции. Таким образом, в ходе этой стадии образуется холодный, окисленный, богатый летучими зародыш первичного вещества, составляющего, вероятно, около 10% массы Земли. Стадия I имеет исключительно важное значение для последующего геохимического развития Земли, так как во время нее летучие, окисленное железо и окисленные сидерофильные элементы захватываются глубинным веществом растущей планеты.

Стадия II. По мере увеличения массы зародыша энергия падения планетезималей становится достаточной для того, чтобы вызвать сильное кратковременное нагревание от удара, что приводит к восстановлению окисленного железа до металла углеродистым веществом. Кроме того, при нагревании происходит полная потеря газов, что приводит к созданию первичной восстановительной атмосферы, состоящей из CO и H_2 .

предположение состоит в том, что аккреция большей части Земли происходила в течение времени менее 1 млн. лет.

На формирование Земли в указанных граничных условиях в сильной степени влияет гравитационная энергия, которая высвобождается во время аккреции, что в свою очередь определяет химические равновесия в веществе, участвующем в аккреции. Кривая зависимости энергии аккреции на 1 г вещества от радиуса растущей Земли приведена на рис. 7.1. Энергия аккреции возрастает пропорционально приблизительно квадрату радиуса и достигает $15\,000 \text{ кал} \cdot \text{г}^{-1}$ на конечных стадиях. Схема формирования Земли согласно этой модели показана на рис. 7.1.

Стадия III. Когда масса зародыша увеличится примерно до одной пятой массы Земли, температура вблизи поверхности растущей планеты повышается до 1200 °С. Теперь восстановление окиси железа до металла происходит в первичной восстановительной атмосфере (главным образом из CO и H₂), а не на твердой поверхности зародыша. При последующем повышении температуры в пределах 1200—1500 °С восстановление и улетучивание ряда сравнительно летучих элементов (Sr, Mn, Na, K, Rb, Cs, F, Zr и др.) идет в первичной атмосфере. Поэтому выпадающее на планету вещество состоит из смеси металлического железа и силикатов, не содержащих железа и сильно обедненных летучими компонентами.

Стадия IV. По мере дальнейшего увеличения массы зародыша и повышения скорости аккреции температура становится достаточно высокой (>1500 °С) для того, чтобы могли восстановиться и улетучиться главные компоненты силикатной фазы падающих планетезималей. Наиболее летучим является кремний (SiO). Следовательно, энстатит (MgSiO₃), входящий в состав участвующего в аккреции вещества, теряет кремний и превращается в форстерит (Mg₂SiO₄), который становится главной минеральной фазой, участвующей в аккреции. На этой стадии, кроме того, некоторое количество окиси кремния восстанавливается до элементного кремния, который входит в состав металлической фазы с образованием феррокремниевого сплава, продолжающего выпадать в процессе аккреции на растущую планету.

Стадия V. Согласно этой модели, Земля оказывается построенной «шиворот на выворот» с ядром, сложным веществом, которое постепенно к поверхности становится более восстановленным и богатым металлом. Такое состояние гравитационно неустойчиво. Поскольку вблизи поверхности происходит плавление, металл сегрегируется в тела, которые оказываются достаточно крупными, чтобы погрузиться через твердое вещество недр в ядро. В этом процессе выделяется огромное количество тепла — более 600 кал г⁻¹ в расчете на всю массу Земли.

Отсутствие равновесия в системе ядро—мантия

Погружение крупных металлических тел в ядро вытесняет окисленное, богатое летучими вещество из центрального холодного зародыша в мантию и вызывает конвективное перемешивание мантии. В результате таких мощных движений, вызванных формированием ядра, окисленное и богатое летучими вещество смешивается с находящейся под ним дегазированной зоной, состоящей из бедных железом силикатов. Таким путем в мантию попадают окисленное железо (FeO+Fe₂O₃), сидерофильные элементы (Ni, Co, Cu, Au, Re и т. д.), летучие элементы и соединения (включая H₂O и CO₂). Равновесие между погру-

жающимися металлическими «каплями» [170] и окружающими их силикатами может установиться только за счет диффузии через поверхность погружающихся металлических тел. Если скорость погружения металла высока по сравнению со скоростью установления диффузионного равновесия, то отделяющееся ядро не будет в равновесии с мантией. Такие условия как раз и реализуются в механизме образования ядра, который рассматривает Эльзассер [170]. При этих условиях размеры металлических «капель» оказываются порядка нескольких сотен километров. В этом случае становится понятным нахождение кремния в ядре при одновременном присутствии в мантии окисленного железа и сидерофильных элементов.

Дальнейшее развитие модели

Одностадийная модель формирования Земли включает образование огромной атмосферы ($0,1-0,2 M_+$), состоящей главным образом из H_2 , H_2O и CO с несколькими процентами испарившихся металлов. Обязательным условием должна быть полная потеря первичной атмосферы на очень ранней стадии истории Земли. В первых вариантах модели Рингвуда [460, 463, 464] предполагалось, что огромная первичная атмосфера сформировалась еще до начала последней стадии аккреции, в течение которой она была удалена в результате совместного действия высокой скорости вращения Земли, корпускулярного излучения Солнца, находящегося на стадии Т-Тельца, и турбулентного взаимодействия с Солнечной туманностью. Однако Юри [574] и многие другие авторы правильно указали на трудности диссипации такой огромной атмосферы.

Позднее Рингвуд [473] ввел в свою модель предположение о постоянной диссипации первичной атмосферы по мере роста Земли, так что массивная атмосфера не формировалась ни на какой стадии аккреции. Предложенный механизм требует турбулентного перемешивания водорода из окружающей Солнечной туманности с первичной атмосферой, что должно вести к понижению ее средней молекулярной массы до 3,5. «Облегчение» атмосферы, совместно с действием высоких температур и высокой скорости вращения, должно было способствовать постоянной диссипации компонентов формирующейся атмосферы.

Развивая в дальнейшем эту модель, Рингвуд предположил, что динамическое равновесие, устанавливаемое в результате турбулентного перемешивания между водородом Солнечной туманности и продуктами восстановления (H_2O , CO , H_2), образовавшимися во время аккреции, привело, вероятно, к стационарному состоянию со средним отношением H_2/H_2O в атмосфере вблизи поверхности Земли около 10 (для Солнечной туманности это значение около 1000). Если бы могла образо-

ваться атмосфера такого состава, то, как показывает анализ равновесий в таких условиях, FeS и FeO, как компоненты силикатов, могли бы, по всей вероятности, непосредственно входить в состав вещества, из которого формировалась Земля, при температурах достаточно высоких для испарения Sr, Mn, Na и других летучих элементов. Таким образом, в этой модели появляется возможность образования богатого серой ядра (вместо сплава железа и кремния), восстановления окисленного железа первичного вещества водородом (из туманности), а не углеродом (присутствующим в исходном низкотемпературном конденсате). Однако очевидно, что условия, необходимые для такого хода событий, в высшей степени специфичны и жестко ограничены, что, конечно, уменьшает правдоподобность такой модели.

Трудности, с которыми сталкивается модель

Одностадийная гипотеза Рингвуда была разработана отчасти с целью проанализировать следствия процесса образования вещества, которое сформировалось в равновесии с газовой фазой в холодной Солнечной туманности (процесс, который лежит в основе представлений Шмидта [27], Юри [28], Шатцмана [507] и Сафронова [21]), а отчасти в попытке избежать специфических трудностей, с которыми сталкиваются все гипотезы однородной аккреции. Основная критика этих гипотез опирается на следующие положения:

- а) трудности удаления газообразных продуктов восстановления [13, 218, 342, 574];
- б) проблемы формирования ядра в условиях отсутствия химического равновесия с мантией [101, 218];
- в) короткое время аккреции [342].

Первые две трудности можно преодолеть, как это сделано в новом варианте нашей одностадийной модели [473], хотя она и достаточно сложна. Возражение по поводу короткого времени аккреции основано на предположении, что аккреция идет по модели Шмидта—Сафронова (см. рис. 6.2 и 6.3). Однако эту модель нельзя считать совершенной, поскольку она ведет к невероятно длительному времени для аккреции Нептуна, Урана и Марса (раздел 8.2). Короткое время аккреции, требуемое по однородной гипотезе, легко получается на основе космогонических гипотез типа предложенных Мак-Кри [364, 365], а также Мак-Кри и Уильямса [366] (см. раздел 6.2).

Однако в одностадийной гипотезе имеются еще некоторые трудности геохимического характера, на которые мы обратили внимание. В первую очередь это касается однородности мантии и низкой дисперсии распространенности многих сидерофильных, летучих и литофильных элементов (глава 2). По-видимому, очень трудно объяснить низкую дисперсию и высокую однородность за счет простого физического перемешивания окислен-

ного, богатого летучими веществами зародыша с окружающей его восстановленной мантией, не содержащей летучих в процессе формирования ядра. Мало вероятно, чтобы процесс физического перемешивания в твердом состоянии был настолько эффективен, насколько это требуется¹.

Другая трудность одностадийной гипотезы заключается в том, что если весь окисленный никель, содержащийся теперь в мантии, входил в состав низкотемпературного, не содержащего металл конденсата, то с этим конденсатом должны были поступить в мантию в соотношениях, отвечающих их первичной распространенности, все элементы (см. табл. 6.2), которые полностью конденсировались при 400 К. (При более высоких температурах никель находился бы целиком в металлической фазе). Так, например, германий, который конденсируется при 820 К, должен был бы находиться в низкотемпературном конденсате в количестве, равном первичному отношению Ni/Ge 290 (по массе). Однако наблюдаемое отношение Ni/Ge в верхней мантии составляет 1500. Более того, эта модель требует, чтобы первичное отношение Ni/Ir в мантии было равным 20 000, тогда как наблюдаемое отношение составляет 850 000 (см. также табл. 7.1).

Эти трудности в сочетании с ранее рассмотренными проблемами неизбежно должны поколебать правдоподобность одностадийной модели в ее теперешнем состоянии. Однако некоторые элементы этой модели, вероятно, можно включить в какую-то более удачную гипотезу происхождения Земли. К таким элементам относятся: 1) захват летучих компонентов на ранней стадии аккреции, когда энергия аккреции была низкой; 2) химическое взаимодействие между веществом, выпадающим на поверхность Земли в процессе аккреции, и примитивной атмосферой, окружающей Землю; 3) неизбежность потери первичной атмосферы Землей и 4) общее положение о том, что многие из химических особенностей Земли в целом лучше всего объясняются при предположении о смешивании первичного, окисленного при низкой температуре и богатого летучими вещества (см. табл. 8.1, компонент А) с веществом высокотемпературным, восстановленным, богатым металлом и не содержащим летучих (см. табл. 8.1, компонент В).

С этими особенностями одностадийной модели мы встретимся в главе 8, где будет рассматриваться обобщенная модель происхождения Земли.

¹ Однако для распространенности некоторых других рассеянных сидерофильных элементов (например, Au, Ir, Re, Os, Pt), а также некоторых первичных инертных газов (раздел 2.4) характерна исключительно высокая дисперсия в породах мантии, которая лучше всего объясняется неполным смешиванием первичного компонента, сравнительно богатого этими элементами, с веществом мантии, первоначально находившемся в равновесии с металлом как это и предполагается в одностадийной модели.

7.3. ГИПОТЕЗА ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ

Чтобы избежать трудностей, связанных с гипотезами гомогенной аккреции, предлагается другой подход, суть которого заключается в предположении, что состав вещества, из которого происходила аккреция Земли, со временем претерпевал изменение, так что прямым результатом процесса аккреции было возникновение первичной расслоенной структуры Земли. Это предположение стало известно под названием гипотезы гетерогенной аккреции и привлекло за последние десятилетия огромное внимание. Поэтому мы рассмотрим ее несколько подробнее.

Фактически одна из самых первых гипотез этого типа была предложена Эйкеном [171], исследовавшим закономерности конденсации горячих солнечных газов, которые могли, например, быть выброшенными из Солнца приливным взаимодействием с пролетающей звездой [271]. Эйкен нашел, что расплавленное металлическое железо конденсировалось первым, а за ним, уже при более низкой температуре, появлялись силикаты. Он предположил, что основные черты строения Земли с ее металлическим ядром, окруженным силикатной мантией, были прямым результатом такой конденсации. Это представление было затем развито рядом авторов [45, 46, 60, 116, 136, 186, 218, 564] в связи с разработкой конкретного варианта теории происхождения Солнечной системы, предложенной Камероном [113, 115, 116, 122]. Согласно этой теории, Солнечная система образовалась из вращающейся дисковидной туманности, по массе равной двум солнечным. Камерон показал, что сжатие туманности такой массы вызвало бы повышение температур (1000—1700 °C) в области будущего формирования планет земной группы (см. рис. 5.2). Более того, время диссипации туманности было, вероятно, очень коротким (10^3 — 10^4 лет), и Камерон доказывает, что основной процесс формирования планет должен был идти в течение этого короткого периода до того, как завершилась диссипация.

В P_T -условиях, достигаемых во внутренних областях Солнечной туманности, пылевые частицы, первоначально находившиеся в первичном облаке, возможно, полностью испарились. При последующем охлаждении газа компоненты конденсировались в широком интервале температур в последовательности, приведенной в табл. 6.2. В соответствии с этими представлениями Турекян и Кларк [564] предполагают, что аккреция большей части Земли происходила одновременно с конденсацией Солнечной туманности и практически завершилась в течение периода 10^4 лет, что привело к стратификации Земли с образованием железного ядра, окруженного мантией, состоящей главным образом из силикатов магния. Последние стадии аккреции происходили после охлаждения туманности до сравнительно

низких температур, так что равновесный конденсат содержал окисленное железо, сульфид железа, гидратированные силикаты магния и другие летучие, т. е. был подобен углистым хондритам I типа. Считается, что богатое летучими вещество такого типа, смешавшееся с высокотемпературными конденсатами, еще не выпавшими на Землю, участвовало в процессе аккреции в течение длительного времени (10^5 — 10^7 лет) и привело к образованию системы верхняя мантия — кора.

Важная особенность модели неоднородной аккумуляции состоит в том, что вещество верхней мантии никогда не приходило в контакт с ядром. «Прямым следствием короткой шкалы времени аккреции было то, что ядро оказалось сразу в центре и изолированным нижней мантией еще до выпадения вещества наружных слоев» [136]. Таким образом, гипотеза гетерогенной аккреции легко объясняет большую распространенность сидерофильных элементов в верхней мантии, ее окисленное состояние и содержание летучих. Как отмечалось раньше, гипотеза гомогенной аккреции не смогла объяснить эти свойства.

Возможность достижения в туманности необходимых высоких температур и быстрая аккреция планет в модели тесно связаны со специальной гипотезой Камерона об огромной массе первичной туманности, равной двум массам Солнца. Важной особенностью этой гипотезы является необходимость потери системой массы, почти равной одной солнечной массе, в форме интенсивного солнечного ветра (фаза Т-Тельца) в сочетании с другими механизмами диссипации.

Как отмечено в разделе 5.2, модель Камерона имеет серьезные недостатки, и поэтому автор от нее отказался. В последующие годы сам Камерон [118, 120] и в сотрудничестве с Поллаком [123] разработал значительно видоизмененную гипотезу с использованием менее плотной туманности и характеризующуюся гораздо более низкой температурой. Согласно новой модели Камерона [120], максимальная температура в туманности на земной орбите была только 450°C . Это, по-видимому, расшатывает основы гипотезы неоднородной аккумуляции.

Некоторые специфические трудности, возникающие при применении гипотезы гетерогенной аккреции к Земле

Согласно модели гетерогенной аккреции, Земля должна иметь зональное строение в соответствии с различной летучестью соединений (рис. 7.2). Кроме того, на всех глубинах внутренние температуры после аккреции должны быть значительно ниже солидуса. Так как большая часть металлического железа концентрируется в глубинных зонах планеты, потенциальная энергия силы тяжести, освобождаемая при окончательной сегрегации ядра, очень небольшая и недостаточна, чтобы сильно нагреть Землю или вызвать процессы интенсивного

конвективного перемешивания мантии. Представляется непонятным, каким образом после завершения аккреции в Земле и концентрации металлической фазы к центру могли начаться процессы перемещения вещества с образованием ее современной структуры. Вряд ли две схемы строения могут быть более различными.

Первоначальное отчетливо зональное строение Земли, формирующееся согласно модели гетерогенной аккреции, не соот-

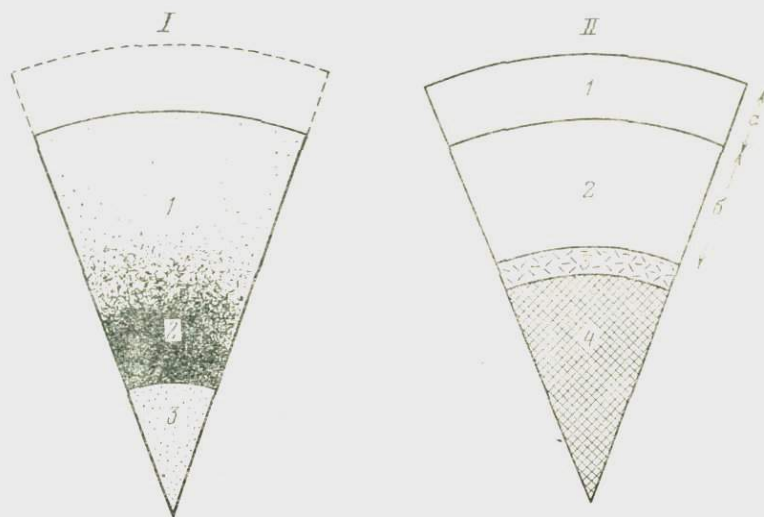


Рис. 7.2. Зональная структура Земли, предполагаемая в соответствии с гипотезами гетерогенной аккреции [136, 564]

I — 10^3 — 10^4 лет после начала аккреции: 1 — смесь металлического Fe и силикатов Mg, не содержащих Fe; 2 — металлический сплав Fe—Ni; 3 — высокотемпературные конденсаты Ca, Al, Ti; *II* — 10^6 — 10^8 лет после аккреции: 1 — смесь силикатов Mg+Fe₂O₃+ гидратированные силикаты+низкотемпературные конденсаты, обеднена Ca и Al; 2 — силикаты магния, не содержащие Fe; 3 — окислы Ca и Al; 4 — железное ядро (твердое); а — верхняя мантия; б — нижняя мантия

ветствует нашему выводу об однородности мантии (раздел 2.2), если не предполагать очень эффективного процесса перемешивания, который привел к такой однородности. Если уже возникла крупномасштабная стратификация, нарушить ее исключительно трудно. Даже если вначале была некоторая неустойчивость, например, плотный слой находился выше слоя с меньшей плотностью, скорее всего она должна была вызвать только относительное перемещение слоев, в результате которого они менялись местами и достигалась устойчивая стратификация.

Единственным процессом, который мог бы вызвать гомогенизацию мантии, является сегрегация металлической фазы в ядро, как и в одностадийной модели (раздел 7.2). Однако так

как по модели гетерогенной аккреции большая часть железа уже сосредотачивается в центре, то такой механизм, по-видимому, здесь не работает. Более того, как уже говорилось, серьезным недостатком первоначального варианта одностадийной модели было то, что она не могла объяснить равномерность распределения в мантии совместимых сидерофильных, литофильных и летучих элементов последующими процессами перемешивания, вызванными формированием ядра. Этот же недостаток характерен и для гипотезы гетерогенной аккреции, но в намного большей степени.

Содержание железа в нижней мантии. Термодинамические расчеты (см. рис. 6.5) показывают, что значительные количества FeO не начинают входить в состав силикатов магния, конденсирующихся из солнечных газов, до тех пор пока температура не понизится до 400 °С. Такая температура значительно ниже температуры конденсации вещества нижней мантии, согласно модели гетерогенной аккреции (1000—2000 °С). По этой модели силикаты магния в нижней мантии практически не содержат FeO (см. рис. 7.2). О содержании железа в нижней мантии говорилось в разделе 1.5. Был сделан вывод, что отношение $FeO/(FeO+MgO)$ в этой области подобно отношению в пиролите и равно 0,12. Если в нижней мантии не содержится железа, то значение отношения ($\Theta = K/\rho$) должно быть намного выше, чем наблюдаемое при данной плотности.

Состав верхней мантии. Согласно модели гетерогенной аккреции, верхняя мантия, являющаяся низкотемпературным компонентом, выпавшим на Землю в поздней стадии аккреции, была сильно обеднена высокотемпературными конденсатами, такими как Ca, Al, Ti и PЗЭ, по сравнению с главными компонентами Mg и Si. Однако это не так. Мы еще раньше пришли к выводу, что распространенность в пиролите Ca, Al, Ti, PЗЭ и других элементов этой группы относительно Mg и Si подобна первичной их распространенности. Модель гетерогенной аккреции не объясняет этих важных соотношений. Распространенность многих летучих элементов (например, серы) должна быть также намного выше наблюдаемой.

Состав ядра. На рис. 3.2 показано, что в ядре Земли содержатся существенные количества (10—15 %) легких элементов. Предполагается, что, по всей вероятности, это должен быть кислород (раздел 3.3), но могут содержаться также значительные количества серы и небольшие количества С и Н. Левин [342] отметил, что из этой модели не вытекает возможный механизм вхождения легких элементов в ядро. Необходимые соединения легких элементов конденсируются только при сравнительно низких температурах и участвуют в формировании верхней мантии после того как сформировалось ядро. Предполагается, что верхняя мантия не взаимодействует химически с нижней мантией и ядром.

Продолжительность аккреции. Согласно модели гетерогенной аккреции большая часть Земли сформировалась в течение 10^3 — 10^4 лет. Столь короткий период ставит серьезные вопросы, связанные с динамикой, которые остаются нерешенными [342].

Распространенность сидерофильных и летучих элементов в верхней мантии. Во время конденсации Солнечной туманности никель, по-видимому, находился в конденсате в виде ме-

Таблица 7.1

Элементы, которые должны были сконденсироваться в Солнечной туманности до окисления Ni и отношения которых в верхней мантии Земли отличаются от первичных отношений (числа соответствуют весовым отношениям)

Отношения элементов *	Верхняя мантия Земли	Первичные отношения
Ni/Ir	$85 \cdot 10^4$	$2,0 \cdot 10^4$
Ni/Au	$42 \cdot 10^4$	$6,5 \cdot 10^4$
Ni/Ge	$15 \cdot 10^2$	$2,9 \cdot 10^2$
Cu/Au	$85 \cdot 10^2$	$7,2 \cdot 10^2$
F/Ge	62	2,2
Ni/S	7,2	0,2
Ni/Se	$240 \cdot 10^2$	$5,0 \cdot 10^2$
Ge/Ag	$0,2 \cdot 10^2$	$1,9 \cdot 10^2$
Ga/Au	$15 \cdot 10^2$	$0,6 \cdot 10^2$
Cu/Cd	$9,7 \cdot 10^2$	$1,7 \cdot 10^2$

* В ряде приведенных отношений использован Ni, так как его распространенность в верхней мантии Земли и в углистых хондритах I типа довольно хорошо определена. Подобные результаты получены и при использовании в качестве сравнения Cu или Co [158].

талла, пока температура не спала до 400 К, и тогда NiO стал устойчивым. Если NiO, содержащийся теперь в верхней мантии, участвовал в сегрегации ядра в виде низкотемпературного, не содержащего металла конденсата, то в этот конденсат должны были включиться в первоначальных отношениях все элементы, полностью конденсирующиеся при температуре выше 400 К. Однако в табл. 7.1 показано, что эти отношения сильно отклоняются от первоначальных значений.

Обсуждение

Мы приходим к выводу, что гипотеза неоднородной аккумуляции совершенно не могла удовлетворительно объяснить предполагаемые свойства земной мантии. Согласно этой гипотезе должна наблюдаться ярко выраженная вертикальная зональность в распределении (Ca+Al) относительно (Mg+Si), железа относительно магния и других летучих компонентов отно-

сительно нелетучих. Доказательств такой картины не имеется. Наоборот, в качестве важнейшего заключения, к которому мы пришли в главе 2, является утверждение о степени химической однородности мантии, возникшей вскоре после образования ядра. Более того, модель не может объяснить наличие больших количеств легких элементов в ядре или сидерофильных и летучих элементов в мантии. В работе Рингвуда [473] рассмотрены еще дополнительные геохимические проблемы, возникающие перед этой моделью.

Происхождение слоя D'

Имеется слой Земли, который, видимо, лучше всего можно объяснить исходя из гетерогенной аккреции. Это самые нижние 200 км мантии, для которых, как уже давно известно, характерны необычные сейсмические свойства, в том числе низкие, или даже отрицательные градиенты скоростей распространения сейсмических волн и неоднородная структура (Буллен назвал эту область слоем D'').

Конечные стадии аккреции Земли, должно быть, проходили значительно медленнее начальных, вследствие уменьшения количества планетезималей вблизи Земли [21]. Этот «хвост» низкой интенсивности растянулся, должно быть, на значительное время после формирования ядра и охлаждения поверхности. В действительности лунные материки дают интересные данные о сильной бомбардировке 4,6—3,9 млрд. лет тому назад, которой, должно быть, подвергалась и Земля.

В этих поздних, низкотемпературных конденсатах содержания железа, вероятно, отвечало его первичной распространенности, но могло быть сильно окислено. Такое вещество при падении на поверхность Земли, вероятно, теряло газы при ударе, но из-за сравнительно низких температур среды железо оставалось окисленным или снова окислялось. Так образовалась холодная, твердая кора, сложенная окисленным хондритовым веществом. Вследствие высокого содержания железа такая кора должна быть намного плотнее мантии. После образования довольно толстой (10—20 км) холодной плиты из этого вещества гравитационная неустойчивость должна была вызвать опускание плиты в мантию. Из-за большой разницы в плотностях мантии и плиты, обусловленной высоким содержанием в последней железа, плита погружалась, вероятно, прямо до основания мантии. Таким путем в основании мантии накапливался плотный слой обогащенного железом вещества.

Вследствие неравномерного распределения погрузившихся блоков этот слой мог иметь неодинаковую мощность, что привело бы из-за его высокой плотности к образованию волнистой границы между ядром и мантией. Более того, этот слой был бы химически и динамически неустойчивым из-за тенденции FeO

растворяются в веществе ядра. В результате этого должен образоваться тонкий переходной слой меньшей плотности. В конечном итоге гравитационно неустойчивый слой сегрегирует в диапир (типа соляного купола), который движется к верхней части слоя D'' , вытесняясь свежим веществом, богатым железом. Таким образом развивалась мелкомасштабная неоднородность, существующая в течение времени, длительность которого зависит в конечном итоге от скорости диффузии в твердом состоянии вблизи границы ядра с мантией. Такие процессы могут объяснить сейсмические свойства этого слоя [223].

ГЛАВА 8 ВОЗВРАТ К ГИПОТЕЗЕ ГОМОГЕННОЙ АККРЕЦИИ

8.1. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ

Трудности, стоящие перед одностадийной моделью и моделью гетерогенной аккреции, достаточно серьезны и оправдывают пересмотр гипотезы гомогенной аккреции. По-видимому, некоторые проблемы, стоявшие перед первыми вариантами, отчасти или полностью решены при анализе и интерпретации свойств и состава земного ядра и его равновесия с мантией (глава 3).

При обсуждении инфракрасной протозвезды с оболочкой, принятой в качестве модели раннего развития Солнечной системы (раздел 6.3), мы отмечали, что твердые частицы могли выделяться в виде планетезималей из газовой фазы в результате химических процессов в широком диапазоне температур (см. рис. 6.4). Планетезимали, концентрирующиеся в плоскости эклиптики, сильно варьировали по составу, который зависел от последовательности конденсации согласно данным табл. 6.2. Различие состава отдельных планетезималей заметно возрастает вследствие гравитационных возмущений их орбит в процессе аккреции, что приводит к значительному перемещению вещества растущих планет. Возможно, что при этом происходит полное перемешивание всех типов веществ, начиная от низкотемпературных конденсатов, подобных углистым хондри-там I типа, планетезималей с различной степенью восстановления металлического железа и потерей летучих и кончая сравнительно высокотемпературными конденсатами, полностью восстановленными и практически не содержащими летучих, даже потерявшими 17 % кремния в виде SiO .

В предположении о последующей гомогенной аккреции Земли из такой смеси планетезималей легко получают объяснение некоторые из наших основных выводов о составе Земли.

а именно, близкая к хондритам относительная распространенность главных элементов Mg, Fe, Si, Ca, Al и элементов, менее летучих, чем Si. Объясняется также и обеднение Земли летучими элементами, и наше заключение, что степень обеднения возрастает с ростом летучести. Наконец, объясняется предполагаемая высокая однородность первичной мантии в отношении распределения кристаллографически совместимых литофильных, сидерофильных и летучих элементов.

Конечно, важно отдавать себе отчет, что аккреция Земли происходила из смеси планетезималей, имеющих различную термическую историю и, следовательно, различный состав, но можно некоторые аспекты нашего анализа аккреции Земли упростить, если принять, что Земля росла за счет накопления смеси, состоящей из двух главных компонентов: *A*, окисленного, богатого летучими первичного вещества, подобного углистым хондритам I типа, и *B* — высоковосстановленного, богатого металлом и не содержащего летучего вещества, образовавшегося при высоких температурах. Составы компонентов *A* и *B* приведены в табл. 8.1.

Чтобы объяснить распространенность не-сидерофильных летучих элементов (например, Zn, Cl, Cs, In) в мантии, Рингвуд принимает, что первичное вещество Земли сложено смесью около 10 % компонента *A* и 90 % компонента *B*. С другой стороны, для объяснения предполагаемого большого количества кислорода в ядре необходимо около 15 % компонента *A* [477].

Таблица 8.1

Состав углистого хондрита I типа Orgueil и восстановленного компонента, не содержащего летучих, конденсированного при повышенных температурах (около 1000 °C) в Солнечной туманности

Компонент	Orgueil [621]	Высокотемпературный компонент *	Компонент	Orgueil [621]	Высокотемпературный компонент *
	<i>A</i>	<i>B</i>		<i>A</i>	<i>B</i>
Металлический сплав Ni — Fe (около 5 % Ni)	—	34,1	MgO	15,2	27,7
SiO ₂	21,7	32,8	CaO	1,2	2,3
TiO ₂	0,1	0,2	Na ₂ O	0,7	—
Al ₂ O ₃	1,6	2,8	K ₂ O	0,07	—
Cr ₂ O ₃	0,35	0,2	P ₂ O ₅	0,3	—
MnO	0,2	0,1	Вода	19,2	—
FeO	22,9	—	Органические соединения	9,7	—
NiO	1,2	—	Сера	5,7	—

* Приняты на основе состава углистых хондритов I типа, из которого вычтены летучие, а все окисленное железо и никель считаются восстановленными до металлического состояния [477].

Это расхождение, хотя и небольшое, но может быть реальным. Предупреждая последующие дискуссии, можно выдвинуть два объяснения.

а. Значительное количество летучих в компоненте *A* испаряется в атмосферу во время процесса аккреции и теряется Землей.

б. Еще до стадии образования инфракрасной звезды с оболочкой происходит существенное отделение окисленных низкотемпературных пылевых частиц из газа, так что отношение *O/N* в системе сильно превышает соответствующее отношение на Солнце. При этих условиях могла идти аккреция значительного количества FeO в составе силикатов при сравнительно высоких температурах [477]. По мнению автора, первое объяснение более вероятно.

8.2. АККРЕЦИЯ ЗЕМЛИ

Рассмотрим теперь аккрецию Земли из смеси планетезималей, содержащей около 15 % компонента *A* и 85 % компонента *B*. Для последующего обсуждения скорость аккреции не является критическим параметром; в частности, аккреция могла растянуться на длительный период порядка 10^7 — 10^8 лет. Размеры планетезималей в плоскости эклиптики протопланетной туманности колебались от незначительных до максимум первых километров [201]. Это соответствует размеру самых крупных химически однородных планетезималей, рассмотренных в варианте 3 раздела 6.3. Принимается, что аккреция шла так, как описано в разделе 6.2; в результате образовалось семейство тел промежуточных размеров с радиусом до 1000 км. Таким образом Земля сформировалась из ряда тел промежуточных размеров, планетезималей и пылевых частиц, как это рассматривается в схемах Сафронова [21] и Уэзерилла [616].

На начальных стадиях процесса энергия аккреции была низкой (см. рис. 7.1), и исходная химическая неоднородность планетезималей масштабом до нескольких километров могла сохраниться. Это, видимо, способствовало захвату на этой стадии значительного количества высоколетучих соединений, поступающих с компонентом *A*. После того как масса растущего зародыша увеличилась примерно до 0,1 современной массы Земли, планетезимали и тела промежуточных размеров стали достигать поверхности Земли с довольно большими скоростями, что приводило к сильному кратковременному нагреванию и испарению летучих (см. рис. 7.1). Более того, скорость, с которой происходили удары, вызвала полное разрушение и раздробление ударяющихся тел, что сопровождалось сильным и повторяющимся перемешиванием. Компоненты *A* и *B* тщательно перемешивались, возможно, в масштабе сантиметра или даже меньшем. Такое хорошее перемешивание, видимо,

было характерным на протяжении большей части процесса аккреции Земли.

Распределение температур в ходе процесса аккреции зависело от некоторых переменных, особенно от продолжительности аккреции и прозрачности атмосферы. Для широкого спектра вероятных начальных условий *средние* температуры вблизи поверхности во время аккреции Земли превышали, по-видимому, температуру кипения воды. Таким образом, вода, испарявшаяся из компонента *A* при ударе планетезималей о Землю, накапливалась в первичной атмосфере и была вместе с водородом (см. ниже) ее главным компонентом. В первичной атмосфере накапливались, по-видимому, также и меньшие количества других газов — N_2 , NH_3 , инертных газов и CO (или CO_2 в зависимости от температуры). Кроме того при вхождении планетезималей и пылевых частиц с большой скоростью в первичную атмосферу происходили кратковременные повышения температур до $2000^\circ C$. Взаимодействие этих небольших тел и частиц с первичной атмосферой, вероятно, напоминало взаимодействие метеоров с современной атмосферой. Большая часть их, возможно, полностью испарилась и снова конденсировалась, прежде чем достигала поверхности, и вызвала очень сильное кратковременное повышение температуры. Тела промежуточных размеров, как, например, более крупные метеориты, должно быть, сильно изменялись под действием высокой температуры и теряли большую часть своей массы, еще не достигнув поверхности Земли. Самые крупные тела проходили через атмосферу без больших потерь массы, сильно нагревались и теряли газы при ударе о твердую поверхность планеты. Большая часть этих веществ должно быть испарялась и снова конденсировалась. Таким образом, при входе в атмосферу и ударе о растущую Землю только небольшая часть поступающего компонента *A* сохраняла летучие вещества.

Выбранная нами смесь из 15 % компонента *A* и 85 % компонента *B* должна содержать, вероятно, 3 % H_2O и 29 % металлического сплава никель — железо (5 % Ni). (Следует отметить значительное количество металлической фазы). Поэтому основная химическая реакция между падающими планетезималами и первичной атмосферой будет происходить между металлическим железом и парами воды. Константы равновесия такой реакции приведены в табл. 8.2.

Сразу видно, что большая часть паров воды в первичной атмосфере будет восстанавливаться при взаимодействии с избыточным количеством металлического железа падающих планетезималей с образованием FeO (которая входит в железомagneзиевые силикаты в растущей Земле) и водорода. В присутствии молодого и активного Солнца температура экзосферы Земли, вероятно, была значительно выше, чем в настоящее время. Известно, что водород даже теперь теряется вследст-

Таблица 8.2

Константы равновесия упрощенной реакции $MgSiO_3 + Fe + H_2O = 0,5Fe_2SiO_4 + 0,5Mg_2SiO_4 + H_2$, соответствующей составу оливина и пироксена при $FeO/(FeO + MgO) = 0,22$ [388]

Температура, °C	$K = P_{H_2} P_{H_2O}$
400	132
600	35
800	17
1000	11
1200	7,6
1400	6

вие диссипации из экзосферы Земли. Поэтому вполне возможно, что водород, образовавшийся по вышеприведенной реакции, непрерывно покидал атмосферу во время аккреции Земли. Возможно, что этот эффект значительно усиливался из-за кратковременного сильного повышения температур при больших скоростях вхождения пылевых частиц и планетезималей в первичную атмосферу.

Простой баланс масс показывает, что большая часть FeO, захваченной в конце концов Землей, образовалась в результате реакции металлического железа в компоненте *B* с парами воды из компонента *A*. Доля FeO, внесенного непосредственно из компонента *A*, была намного меньше [477].

Несмотря на то что большая часть летучих из компонента *A* испарилась за короткое время при вхождении в атмосферу, только наиболее летучие, например H_2 , H_2O , CH_4 , CO_2 , CO , N_2 , NH_3 , некоторое количество H_2S и инертных газов, задержались в атмосфере. Менее летучие вещества, например большинство металлов (щелочные металлы, Pb, Tl, Bi и другие), из компонента *A* по-просту снова конденсировались в первичной атмосфере и вошли в состав твердой Земли. Вероятно, значительные количества серы в компоненте *A* таким же образом конденсировались, в конечном итоге, в виде FeS, контролируя окислительно-восстановительное состояние первичной атмосферы [477].

8.3. ФОРМИРОВАНИЕ ЯДРА

Согласно нашей модели, Земля росла как равномерная смесь силикатов (содержащих FeO) и металлического железа с небольшими количествами FeS и летучих. Распределение температур по радиусу Земли во время процесса аккреции находится между кривыми *C* и *P* на рис. 3.5.

Данные, рассмотренные в разделе 3.4, показывают, что ядро формировалось во время аккреции Земли или в скором времени после нее. Таким образом, температура в недрах Земли после аккреции, должно быть, стала достаточно высокой для начала плавления железных сплавов. Согласно приведенным выше рассуждениям, для этого требовалось, чтобы существенная часть Земли росла за счет падения тел промежуточных размеров [21, 616]. Однако мы пришли к выводу, что во время

аккреции и формирования ядра большая часть земной мантии оставалась нерасплавленной. Для формирования ядра внутри гомогенно растущей Земли в этих условиях необходимо присутствие дополнительного компонента (или компонентов), который бы понизил температуру плавления металлической фазы, но не силиката. Действительно, свойства земного ядра указывают на присутствие больших количеств компонента низкой атомной массы. Раньше мы привели доводы в пользу того, что, вероятно, этот компонент состоял преимущественно из кислорода (в виде FeO), хотя возможно, что присутствовали также небольшие количества FeS. Влияние FeS на понижение температуры солидуса металлической фазы широко обсуждалось [391] и продолжает играть значительную роль в современных моделях. Однако доминирующая роль в этом отношении принадлежит FeO, влияние которой эффективно проявляется только при очень высоких давлениях.

По всей вероятности, при очень высоких давлениях система Fe—FeO ведет себя аналогично системе Fe—FeS при низких давлениях (раздел 3.4). Так, представляется, что высокая растворимость FeO в расплавленном железе вызовет большое понижение температуры солидуса системы Fe—FeO по сравнению с точкой плавления чистого железа. По этой причине появление металлической фазы, ведущее к сегрегации крупных тел, состоящих из жидкого раствора (Fe—FeO), началось, возможно, сначала на значительной глубине (1500—2000 км) внутри Земли (в противоположность модели Эльзаэссера [170], по которой процесс сегрегации ядра начался вблизи от поверхности). Влияние растворенного FeO на температуру плавления металлического сплава приводит, кроме того, к тому что в недрах Земли при высоких давлениях металлическая фаза плавится при температуре, гораздо ниже температуры плавления силикатной фазы.

Начало сегрегации ядра на больших глубинах послужило причиной возникновения сильной конвективной неустойчивости вышележащих слоев. Этому способствовало то, что с глубиной отношение $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ силикатно-окисных фаз уменьшилось из-за вхождения FeO в металлическую фазу. После сегрегации металла из какого-нибудь ограниченного участка осталась фаза, представленная смесью силикатов и окислов, поднималась вверх в результате конвекции или образования диапира и замещалась новой массой тяжелой смеси богатого FeO силиката и металла из верхней мантии. Эта новая порция смеси быстро приходила в равновесие. Из силикатно-окисной фазы окись железа (FeO или Fe_3O_4 , фаза высокого давления) переходила в расплавленную металлическую фазу, которая сегрегировала и погружалась в ядро. Таким образом, содержание FeO в остаточной силикатно-окисной фазе определялось равновесием при высоком давлении с металлической фазой сос-

тава Fe—FeO. В конечном итоге весь объем Земли конвективно перемешивался в такого типа циклах, и весь металл переходил в ядро.

8.4. СИДРОФИЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И СОСТОЯНИЕ ОКИСЛЕНИЯ В МАНТИИ

Относительная высокая распространенность сидерофильных элементов и окисленных веществ (Fe^{3+} , CO_2 , H_2O) в верхней мантии свидетельствует о том, что эта зона не находится в равновесии с металлическим железом (раздел 2.4). Это было главным поводом для отказа от первых вариантов моделей гомогенной аккреции. В разделе 3.3 мы изложили наши выводы о том, что ядро, вероятно, содержит около 10 % кислорода наряду с небольшим количеством серы в растворе. Очень важно, что константы распределения сидерофильных элементов между раствором железо—кислород и силикатами могут сильно отличаться от распределения между чистым железом и силикатами: в конечном счете это может объяснить высокую распространенность сидерофильных элементов в мантии и высокоокисленное состояние последней.

Рассмотрим случай, когда мантийные силикаты, содержащие FeO, находятся в равновесии с чистым металлическим железом: $2\text{Fe} + \text{O}_2 = 2\text{FeO}$.

Константа равновесия $K = a_{\text{FeO}}^2 / a_{\text{Fe}}^2 \cdot f_1(\text{O}_2)$, где a_{FeO} — активность FeO в мантии, a_{Fe} — активность железа (равная 1), f_1 — фугитивность кислорода. Таким образом, $K = a_{\text{FeO}}^2 / f_1(\text{O}_2)$. Теперь рассмотрим случай, когда в ядре содержится большое количество растворенного FeO, так что активность Fe понижается, тогда как a_{FeO} в мантии остается постоянной. Фугитивность кислорода изменяется до $f_2(\text{O}_2)$ и уравнение константы равновесия принимает вид $K = a_{\text{FeO}}^2 / a_{\text{Fe}}^2 \cdot f_2(\text{O}_2)$. Уравнивая константы равновесия, в результате сокращения членов a_{FeO}^2 и перестановки получаем:

$$\frac{f_2}{f_1}(\text{O}_2) = \frac{1}{a_{\text{Fe}}^2}.$$

Активность железа в растворе Fe—FeO может значительно понизиться по сравнению с его чистым состоянием. Это уравнение показывает, что фугитивность кислорода (f_2) в веществе мантии Земли, которая находилась в равновесии с растворами (Fe—FeO) до начала формирования ядра или во время этого процесса, на 1—1,5 порядка выше, чем в случае f_1 , когда растворения FeO не происходило.

Степень окисления мантии, возможно, повысилась и за счет других эффектов. Мы уже рассмотрели (раздел 3.3) предположение Мао, что в глубокой мантии FeO может частично диспропорционировать с образованием фазы высокого давления состава Fe_3O_4 и металлического железа. Эта ассоциация устой-

чива только в условиях субсолидуса. Как только температура повысилась и стала значительно выше температур плавления, необходимого для формирования в глубинной мантии раствора железо—кислород, фаза высокого давления Fe_3O_4 полностью растворилась в избытке жидкого металлического железа и в конечном итоге перешла в ядро. Однако в условиях субсолидуса до начала сегрегации ядра фаза нижней мантии,— например, $(\text{Mg}_{0,88}\text{Fe}_{0,12})\text{SiO}_3$ со структурой типа перовскита— должно быть находилась в равновесии с Fe_3O_4 (фаза высокого давления) и поэтому содержала небольшое количество Fe_2O_3 , растворимость которого в перовскитовой фазе ограничена. После сегрегации металлического раствора ($\text{Fe}—\text{O}$) в ядре перовскитовая фаза, содержащая Fe^{3+} , попадала в результате конвективных движений в верхнюю мантию, чем и можно объяснить небольшое количество Fe^{3+} в этой области и повышенную фугитивность кислорода.

Представляется возможным, что в условиях гораздо более высокой фугитивности кислорода в мантии, которая будет следствием совместного действия рассмотренных эффектов, окисленные частицы, такие как OH^- и CO_3^{2-} , оказывались устойчивыми во всем объеме Земли во время формирования ядра. Кроме того, возможно, что условия высокой фугитивности кислорода способствовали увеличению равновесных количеств сидерофильных элементов, которые вошли в силикатные формы мантии [395]. В этом случае высокую распространенность этих элементов можно рассматривать как результат равновесного распределения их между металлической жидкой фазой FeO и силикатами.

Видимая однородность распределения некоторых совместимых сидерофильных элементов в верхней мантии может быть результатом сочетания равновесного распределения между металлической и силикатной фазами и глубиной мантии и конвективного перемешивания. Равновесная модель могла бы тоже объяснить и другие неясные свойства мантии, которые трудно поддаются объяснению в рамках модели гетерогенной аккреции, как например, отклонение относительной распространенности многих сидерофильных элементов в верхней мантии, например Ni/Ge , Ni/Ir , от их первичной относительной распространенности, рассмотренной ранее (см. табл. 7.1).

Для распространенности золота и элементов группы платины в мантийных породах, по-видимому, характерна очень большая дисперсия, и в этом отношении они сильно отличаются от совместимых сидерофильных элементов. Неясно, можно ли объяснить эту дисперсию кристаллохимическими факторами, управляющими процессами дифференциации мантии с метасоматизмом вблизи поверхности. Вполне возможно, что дисперсия связана с неполной гомогенизацией химических неоднородностей масштаба нескольких километров, образовав-

шихся в Земле на самых ранних стадиях аккреции, когда энергия аккреции была низкой. Напомним, что (раздел 6.3) на этих стадиях аккреции планетезимали различного химического состава могли иметь размеры до нескольких километров. При ударе о растущую Землю на ранних стадиях аккреции, когда Земля была еще относительно мала, эти планетезимали не могли полностью разрушаться и перемешиваться. Только во время завершающих фаз аккреции все выпадающее на Землю вещество тщательно перемешивалось.

Подобный фактор, возможно, обусловил очень большую дисперсию распространенности первичных инертных газов, обнаруженных в стекловатых корках океанических толентов [145].

Содержание окислов железа в мантии

Мы уже говорили об исключительном постоянстве отношений $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ в происходящих из мантии альпинотипных ультраосновных и лерцолитовых ксенолитах в основных базальтах повсюду в мире. Эти отношения находятся главным образом в пределах 0,07—0,12 и, по-видимому, они характерны для большей части мантии (раздел 1.5). Интересно было бы найти объяснение столь небольшим различиям в значениях этих отношений на основе процессов, подобных тем, которые обусловили небольшие вариации содержания сидерофильных элементов в верхней мантии.

Раньше мы пришли к выводу, что если в аккреции Земли участвовала однородная смесь металла и силиката, то растворимость FeO в жидкой металлической фазе должна была бы увеличиваться с глубиной, как только будет достигнут солидус системы $\text{Fe}-\text{FeO}$. Соответственно этому отношение $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ сосуществующих силикатов должно было бы уменьшаться по мере увеличения глубины. Подобная ситуация сохранится и в случае, если FeO (из силикатных фаз) диспропорционировала под давлением с образованием Fe_3O_4 (фаза высокого давления) и металлического железа. Однако эти реакции не идут до конца, так как из-за повышения температуры с глубиной некоторое количество FeO сохраняется в виде твердого раствора в силикатах за счет понижения свободной энергии при образовании твердого раствора. Возможно, что отношение $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$, равное 0,12 и соответствующее наименее фракционированным мантийным силикатам (пиролиту), отражает условия равновесия при взаимно компенсирующем влиянии давления и температуры.

Известную роль могли также играть динамические факторы, связанные с процессом формирования ядра. Мы уже говорили, что процесс образования ядра сопровождается интенсивным конвективным перемешиванием всего объема Земли. Возможно, сплав металлического железа с кислородом сегрегировал в тела, достаточно крупные, чтобы они могли погрузиться в ядро только

на ограниченном интервале глубин. Локализация по глубине, вероятно, определялась балансом между влиянием давления, приводящим к увеличению растворимости FeO в расплаве Fe и снижению минимальной температуры плавления эвтектики, и «обычным» влиянием давления, повышающим температуру плавления чистых компонентов.

Если бы сегрегация металла происходила сначала в пределах ограниченных глубин (например, 1500—2000 км), то величина отношения $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ в силикатах этой зоны установилась бы в очень узких пределах. Конвекция, связанная с формированием ядра (см. раздел 3.4) привела бы к выравниванию этого отношения во всем объеме мантии.

8.5. АТМОСФЕРА И ГИДРОСФЕРА

Диссипация первичной атмосферы

Большая часть низкотемпературного компонента *A*, участвующего в аккреции Земли, при ударе полностью теряла газы. Если принять, что в смеси, из которой росла Земля, было 15 % компонента *A*, то Земля должна была бы содержать $400 \cdot 10^{-6}$ азота, большая часть которого поступила бы в первичную атмосферу. Однако фактическое содержание азота в современной атмосфере составляет $1 \cdot 10^{-6}$. Поэтому массивная первичная атмосфера должна была диссипировать в космическое пространство во время процесса аккреции или вскоре после него, если в аккреции участвовало существенное количество компонента *A*. К таким же выводам приводит и анализ баланса других летучих в участвующем в аккреции веществе и в современной Земле.

Часто утверждалось [574, 575], что невозможна диссипация газов высокой молекулярной массы из гравитационного поля Земли. Эти аргументы использовались в качестве граничных условий формирования Земли, а также как возражения против одностадийной гипотезы Рингвуда, согласно которой в ходе аккреции Земли должна была произойти огромная по масштабам потеря газов с высокой молекулярной массой.

Рассмотрение этого вопроса с геохимической точки зрения очень четко показало, что потеря первичной атмосферы Земли происходила фактически на ранней стадии. Считается, что большая часть современной атмосферы и гидросферы имеет вторичное происхождение; они формировались постепенно в течение геологического времени при дегазации мантии в связи с процессом магматизма [491]. Распространенность H_2O и N_2 в первичных базальтовых магмах и ультраосновных породах показывает, что количество летучих, находящихся сейчас в мантии, больше, чем в атмосфере и гидросфере [463, 473]. Непосредственно после формирования мантии, до того как образовались близкие к современным атмосфера и гидросфера, в недрах

Земли находились гораздо большие количества летучих, главным образом H_2O , CO_2 и N_2 .

Очень трудно представить, как могла сформироваться Земля с таким количеством летучих. На рис. 7.1 мы видим, что как только масса Земли стала больше 0,1 современной ее массы, участвующие в аккреции твердые тела начали падать с большой скоростью, сильно нагревались, а это сопровождалось плавлением и выделением газов. Ко времени, когда Земля достигла 0,25 от ее современной массы, участвующее в аккреции вещество в значительной степени испарилось при ударе. После этой стадии оно почти не содержало газов. К концу аккреции количество выделившихся летучих в атмосфере и гидросфере превышало их количества, захваченные в недрах Земли. Отсюда ясно, что после формирования Земли первичная атмосфера была гораздо больше современной вторичной атмосферы и литосферы, и что должно было существовать некоторый механизм диссипации первичной атмосферы.

Можно легко показать, что потеря атмосферы в таком масштабе не идет по механизму диссипации отдельных атомов из атмосферы, предвиденному Джинсом и Спитцером. Основной физический процесс, который может обеспечить необходимую потерю, заключается в непрерывном «сбрасывании» атмосферы во время аккреции. Эпик [422] показал, что рассеивание планетной атмосферы подчиняется некоторому параметру рассеивания \bar{B} , который представляет собой отношение гравитационной потенциальной энергии к тепловой энергии молекул:

$$\bar{B} = \frac{GM\bar{m}}{RkT},$$

где G — гравитационная постоянная; M — масса планеты, ограниченной сферической поверхностью с радиусом R ; \bar{m} — средняя масса газовых молекул; k — постоянная Больцмана; T — абсолютная температура. Для двухатомного газа тепловая энергия равна $2,5 kT$ на молекулу; если это превышает гравитационную энергию, верхняя часть атмосферы рассеивается в межпланетном пространстве. Таким образом, для рассеивания такого рода, которое не зависит от вида молекул и определяется только средними свойствами газа:

$$\frac{GM\bar{m}}{RkT} = \bar{B} < 2,5.$$

В случае первичной Земли, вращающейся с угловой скоростью ω , эффективная гравитационная энергия уменьшается, и условие для рассеивания становится

$$\bar{B} = \frac{\bar{m}}{kT} \left(\frac{GM}{R} - \omega^2 R^2 \right) < 2,5.$$

Ясно, что рассеиванию благоприятствует повышение R , T и ω , а также уменьшение m .

Рингвуд [473] полагал, что рассеивание примитивной земной атмосферы происходило во время аккреции при условии, что Земля вращалась с периодом 4—5 ч (в случае если Луна образовалась из Земли), температура атмосферы была 1800—2000К (подобно температуре современной экзосферы, когда Солнце находится в активной фазе), а средняя молекулярная масса атмосферы была $\bar{m} \sim 3,5$. Согласно этой модели низкое значение \bar{m} было результатом турбулентного перемешивания примитивной земной атмосферы с водородом из первичной Солнечной туманности. Поэтому модель требует, чтобы аккреция Земли происходила до того как первичная, богатая водородом Солнечная туманность рассеялась под влиянием излучения Солнца во время стадии Т-Тельца. Поскольку, согласно модели Рингвуда, аккреция Земли продолжалась в течение 10^6 лет или меньше (это необходимо для того, чтобы получились высокие температуры за счет энергии аккреции), эти требования вполне приемлемы.

Однако положение будет иным, если принять, что аккреция Земли продолжалась в течение длительного времени, например, 10^8 лет, так как по всей вероятности тогда стадию Т-Тельца Солнце прошло задолго до завершения аккреции. В этом случае средняя молекулярная масса земной атмосферы не могла уменьшиться в достаточной степени за счет перемешивания с водородом из Солнечной туманности и поэтому не могло произойти рассеивание первичной атмосферы.

Эта проблема исчезает в предлагаемой модели, в которой требуемое количество водорода получается за счет реакции металлического железа в компоненте B с водой из компонента A : $\text{Fe} + \text{H}_2\text{O} = \text{FeO} + \text{H}_2$.

Эта реакция протекала, видимо, преимущественно в первичной земной атмосфере, когда металлическое железо в составе компонента B с большой скоростью входило в атмосферу паров воды и других летучих, испарившихся из компонента A . Константы равновесия реакции (см. табл. 8.2) показывают, что в нижних слоях атмосферы соотношение $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ было примерно около 100. Из-за значительного преобладания водорода в системе средняя молекулярная масса несколько больше 2. В этих условиях и при высоких температурах (1500—2000 °C) в верхних слоях атмосферы первичная атмосфера постоянно рассеивалась. Таким образом водород, выделяющийся по вышеуказанной реакции, «вымывал» постепенно другие летучие компоненты, возвращая обратно в туманность N_2 , CO , CO_2 , NH_3 , инертные газы и летучие металлы в течение самого процесса аккреции. По этим представлениям общее количество компонента A , которое поступает в растущую Землю, воз-

можно, было больше количества, определенного на основании содержания в современной мантии летучих элементов — Zn, Iг, Cs, Cl (раздел 2.4). Существенные количества этих элементов покидают Землю по вышеуказанному механизму. Этим можно объяснить расхождение между количеством компонента А (10 %), рассчитанным на основе содержания летучих элементов в мантии, и необходимым количеством его (15 %) для объяснения суммарного содержания FeO в мантии и ядре.

Требуемую высокую температуру верхней атмосферы можно легко получить за счет нагревания ранним Солнцем при условии, что оно было в несколько более активном состоянии, чем в настоящее время. Это представляется вполне вероятным. Кратковременные высокие температуры также, возможно, создавались в результате падения мелких планетезималей в атмосферу. Вполне возможно, что рассеивание атмосферы происходило в виде большого числа мелких «струй» по мере нагревания ограниченных объемов до исключительно высоких температур, создаваемых падениями планетезималей. Подобные явления наблюдаются при падении метеоров и метеоритов, но в значительно больших масштабах.

На основе рассмотренного мы пришли к выводу, что необходимость исчезновения огромной по размерам первичной атмосферы Земли не создает сложных проблем, если аккреция Земли происходила в течение 10^6 или 10^8 лет.

Захват H_2O и CO_2 в мантию

Механизм захвата небольших, но значительных количеств воды и CO_2 в мантию не так прост, как может показаться. Мы уже отмечали, что почти вся вода в низкотемпературном компоненте А испарилась в атмосферу за время аккреции и восстановилась до FeO и H_2 избытком металлического железа в компоненте В.

Небольшая часть низкотемпературных, богатых летучими конденсатами, возможно, прошла через атмосферу и вошла в твердое тело растущей планеты. Мы наблюдаем этот процесс в настоящее время при спорадическом падении на земную поверхность углистых хондритов. Они представляют собой только небольшую часть первичных тел, а большая часть их сгорела при прохождении с большой скоростью через атмосферу. Но даже это небольшое количество воды, первоначально захороненное в Земле во время аккреции, должно было разложиться в результате взаимодействия с большим количеством железа. Вода восстановилась и образовала окись железа, которая входит в состав силикатных фаз, тогда как водород растворился в избытке металлического железа, образуя твердые растворы внедрения Fe—H. При последующем плавлении железа и его сегрегации в ядро вся вода верхней мантии, по-видимому, разложилась, а водород вошел в состав ядра.

С подобной ситуацией мы сталкиваемся и в случае CO_2 , большая часть которого восстановилась или в первичной атмосфере, или при взаимодействии с избытком железа в верхней мантии, а образовавшийся углерод тоже растворился в железе. Поэтому возникает проблема, почему, несмотря ни на что, Земля имеет воду и двуокись углерода?

Возможно, что образование этих компонентов обусловлено смещением в глубинной мантии некоторых из только что рассмотренных равновесий. Если металлическое железо восстановило CO_2 и H_2O в первичной земной атмосфере, то небольшие количества водорода и углерода проникают в железо с образованием твердых растворов внедрения. Внутри мантии еще больше водорода и углерода проникло в металлическую фазу в результате восстановления ионов OH^- и CO_3^{2-} .

В разделе 3.3 мы сделали вывод, что при очень высоких давлениях в глубинной мантии железо и окись железа заметно взаимно растворимы в условиях выше солидуса. Вхождение кислорода в железный сплав, всегда содержащий значительные количества элементарных углерода и водорода, возможно, смещает равновесия вследствие повторного окисления растворенных углерода и водорода. Влияние растворения кислорода, по-видимому, приводит к большому повышению термодинамической активности H_2O и CO_2 в системе, так что эти молекулы образуются снова и мигрируют в силикатную фазу, где они задерживаются в виде второстепенных компонентов мантии.

8.6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленный анализ гипотезы гомогенной аккреции может снять некоторые трудности, с которыми сталкивались прежние варианты этой модели. К ним относятся: высокая распространенность сидерофильных элементов в мантии, окислительно-восстановительное состояние мантии, природа легких элементов в ядре и диссипация первичной атмосферы во время аккреции. Главное преимущество гипотезы гомогенной аккреции заключается в том, что она объясняет однородность распределения литофильных, сидерофильных и летучих совместимых элементов в мантии и валовой химический состав Земли.

Реалистичность предлагаемой модели зависит в значительной степени от того, насколько верно наше заключение о сравнительно равномерном распределении совместимых элементов во всей мантии и о присутствии кислорода в качестве главного легкого элемента в ядре. Данные в пользу таких выводов очень вески, но не убедительны окончательно. К счастью, эти важные данные в принципе уже существуют. Если наши выводы получат окончательное подтверждение, гомогенная модель станет наиболее привлекательной, так как она проста, включает немного предположений и согласуется с геохимическими и геофизическими данными.

ЧАСТЬ III

ЛУНА И ПЛАНЕТЫ

ГЛАВА 9

ПЛАНЕТЫ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

9.1. ВВЕДЕНИЕ

Планеты земной группы имеют различную плотность (см. табл. 6.3), что указывает на различия в их химическом составе. Возможными причинами различий в составе, рассмотренных в разделе 6.5, являются: а) отделение металлического железа от силикатов в солнечной туманности еще до начала аккреции и (или) б) различия в степени окисления железа в различных планетах. После того как мы рассмотрели проблему общего состава Земли (главы 1—4), основные процессы, в том числе аккрецию планет в солнечной туманности (главы 5—6) и различные представления о происхождении Земли (главы 7—8), перейдем теперь на этой основе к обсуждению состава планет земной группы. Мы не собираемся давать подробный обзор современных данных, характеризующих химический состав, строение и развитие каждой из этих планет, а рассмотрим лишь вопросы, имеющие общее отношение к проблемам состава и происхождения Земли и Луны.

9.2. МАРС

Плотность Марса $3,94 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$; масса его составляет только около 0,1 массы Земли. Если внести поправку на эффект сжатия в собственном гравитационном поле, то плотность вещества Марса окажется существенно ниже соответствующих плотностей Земли и Венеры (см. табл. 6.3). Низкую плотность Марса [276, 368, 567] обычно объясняют тем, что он состоит из металлического железа и силикатной фазы, аналогичных по составу ядру и мантии Земли; при этом более низкая плотность Марса указывает на меньшее содержание железа по сравнению с Землей (см. табл. 6.3). Это рассматривалось как подтверждение гипотезы [567], что основной процесс разделения металлического железа и силикатов прошел в солнечной туманности до начала аккреции планет.

Иная гипотеза выдвинута Рингвудом [459, 464], который считает, что содержания главных металлов (Fe, Si, Mg, Al и Ca) в целом одинаковы для Марса, Земли, Венеры, Солнца и углистых хондритов I типа. Более низкая плотность Марса объясняется его более высокой окисленностью (см. рис. 6.9). Эти

альтернативные модели касаются самого существа нашего понимания основных проблем, прежде всего проблемы химической эволюции Солнечной системы, поэтому очень важно сделать правильный вывод. Существенное отличие физических свойств Марса от свойств других планет может быть использовано для расширения этой альтернативы. Важнейшим в этом отношении оказывается момент инерции Марса.

Момент инерции

Если бы Марс находился в состоянии полного гидростатического равновесия, то величина его относительного момента инерции была бы $I/MR^2=0,376$. Однако наблюдаемое отклонение оптического сжатия ($5,86 \cdot 10^{-3}$) от динамического сжатия ($5,24 \cdot 10^{-3}$), так же как и значительный перепад высот, указывают на то, что предположение о гидростатическом равновесии неправильно и что, может быть, в значении момента инерции потребуется внести исправления [81].

Характер этой поправки зависит отчасти от возможного существования дифференцированной коры и степени ее изостатической компенсации. Опираясь на наблюдаемые соотношения между напряженностью гравитационного поля на поверхности Марса с рельефом, Филлипс и Саундерс [435] пришли к заключению, что более древние области планеты (о чем свидетельствует количество кратеров) соответствуют коре с относительно низкой плотностью, находящейся в изостатическом равновесии. Глубина изостатической компенсации достигает, возможно, 100 км. Однако анализ показал, что изостатической компенсации коры более молодых областей, включая Плато Фарсида, на этой глубине не наблюдается. Для достижения полной изостатической компенсации требуются большие глубины или полная компенсация не происходит вообще и часть некомпенсированной нагрузки поддерживается напряженным состоянием недр Марса.

Ламар [322] предполагает, что различие между динамическим и оптическим сжатием можно объяснить увеличением толщины коры от полюса к экватору. Биндер и Дэвис [81] изучили влияние такой изоматически компенсированной коры на величину I/MR^2 и пришли к заключению, что это может вызвать небольшое уменьшение значения относительного момента инерции с 0,376 до 0,372. Однако указанные авторы использовали старую оценку оптического сжатия, которая с тех пор заменена более точными измерениями по наблюдениям заходов космических аппаратов за планету. Эти измерения (приведенные выше) гораздо ближе к динамическому сжатию, так что поправка для I/MR^2 меньше, чем считали Биндер и Дэвис.

Однако если рельеф поверхности Марса изостатически не компенсирован, необходимо внести большую поправку в зна-

чение I/MR^2 . Ризенберг [451] считает, что огромные массы поднятия Плато Фарсида являются дополнительной некомпенсированной нагрузкой на кору, которая поддерживается внутренними напряжениями. На основе этой модели Ризенберг получил для I/MR^2 значение 0,365. Однако модель Ризенберга вызывает сомнение, поскольку, как это следует из данных Филлипса и Саундерса [435], Плато Фарсида частично компенсировано на глубине 100 км, а может быть полностью компенсировано на больших глубинах. К такому же выводу пришел и Ламбек [323]. Более того, Ламбек показал, что напряжения в модели Ризенберга, по-видимому, превышают предельную нагрузку, которую может выдержать мантия Марса. Он находит, что если реологические свойства вещества Марса и Земли одинаковы, то негидростатическая компонента сжатия позволяет оценить нижний предел значения I/MR^2 , равное 0,374. Кук [144] также пришел к выводу, что поправки величин динамического сжатия, связанные с негидростатическими компонентами гравитационного потенциала, по-видимому, незначительны. В свете современных данных нам представляется более вероятным, что относительный момент инерции Марса должен быть близок к величине 0,374.

Внутреннее строение

Быстрое развитие за шестидесятые годы (раздел 1.4) наших знаний кристаллографических и упругих свойств минеральных фаз высокого давления и условий их устойчивости позволило с высокой точностью рассчитать среднюю плотность и момент инерции для различных моделей состава Марса. Рингвуд и Кларк [481] исследовали свойства целой серии моделей, принимая общий состав Марса соответствующим составу углистых хондритов I типа (без летучих). Модели содержали все железо в окисленном состоянии при различных значениях отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} . Наиболее вероятные из исследованных ассоциаций минералов низкого давления состояли из оливина (60 %), пироксена (19 %) и магнетита (21 %). Молярное отношение $FeO/(FeO+MgO)$ в оливине и пироксенах составляет 0,32, причем ассоциации минералов были в целом подобны ассоциациям в хондрите Кагоонда. При температурах и давлениях, отвечающих условиям в недрах Марса, эта ассоциация минералов претерпевает два главных вида фазовых перехода

⁴ Последующее изучение этого вопроса, выполненное Каудой [295] с использованием модели, отличающейся от принятой всеми вышеупомянутыми исследователями, дало для I/MR^2 значение 0,365, близкое к значению Ризенберга. В модели Кауды предполагается, что негидростатические вклады в моменты инерции симметричны относительно главной оси в направлении к Плато Фарсида. Поскольку различные решения этой проблемы зависят от использованной модели, нельзя считать вопрос решенным.

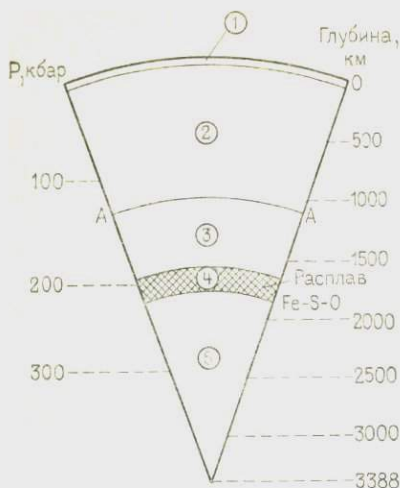


Рис. 9.1. Схема подразделения Марса на слои на основе модели, согласно которой состав планеты соответствует составу дифференцированного углистого хондрита I типа, не содержащего летучих [481]

1 — кора; 2 — верхняя мантия, оливин и пироксен; 3 — нижняя мантия, шпинель и гранат; 4 — внешнее ядро, расплав Fe—S—O; 5 — внутреннее ядро, магнетит (фаза высокого давления)

Вышеприведенная модель несомненно сильно упрощена. Считается, что если Марс в достаточной степени претерпел дифференциацию с образованием большого ядра, то тогда, вероятно, должна существовать кора с низкой плотностью. Это должно привести к уменьшению значения I/MR^2 , но не ниже допустимого предела. Имеется также возможность варьировать отношение массы ядра к мантии, изменяя отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} в модели.

По всей вероятности, в аккреции участвовало также некоторое количество серы. Например, в углистом хондрите Кагонда содержится около 4% $(Ni, Fe)S$. Тогда на границе ядра и мантии может, вероятно, существовать жидкий слой Fe—S—O, как это показано на рис. 9.1. Рингвуд и Кларк [481] пришли к выводу, что замена магнетитового ядра троилитом (FeS) невозможна, потому что это привело бы к неприемлемо низкой плотности. Однако обнаруженный недавно переход FeS в более плотное состояние под воздействием высоких давлений [31] поколебал сделанное заключение. С учетом этих данных вполне возможно считать, что слой Fe—S—O может иметь намного большую мощность, чем показано на рис. 9.1.

в более плотные структуры соответственно на глубинах около 1200 и 2000 км. Вычисленная плотность для химически однородной модели Марса такого состава оказалась равной $3,97 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$, что хорошо совпадает с наблюдением; но величина относительного момента инерции составила 0,391, т. е. была значительно больше наблюдаемой. Тогда эта модель была изменена — было введено предположение, что Марс в значительной степени прошел стадию плавления и дифференциации, в результате чего фаза высокого давления, соответствующая по составу магнетиту, сегрегировала в ядро (радиус 1640 км), как это показано на рис. 9.1. Расчетная плотность для этой модели $3,94 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$, а I/MR^2 — 0,373, что превосходно совпадает с наблюдаемыми свойствами Марса.

Имеющаяся информация явно недостаточна, чтобы построить единственную модель Марса. Тем не менее можно утверждать, что хондритовая модель с полностью окисленным веществом и последующей дифференциацией такого типа, как модель Рингвуда и Кларка [481], в состоянии удовлетворительно объяснить плотность и момент инерции планеты. Существенная особенность этой модели заключается в том, что в мантии Марса $[\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO}) \approx 0,35]$ содержится значительно больше FeO, чем в мантии Земли¹, где отношение $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO}) \approx 0,12$ (см. раздел 1.3). Однако исходя из этой модели, относительная распространенность главных металлов Fe, Mg, Si, Ca и Al на Марсе подобна их распространенности во всей Земле.

Модель Юри [567] также позволяет объяснить значения плотности и момента инерции Марса. Это обусловлено тем, что можно достаточно произвольно варьировать отношение железа к силикатам, чтобы это соответствовало наблюдаемому значению плотности. Эта модель, однако, ведет к некоторым следствиям, которые можно проверить. Согласно этой модели, состав силикатной фазы на Марсе подобен аналогичной фазе земной мантии. Однако установлено, что плотность марсианской мантии, как это следует из значений момента инерции, существенно выше плотности земной мантии (при соответствующих давлениях). Таким образом, в мантии Марса общее содержание железа гораздо больше, чем в земной, и согласно модели Юри, существенная часть этого железа должна находиться в металлическом состоянии, причем этот металл должен быть более или менее равномерно распределен по всей мантии [567, 570, 368]. Доказательства будут приведены в следующем разделе.

О внутренней структуре Марса высказывались многие авторы [310, 457, 78, 54, 81, 280, 281]. В нескольких предложенных моделях содержание серы в марсианском ядре считается независимой переменной. Обычно предпочтение отдается моделям, средним между моделями Юри [567] и Рингвуда и Кларка [481]. В большей части этих исследований принято, что отношение $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ в мантии Марса находится между 0,2 и 0,4,

¹ Если, однако, относительный момент инерции Марса в действительности ближе к 0,365, как предположил Каула [29], плотность мантии будет несколько ниже, тогда как размеры и (или) плотность ядра будут увеличены. Джонстон и Токсоп [281] рассчитали модели Марса с $I/MR^2 = 0,365$ и нашли, что отношение $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ силикатов в мантии составляет около 0,25, но это в два раза выше, чем в мантии Земли. Такой состав планеты в целом можно сопоставить с моделью, которая является промежуточной между моделями I и II Рингвуда и Кларка [481]. В этом случае ядро должно состоять из сплава Fe—S, но может содержать больше окиси железа, чем в случае, рассмотренном в тексте. Но на основной вывод, что состав Марса в целом может соответствовать составу окисленного хондритового вещества, пониженные значения I/MR^2 , которое обосновывает Каула, не повлияет.

т. е. существенно выше, чем в мантии Земли (см. раздел 6.5), тогда как марсианское ядро (большинство полагает, что оно состоит из сплава Fe—S) имеет значительно меньшие размеры, чем земное. Таким образом, мнение Рингвуда [459, 464], что вещество Марса окислено сильнее, чем вещество Земли, получило широкую поддержку; однако при этом игнорируются важные космохимические следствия. Например, некоторые авторы считают, что для Марса значение отношения $Fe/(Mg+Si)$ существенно меньше, чем для Земли, а это предполагает существование некоторого процесса в туманности, в результате которого металлическое железо отделилось от силикатов [567]. В настоящее время очевидно, что эти предположения относительно отношения $Fe/(Mg+Si)$ неоправданы, так как основываются на завышенной оценке некоторыми авторами [54, 78] распространенности FeO в нижней мантии Земли (см. раздел 1.5).

Обсуждение

Имеются дополнительные доказательства в подкрепление утверждения, что марсианская мантия богаче FeO, чем земная, и не содержит в больших количествах рассеянного металлического железа.

а. Анализ марсианского грунта с помощью аппаратов «Викинг» [563] показал, что этот грунт сильно окислен и богат окислами железа (около 19 % Fe_2O_3). Сделан вывод [563], что этот грунт образовался в результате выветривания богатой FeO базальтовой коры, вероятно, имеющей глобальное распространение, которая в свою очередь произошла вследствие дифференциации из мантии, обогащенной FeO.

б. Грунт Марса из места посадки «Викингов» содержит 1—7 % высокомагнитного минерала [228]. В состав грунта входит также окись железа, что указывает на такую степень окисления, которая не позволяет допустить, что магнитным минералом грунта может быть металлическое железо. Вероятнее всего, носителем магнитных свойств грунта является маггемит ($\gamma-Fe_2O_3$) [228]. Более того, Поллак [439] считает, что в составе аэрозолей марсианской атмосферы содержится 10 % магнетита.

в. Основная масса летучих, выделяющихся в виде газа из недр Марса, представлена CO_2 и H_2O . Если бы в мантии Марса содержались большие количества диспергированного металлического железа, выделяющиеся газы состояли бы преимущественно из CO и H_2 (см. раздел 2.4). Очень трудно понять, как в глобальном масштабе из мантии, в которой широко распространено металлическое железо, могла образоваться высокоокисленная поверхностная кора.

Химическая эволюция

Дифференциация Марса с образованием коры, мантии и ядра означает, что в недрах планеты протекали процессы плавления, захватившие значительную часть ее вещества. Отмечается [561], что сильно кратерированные регионы коры должны были образоваться в течение первой половины миллиарда лет,

до окончания «поздне-тяжелой» бомбардировки Луны около $3,9 \cdot 10^9$ лет тому назад. Вероятно, ядро также образовалось во время этой дифференциации. Широкое распространение, судя по морфологии поверхности, вулканических пород различного возраста свидетельствует о том, что дифференциация продолжалась в течение большей части марсианской истории [393].

Анализ грунта из одного из мест посадки приведен в табл. 9.1. Близость состава грунта из двух отдаленных мест и его, по-видимому, эоловое происхождение позволяют считать, что этот состав может достаточно хорошо характеризовать всю поверхность Марса. Тулмин [563] считает, что состав представляет собой смесь глинистых минералов, сульфатов, карбонатов и окислов железа. Общая близость состава грунта к составу основных магматических пород, а также низкая распространенность в нем K, Rb и Zr достаточно определенно указывают на то, что исходные породы также были основными. Высокодифференцированные породы, преобладающие в земной коре, такие как граниты и продукты их выветривания, могут составлять в лучшем случае только очень небольшую часть этого вещества. Таким образом марсианская кора — преимущественно основная по своей природе. Большое абсолютное количество железа и высокое значение отношения $FeO/(FeO+MgO)$ подкрепляют наше предварительное предположение, что марсианская мантия богаче FeO, чем земная. В пользу этого говорит и низкая вязкость вулканических лав на Марсе [512].

Низкая распространенность калия в марсианском грунте имеет особое значение. Базальт, образовавшийся при частичном плавлении ультраосновного вещества, в котором распространенность калия соответствует хондритовой, должен содержать по меньшей мере 0,5 % K_2O . Верхний предел, указанный для содержания K_2O (см. табл. 9.1), свидетельствует, что Марс (подобно Земле и Венере) обеднен калием по сравнению с хондритами. Это подкрепляется орбитальными гаммаизмерениями, выполненными советской автоматической межпланетной

Таблица 9.1

Химический состав грунта Марса места посадки S1 [563]. Подобный состав установлен и для S2

Компонент	Содержание, вес %
SiO_2	44,7
Al_2O_3	5,7
Fe_2O_3	18,2
MgO	8,3
CaO	5,6
K_2O	0,9
TiO_2	0,3
SO_3	7,7
Cl	0,7
	91,8 *
Rb, 10^{-4} %	30
Sr, 10^{-4} %	60
Y, 10^{-4} %	70
Zr, 10^{-4} %	30

* Недостающими компонентами являются, вероятно, вода и карбонаты.

станцией «Марс-5» и показавшими, что отношение K/U для поверхности Марса сопоставимо с соответствующими отношениями для Земли и Венеры [22].

В предыдущем подразделе говорилось о сходстве абсолютной распространенности урана в веществе Марса, Земли и углистых хондритах. Предполагаемый недостаток калия, главного элемента, выделяющего тепло, имеет большое значение для тепловой истории планеты. Чтобы объяснить раннюю дифференциацию на кору, мантию и ядро, глубинные температуры Марса вскоре после аккреции планеты должны были стать довольно высокими. Частичное сохранение гравитационной энергии аккреции [21, 617] было, по-видимому, наиболее вероятной причиной раннего разогрева. Согласно модели, показанной на рис. 9.1, ранней сегрегации ядра способствовала низкая температура начала плавления в системе $Fe-S-O$ (температура в тройном минимуме $920^\circ C$, а для $Fe-FeS$ $988^\circ C$).

Физиографические характеристики Марса позволяют предположить, что там не развиваются процессы типа тектоники плит, преобладающие на Земле [393]. Это, возможно, связано с наличием прочной литосферы, которая относительно толще, чем литосфера на Земле. Поэтому легко можно понять отсутствие или малое количество гранитных пород на Марсе. На Земле эти породы формируются путем многостадийных петрогенетических процессов, при субдукции плит литосферы и повторного плавления (см. например [473]). При отсутствии этих процессов на Марсе нельзя ожидать широкого распространения там гранитных пород.

Летучие вещества

Данные «Викингов» о составе летучих на Марсе представляют несколько загадок. Количество выделившихся на поверхность Марса газов — инертных газов, N_2 , H_2O и CO_2 (даже с учетом возможного существования больших резервуаров H_2O и CO_2 в коре) — оказалось неожиданно низким, особенно если сопоставить это с высокой степенью глобальной дифференциации, которая, как предполагается, характерна для Марса. Например, количество ^{36}Ar в атмосфере Марса (в расчете на грамм всей массы планеты) составляет только 1 % от количества аргона в земной атмосфере [76]. Это может быть следствием того, что: а) Марс в целом обеднен летучими по сравнению с Землей, или б) большая часть марсианской атмосферы была потеряна планетой на ранней стадии ее существования, или в) выделение газов на Марсе намного менее эффективно, чем на Земле.

В настоящее время не имеется достаточно доказательств, чтобы окончательно остановиться на одной из альтернатив. Однако, учитывая убедительные данные о том, что Марс окислен

сильнее Земли и что, по нашему мнению (см. раздел 6.4), аккреция окисленных компонентов планет шла при низких температурах, мы считаем маловероятным, чтобы обеднение Марса летучими по сравнению с Землей происходило во время аккреции. Столь скептическое убеждение подкрепляется тем фактом, что в марсианском грунте обнаружены большие количества относительно летучих веществ — Cl и S . Большая разница в изотопном составе азота атмосферы Марса и Земли позволяет предположить, что значительные количества газов атмосферы Марса были потеряны на ранних стадиях истории этой планеты [370]. Однако сомнительно, чтобы только этим можно было объяснить недостаток ^{36}Ar . По-видимому, легче представить, что Марс не так эффективно выделял газы, как Земля. Потеря главных летучих мантией Земли тесно связана с тектоникой плит — в особенности с частичным плавлением мантийных пород на небольших глубинах под срединно-океаническими хребтами с образованием базальтовой океанической коры, что сопровождалось выделением газов. Однако мы уже отмечали, что крупномасштабная тектоника плит, подобная земной, по-видимому, не проявляется на Марсе. Следовательно, скорость выделения газов могла быть гораздо меньше.

Отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ на Марсе примерно в 10 раз выше, чем на Земле. На первый взгляд, это может указывать на более высокое содержание ^{40}K на Марсе, но по приведенным выше причинам это маловероятно. Можно попытаться отнести это за счет сильной ранней потери ^{36}Ar , на что указывают данные об изотопах азота [370].

Изотопные отношения кислорода и углерода в атмосферах Марса и Земли одинаковы. Это сходство, в противоположность различиям в изотопном составе азота, объясняется тем, что вода и углекислота в атмосфере Марса находятся в обменном равновесии с большими резервуарами H_2O и CO_2 во внешней части коры [370]. Относительные распространенности Ne , Ar , Kr и Xe в атмосферах Марса и Земли очень близки и, за исключением Xe , также очень близки к планетной компоненте хондритовых метеоритов. Ксеноном обеднены и Марс, и Земля, вероятно, из-за адсорбции глинистыми минералами и осадочными породами [430]. Однако, ^{129}Xe , образовавшийся при радиоактивном распаде ^{129}I , распространен на Марсе в сравнительно большой степени.

Если Марс по сравнению с хондритами действительно обеднен калием, как показывают вышеприведенные данные, то можно с достаточным основанием ожидать соответствующего обеднения серой, так как сера в условиях, преобладающих в Солнечной туманности, гораздо более летуча, чем калий. Поэтому мы склонны думать, что модель на рис. 9.1, по-видимому, более приемлема, чем модель, в которой ядро Марса состоит преимущественно из сульфида железа (FeS).

Аккреция Марса

Согласно взглядам Рингвуда [459, 461], Рингвуда и Кларка [481], а также Льюиса [346], аккреция Марса происходила при сравнительно низких температурах солнечной туманности, чем и объясняется его высокоокисленное состояние в соответствии с химическими реакциями, рассмотренными в разделе 6.4. Согласно этой модели, распространенность калия на Марсе должна быть одинакова с распространенностью в хондритах, что, по-видимому, не соответствует действительности. Предполагаемое обеднение калием дает возможность утверждать, что в процессе аккреции Марса участвовала смесь высокотемпературного конденсата, обогащенного металлическим железом и обедненного летучими (в том числе и калием), с низкотемпературным конденсатом, подобным углистым хондритам I типа (см. табл. 8.1); этот процесс происходил в общем так же, как и на Земле (глава 8). Однако для того чтобы объяснить высокую степень окисленности Марса, количество низкотемпературного конденсата должно было быть около 30 %, что существенно больше 10—15 % его в случае Земли (см. главу 8). Уже указывалось, что количество воды, содержащееся в столь большом количестве низкотемпературного конденсата, должно было быть достаточным для окисления всего свободного металлического железа в высокотемпературном конденсате. Наличие большего количества низкотемпературного конденсата на Марсе легко объяснимо на основе модели туманности, приведенной на рис. 6.4.

9.3. ВЕНЕРА

Во многих отношениях Венеру можно считать двойником Земли (табл. 9.2). Различие в плотности этих планет в основном вызвано разницей в степени сжатия вещества в соответствующих гравитационных полях планет из-за меньшей массы Венеры. Если бы Венера была одинакова с Землей по составу и строению, обладала одним и тем же отношением масс ядра, мантии и коры, а температура ее недр была такой же при соответствующих давлениях, тогда для наблюдаемой массы (см. табл. 9.2) плотность Венеры была бы $5,34 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$, а не $5,24 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ [480]. Таким образом, фактическая плотность Венеры лишь на 1,9 % меньше плотности модели, подобной Земле. Эта разница, хотя и небольшая, но вполне определенная, так как в этих оценках использовались одни и те же эмпирические уравнения состояния вещества для обеих планет. Небольшие погрешности в уравнениях состояния не оказывают влияния на разницу в плотностях, которая получается просто путем определения средней плотности Земли при условии, что ускорение силы тяжести ее $g = GM(r)/r^2$ уменьшено до соответствующего

значения у Венеры. Поправка на более высокие температуры вблизи поверхности Венеры уменьшает значение разницы в плотности до 1,7 %.

Льюис [345, 346] предполагал, что более низкая плотность Венеры вызвана формированием ее при более высоких температурах, чем Земли, из-за большей близости Венеры к Солнцу. Вследствие этого сера не конденсировалась на Венере, а силикаты здесь не содержат FeO. В случае Земли при предполагае-

Таблица 9.2

Наблюдаемые и предполагаемые характеристики Венеры и Земли [480]

Характеристики	Венера	Земля
Масса, $n \cdot 10^{27}$ г	4,871	5,976
Радиус, км	6054	6371
Средняя плотность, $г \cdot см^{-3}$	5,24	5,517
Относительная масса металлического ядра, %	23	32,5
Отношение Fe/(FeO + MgO) в мантии, мол. доля	0,24	0,12

мых более низких температурах образования большие количества серы вошли в ядро, а существенные количества FeO — в силикаты мантии. Однако Рингвуд и Андерсон [480] показали, что эта гипотеза не может количественно объяснить разницу в плотности. Более того, она расходится с некоторыми другими наблюдениями и предположениями:

- а) с нашим заключением, что сера не является главным легким элементом в ядре Земли (см. раздел 3.4);
- б) с наблюдениями, что облака Венеры состоят из серной кислоты [633];
- в) с одинаковыми отношениями K/U в поверхностных породах обеих планет [541];
- г) с одинаковыми количествами CO₂ на Венере и Земле [502], что позволяет сделать предположение об одинаковом окислительно-восстановительном состоянии вещества обеих планет [480].

В свете этих неблагоприятных данных следует подходить к гипотезе Льюиса с большой осторожностью.

Несколько более низкую плотность Венеры по сравнению с Землей можно объяснить, в принципе, с помощью гипотезы Юри [567], предполагающей, что основное разделение металла и силиката в солнечной туманности происходило до начала аккреции. Можно принять, что Венера содержит меньше металлического железа, чем Земля (см. табл. 6.3). Однако эта гипотеза неудовлетворительна для объяснения сравнительно низкой действительной плотности Марса (см. раздел 9.2).

В другой гипотезе, которой отдает предпочтение Рингвуд [459, 464], предполагается, что вещество Венеры более окислено,

чем вещество Земли (см. рис. 6.9). Недостаточно высокое значение плотности Венеры можно объяснить тем, что в ее мантии отношение $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ около 0,24, а металлическое ядро составляет лишь 23 % от массы планеты. Это предположение согласуется с тем, что относительная распространенность главных металлических элементов на Венере одинакова с Землей, Марсом и углистыми хондритами I типа. Такого рода гипотеза имеет дополнительное преимущество в том, что содержит меньше предположений, так как в ней постулируется известный процесс. Можно легко показать, что окислительно-восстановительное состояние вещества Земли, Луны, Марса и различных классов метеоритов существенно различается.

Условия аккреции

Более низкая плотность Венеры и предположение, что причина этого в более высокой степени окисленности вещества по сравнению с Землей, представляют аномалии на фоне общей для всех планет тенденции снижения плотности и роста количества низкотемпературных конденсатов по мере удаления их от Солнца (см. рис. 6.4). Рингвуд и Андерсон [480], согласно схеме *одностадийной гипотезы* (см. раздел 7.2), считают, что эта «аномалия» может быть результатом меньшей массы и, следовательно, меньшей гравитационной энергии аккреции. Однако ввиду недостатков *одностадийной модели*, отмечавшихся в этом разделе, такое объяснение теперь не кажется убедительным.

Аномальная плотность Венеры дает основание предположить, что условия аккреции были гораздо сложнее, чем показано на рис. 6.4. Возможное объяснение этой аномалии можно найти в схеме Каулы и Бигелейзена [296], которые показали, что если рост Юпитера предшествовал аккреции планет земной группы, то большое количество планетезималей (преимущественно низкотемпературные конденсаты) из района Юпитера было вследствие гравитационных возмущений выброшено в область *солнечной туманности*, где происходила аккреция планет земной группы. Нет оснований считать, что аккреция всех планет протекала точно одновременно. Возможно, что аккреция Земли происходила быстрее, чем Венеры, и что в облаке планетезималей, из которого шла аккреция Венеры, оказалось захваченным повышенное количество низкотемпературных планетезималей, попавших сюда из района Юпитера.

Имеющиеся геохимические данные указывают на значительное сходство между Землей и Венерой. Отношения K/U , замеренные АМС «Венера» 8, 9 и 10, в общем подобны этому отношению на Земле и составляют 10^4 , указывая этим на соответствующую степень обеднения калием (а возможно, и другими летучими) на Венере по сравнению с исходной распрост-

раненностью. Абсолютная распространенность К (4%), U ($2,2 \cdot 10^{-4}$ %) и Th ($6,5 \cdot 10^{-4}$), установленная «Венерой» 8, указывает на гранитные породы [541]. На Земле такие породы обычно образовывались в результате многостадийных петрологических процессов, связанных с тектоникой плит. С другой стороны, распространенность К, U и Th в образцах, замеренных «Венерой» 9 и «Венерой» 10, соответствует базальтовым породам; такой состав следует также из их общей плотности, равной приблизительно $2,8 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ [541].

Летучие вещества

Особый интерес представляет распространенность в атмосфере Венеры двуокиси углерода, азота и аргона. Эта распространенность, выраженная количеством газа на единицу массы планеты, подобна земной при условии учета и CO_2 , связанной в осадочных карбонатных породах Земли [502, 541]. Таким образом, общее количество летучих (включая калий) и степень их выделения на поверхности обеих планет, по-видимому, в общих чертах одинаковы.

Замечательной отличительной особенностью Венеры является ничтожно малое количество воды ($\sim 0,1$ %) в ее атмосфере [176]. По составу остальных летучих с полным основанием считается, что аккреция Венеры происходила в общем в аналогичных условиях аккреции Земли и, следовательно, можно было бы ожидать, что соответствующие количества воды задержались в недрах Венеры, а позднее выделились с газами на поверхность. Существуют два рода данных, указывающих, что Венера не была или сейчас не является такой «сухой», как кажется. Во-первых, углерод, вероятно, участвовал первоначально в аккреции планет в виде конденсированных углеводородов (см. раздел 6.4), содержащихся в низкотемпературном конденсате А (см. табл. 8.1). Уокер [593] утверждает, что в условиях, при которых углеводороды окислились до двуокиси углерода в недрах планеты, обязательно должно образоваться соответствующее количество воды, например: $\text{CH}_4 + 3\text{Fe}_3\text{O}_4 \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + 9\text{FeO}$. Во-вторых, распространенность калия и урана, обнаруженная на поверхности Венеры с помощью «Венеры-8», предполагает наличие гранитных пород. Считается, что на Земле для образования гранитов обычно требуется высокое давление паров воды.

Отсутствие воды в атмосфере Венеры вызвано, вероятно, резко повышенным тепличным эффектом, что сопровождалось сильной фотодиссоциацией паров воды и выделением водорода [157, 263, 503]. Возможно, что кислород израсходован на реакцию с FeO в поверхностных породах с образованием Fe_2O_3 и на реакцию с FeS с образованием сульфатов. Вероятность последней реакции подкрепляется обнаружением серной кислоты

в качестве главного компонента облаков Венеры [517, 633]. Этим реакциям способствуют активные процессы тектоники плит, которые приводят к настоящему «обновлению» пород, вступающих во взаимодействие с атмосферой, и погружение окисленных продуктов в мантию вследствие субдукции коры¹.

9.4. МЕРКУРИЙ

Высокая плотность Меркурия, — $5,45 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$, ясно указывает на более высокое содержание железа в этой планете по сравнению с силикатами, чем в любой другой из планет земной группы. В моделях Зигфрида и Соломона [516] содержится 60 % железа. Таким образом, гипотеза Юри о том, что фракционирование железа по отношению к силикатам было важным процессом в Солнечной туманности, подтверждается если не для других планет, то по крайней мере для Меркурия.

Аномально высокое содержание железа в Меркурии обычно приписывают некоторому процессу, который контролируется расстоянием планеты от Солнца. Однако природа этого процесса спекулятивна и непонятна. Буллен [108] предполагает, что все планеты земной группы образовались сначала при одинаковом отношении Fe/Si. Затем, из-за сильного нагревания поверхности вследствие близости к только что образовавшемуся Солнцу, Меркурий потерял часть силикатной мантии вследствие испарения, после того как сегрегировало железное ядро. Однако эта модель предъявляет весьма жесткое требование к свойствам предполагаемой ранней фазы эволюции Солнца с очень высокой светимостью до его выхода на главную последовательность. Современные модели образования звезд не приводят к светимостям столь сильным, как требуются для испарения и удаления силикатов с поверхности Меркурия [333, 334].

¹ Приведенные предварительные данные о составе атмосферы Венеры подтвердились в общем результатами запуска «Пионера» и «Венеры». Состав нижней атмосферы: CO_2 96,4 %, N_2 3,4 %, H_2O 0,14 %, O_2 $69 \cdot 10^{-4}$ %, Ar $19 \cdot 10^{-4}$ %, Ne $4,3 \cdot 10^{-4}$ %, SO_2 $186 \cdot 10^{-4}$ % [431]. В дальнейшем было получено доказательство наличия серной кислоты в облаках, а также присутствия других серосодержащих частиц (включая чистую серу). Неожиданными оказались высокие концентрации первичных ^{36}Ar и ^{20}Ne в атмосфере, распространенность которых в 200—300 раз больше, чем на Земле. Почти половина всего аргона на Венере состоит из ^{36}Ar .

Предполагалось, что «избыток» инертных газов, возможно, захвачен из солнечного ветра, причем слабое магнитное поле Венеры облегчало процесс захвата [634]. С другой стороны, обогащение инертными газами может быть следствием особых условий аккреции Венеры. Было высказано предположение, что аккреции Венеры и Земли не происходили одновременно и что «питающая» зона Венеры получала большую часть «низкотемпературного конденсата» в результате рассеивания поздних планетезималей Юпитером после того, как закончилась аккреция Земли.

Рингвуд [464] считает, что высокая плотность Меркурия является следствием самой аккреции в Солнечной туманности в обстановке высокой температуры из-за близости к Солнцу. В этом случае большая часть силикатов магния не конденсировалась при аккреции вещества, так что Меркурий обогатился металлическим железом, мантия его обогащена силикатом кальция и алюминия и не содержит окисленного железа и щелочных металлов. Андерсон [55], Гроссман [218] и Льюис [346] предложили в основном такие же модели, которые не нуждаются в столь высоких температурах, как модель Буллена.

Главное возражение против модели Рингвуда возникает из-за близких в общем температур конденсации силикатов магния и железа в Солнечной туманности [218] (см. рис. 6.7). Давление газов туманности на орбите Меркурия было, по-видимому, около 10^{-3} атм [613]. При таком давлении «температура конденсации» железа только на 30°C выше, чем у Mg_2SiO_4 (см. рис. 6.7). Фактически оба компонента конденсируются при температурах одного порядка, и Вейденшиллинг [613] показал, что очень трудно найти такое сочетание давления и температуры среды в зоне аккреции Меркурия, при которых железо может отделиться от Mg_2SiO_4 настолько эффективно, насколько это необходимо для объяснения высокого содержания железа в веществе планеты.

Вейденшиллинг [612] отметил также, что малая масса Меркурия может быть даже более аномальным свойством, чем высокая плотность. На основе эмпирических отношений между поверхностной плотностью и расстоянием от Солнца в первичной Солнечной туманности (см. рис. 6.1) масса Меркурия должна была бы быть подобна массе Венеры и Земли, а на самом деле она составляет только 5 % или около того от массы Земли. Вейденшиллинг считает, что высокая плотность и малая масса Меркурия — следствие особого процесса, имевшего место в этой области Солнечной туманности, а именно «аэродинамического вычерпывания». Это происходит потому, что газ сопротивляется силе притяжения к Солнцу благодаря одновременному действию его собственного давления и орбитальной скорости, тогда как твердые тела вращаются по кеплеровским орбитам со скоростью, которая отличается от орбитальной скорости газа. Поэтому твердые тела тормозятся за счет сопротивления газа, что заставляет их двигаться по спирали в направлении к Солнцу. Вейденшиллинг предполагает, что при этом большая часть твердого вещества в зоне аккреции Меркурия попадала в Солнце, а поэтому Меркурий имеет небольшую массу.

В случае равенства других факторов планетезимали низкой плотности достигали Солнца в большей степени, чем планетезимали высокой плотности за счет того же аэродинамического механизма фракционирования. Однако ввиду большой требуе-

мой потери общей массы Вейденшиллинг считает, что достаточно, чтобы фракционирование богатых силикатами планетезималей было лишь немного более эффективным, чем богатых железом. Это позволяет объяснить высокую плотность остаточного вещества, из которого шла аккреция Меркурия.

Такая модель имеет некоторые привлекательные стороны, хотя ее эффективность сильно зависит от нескольких предполагаемых начальных условий, таких как распределение планетезималей по размерам. Кроме того, далеко не ясно, почему этот механизм действовал столь эффективно в регионе Меркурия, а не был значительным в зоне аккреции Венеры, плотность вещества которой ниже, чем у Земли.

На данной стадии, по-видимому, ни одна из двух главных моделей, призванных объяснить высокую плотность Меркурия, первая из которых связана с зависимостью химического фракционирования от температуры, а вторая с механизмом физического фракционирования металла от силиката,— не лишена недостатков.

Дифференциация и термическая история

Поверхность Меркурия во многих отношениях похожа на поверхность Луны. Большая часть планеты сильно кратерирована и возраст ее подобен возрасту лунных материков ($3,9\text{--}4,4 \cdot 10^9$ лет). Спектры отражения поверхностного вещества Меркурия также подобны зрелым грунтам из аортозитовых регионов лунных материков, содержащих менее 6% FeO [29]. В указанной работе предполагается, что у Меркурия такая же аортозитовая кора, как у Луны. В пользу этого говорят исследования, проведенные с помощью анализа УФ-области спектра отражения [126, 632]. Параллельные наблюдения альbedo Меркурия в видимой области спектра показали, что поверхность его содержит меньше TiO_2 , чем лунная, а содержание FeO в поверхностном грунте Меркурия 3—6%, что значительно меньше, чем в среднем для лунного грунта [227].

Роль вулканизма на Меркурии является постоянным предметом дискуссий. Стром и другие авторы [534, 535] полагают, что обширные внутрикратерные равнины имеют, возможно, вулканическое происхождение и образовались во время последних стадий сильной бомбардировки, которая привела к современному облику коры. Однако Вильямс возражает [622] против такого рода объяснения.

Наличие глобального магнитного поля Меркурия [403] объясняется многими исследователями существованием дифференцированного ядра из жидкого металла, в котором в настоящее время происходят конвективные движения и в результате действия самовозбуждающейся «динамомшины» в жидком ядре создается магнитное поле [128, 523]. Если все количество железа в ядре является результатом дифференциации планетного

вещества, то радиус ядра должен составлять около 75 % от современного радиуса Меркурия, предполагая, что Меркурий претерпел глобальный процесс дифференциации. Это соответствует данным, что кора имеет анортозитовый состав [29] и на планете имел место интенсивный вулканизм [534]. Из-за экзотермической природы процесса выделения ядра [516] и интенсивной внутренней конвекции возможно, что образование ядра закончилось рано в истории Меркурия, до окончания фазы сильной бомбардировки метеоритами, которая главным образом ответственна за современный облик поверхности. Но образование ядра должно было сопровождаться расширением планеты, которое вызвало бы появление глобальных сил растяжения [523]; однако наблюдения свидетельствуют о том, что литосфера находилась в состоянии сжатия в течение большего периода истории планеты [534, 535].

Ранняя дифференциация планеты и образование ядра требуют, чтобы существенная часть объема планеты находилась при высокой температуре (>1000 °C) вскоре после завершения ее формирования [523], и в этом отношении Меркурий подобен Луне. Разогрев от аккреции, возможно в сочетании с высокой окружающей температурой в Солнечной туманности, по-видимому, является наиболее вероятным источником этого тепла [127]. Остается неясным, как ядро, образовавшееся так рано, до сих пор еще находится в расплавленном состоянии и способно создавать магнитное поле [523]. Однако эти проблемы не непреодолимы, так как они очень сильно зависят от предположений о существовании источников тепла в мантии и от их распределения, а также от роли конвекции в твердом состоянии [127, 128].

Окончательное подтверждение наличия 3—6 % FeO в коре Меркурия [227] имело бы важное значение. Нелегко принять модели простой конденсации, такие как модели Рингвуда [464] и Льюиса [345, 346], согласно которым участвующее в аккреции Меркурия вещество выделялось из туманности при высоких температурах и поэтому не содержит FeO (см. рис. 6.5). Более приемлемой выглядит модель, основанная на смешении высокотемпературного конденсата с *небольшим* количеством низкотемпературного, как это предполагается в случае Земли (глава 8) и показано на рис. 6.4 в виде модели слоистой туманности. Для Меркурия доля низкотемпературного конденсата гораздо меньше участвующей в аккреции Земли, тогда как высокотемпературный конденсат выделялся из туманности при гораздо более высоких температурах и поэтому обеднен силикатами магния по сравнению с металлическим железом. Аккреция Меркурия должно быть закончилась при сравнительно холодных условиях окружающей среды и (или) в среде, в которой отношение H_2/H_2O было гораздо меньше, чем в Солнечной туманности [477], так что FeO оставалось устойчивым.

Вывод о том, что в поверхностном веществе Меркурия присутствует сравнительно небольшое количество FeO , важен с точки зрения аэродинамической модели Вейденшиллинга. В простейшем виде эта модель не предполагает, что силикаты Меркурия беднее окисью железа, чем силикаты других планет земной группы. Этот недостаток модели можно, однако, обойти путем введения дополнительных предположений¹.

9.5. АСТЕРОИДЫ И МЕТЕОРИТЫ

Введение

Об астероидах и метеоритах имеется обширная литература. Здесь вкратце будут рассмотрены вопросы эволюции метеоритов и астероидов, обсуждавшиеся в работах авторов, которые связаны с проблемами образования планет земной группы.

Астероиды насчитывают около $5 \cdot 10^5$ небольших тел ($\leq 1,6$ км в диаметре) [192], движущихся по орбитам в основном между Марсом и Юпитером (см. рис. 5.1). Самый крупный астероид Церера имеет в диаметре около 770 км; Церера содержит приблизительно половину всей массы вещества в зоне астероидов, которая оценивается в $0,4 \cdot 10^{-3}$ от массы Земли [192]. Прежде думали, что эти тела произошли от остатков разрушившейся планеты. Однако теперь общепринято, что они представляют собой скорее недоразвившуюся планету. Гравитационное поле соседнего огромного Юпитера вызвало, возможно, сильное нарушение орбит планетезималей в этой области и кроме того могло выбросить интенсивный поток планетезималей из зоны своего роста в область астероиды — Марс. Считается, что эти процессы помешали аккреции планеты (в случае астероидов), а также привели к удалению большей части массы вещества из этой области [296, 610] (см. рис. 6.1).

До начала космических исследований падающие на Землю метеориты давали единственно доступные нам образцы внеземного вещества. Поэтому естественно, что традиционные теории образования планет в значительной степени основывались на попытках понять химическую эволюцию этих тел. Интересно

¹ Мак-Корд и Кларк [363] наблюдали линию поглощения в спектре Меркурия в области 0,9 мкм и отнесли ее за счет переходов в *d*-оболочке в ионах Fe^{2+} . Положение полосы поглощения лучше всего объясняется наличием ионов Fe^{2+} в ортопироксене. Авторы пришли к заключению, что поверхность Меркурия содержит то же количество FeO и ортопироксена, что и лунное вещество в месте посадки «Аполлона» 16, где оно составило в среднем 5,5 % FeO . Это дополнительно подтверждает модель, изображенную на рис. 6.4, и ее применимость к условиям аккреции Меркурия.

исследовать, целесообразен ли такой подход в настоящее время.

В прошлом всеми принималось, что большая часть метеоритов происходит из зоны астероидов и вследствие столкновений попадает на пересекающие Землю орбиты. Однако впоследствии осознали, что при такого рода столкновениях должны иметь место сильные удары, а тогда все падающие на Землю метеориты носили бы следы действия этих ударов, что в действительности не наблюдается. Возникли также проблемы, связанные с объяснением экспозиционного возраста метеоритов. Значительное число последующих исследований по этим вопросам стало вносить некоторую ясность. Уэзерилл и Уильямс [620] показали возможность перехода астероидов на орбиты, пересекающие Землю, за приемлемый отрезок времени путем довольно тонких гравитационных и резонансных эффектов. Они показали вероятность происхождения дифференцированных метеоритов (железные метеориты, железокремниевые метеориты и хондриты) из первичных для них тел во внутренних областях зон астероидов. Более того, теперь считается вполне вероятным, что обыкновенные хондриты падают к нам из относительно небольших семейств астероидов (Амур и Аполлон), пересекающих орбиты Марса и Земли [44, 617]. Эти объяснения подкреплены спектрофотометрическими исследованиями поверхностей астероидов, о чем будет говориться ниже.

Полупериод жизни астероидов Амур и Аполлон, пересекающих орбиты Земли и Марса, из-за столкновений с этими планетами составляет примерно 10^7 лет, так что должен быть ис-

Таблица 9.3

Классификация метеоритов [444]

Классы	Состав
<i>Железные метеориты (сидериты)</i>	Железо с 4—35 % никеля и небольшими количествами Co, S, P и C
<i>Железосодержащие метеориты (сидеролиты)</i>	
Палласиты	Никелистое железо, оливин
Мезосидериты	Никелистое железо, гиперстен, кальциевый плагиоклаз, оливин
<i>Каменные метеориты (аэролиты)</i>	
Хондриты:	Оливин, ортопироксен, никелистое железо, натриевый плагиоклаз. Обладают характерной сфероидальной структурой
Ахондриты:	Не имеют сфероидальной структуры. Содержат мало металла
а. С высоким содержанием Ca (эвкриты и говардиты)	Состоят преимущественно из пижонита, гиперстена и кальциевого плагиоклаза
б. С низким содержанием Ca (диогениты и обриты)	Состоят преимущественно из гиперстена (диогениты) и энстатита (обриты)

Наблюдаемые падения метеоритов главных классов [445]. Общее число падений 632

Класс метеоритов	Падения, %
Железные метеориты	7
Железокаменные метеориты	2
Хондриты	82
Ахондриты с высоким содержанием кальция	5
Ахондриты с низким содержанием кальция	4

точник, из которого новые тела поступали бы на эти орбиты. Эпик [423] утверждает, что существует кометный источник, тогда как Андерс [44] придерживается мнения о нахождении

Таблица 9.5

Упрощенная классификация хондритов *

Класс	Группа	Главные минералы	Наблюдавшиеся падения хондритов, %
Энстатитовые хондриты	Е	Энстатит (Fs_0) никелистое железо (содержащее Si), натриевый плагиоклаз, троилит, немного графита	1,8
Обыкновенные хондриты	Н	Оливин, бронзит, (Fs_{15-22}) никелистое железо, натриевый плагиоклаз, троилит	38,1
	L (обедненные металлами)	Оливин, гиперстен (Fs_{22-28}) никелистое железо, натриевый плагиоклаз, троилит	46,2
Углистые хондриты	LL (сильно обедненные металлами)	Оливин, гиперстен (Fs_{28-31}) никелистое железо, натриевый плагиоклаз, троилит	8,5
	СI	Низкотемпературная ассоциация минералов: гидратированные силикаты, углеродистые соединения, магнетит, сера	0,8
	СII	Около 60 % низкотемпературной ассоциации минералов. Остальная часть — оливины и пироксены различного состава	2,3
	СIII	Около 30 % низкотемпературной ассоциации минералов. Остальная часть: оливины и пироксены различного состава, (Fe, Ni) S	2,3

* О более подробной классификации, включающей метаморфические оценки, см работу Вассона [607].

источника во внутренней области зоны астероидов. Уэзерилл [617] сначала склонялся к кометному источнику, но теперь [620], по-видимому, предпочитает рассматривать в качестве возможного источника метеоритов астероиды.

Хотя метеориты будут подробно рассмотрены позже в этом разделе, здесь следует сказать несколько слов об их классификации и распространенности. Существует много классификаций метеоритов, из них наиболее удовлетворительная принадлежит Прайору [444]. Главные группы приведены в табл. 9.3; здесь же указаны основные особенности их состава. Эта классификация неполна, однако она охватывает 99 % всех известных падений. Соотношение типов метеоритов в наблюдавшихся случаях их падения на поверхность Земли показано в табл. 9.4. Хондриты составляют преобладающую группу; подразделение их приведено в табл. 9.5.

Астероиды

За последние годы главный успех был достигнут в изучении состава поверхности астероидов на основе спектрофотометрических исследований [129, 183]. Выявлены две главные группы. Первую, характеризующуюся низким альбедо ($\leq 0,09$), сильной отрицательной поляризацией при небольших углах ($> 1,1$ %) и сравнительно ровными, без характерных особенностей спектральными кривыми, Чэпмен назвал «типом С» из-за подобия их свойств углистым хондритам. Вторая группа, характеризующаяся более высоким альбедо ($\geq 0,09$), слабой отрицательной поляризацией (0,4—1,0 %) и «красноватым» цветом, иногда характерными спектральными кривыми, названа «типом S», что подчеркивает близость их свойств метеоритам, содержащим большое количество силикатных минералов [129].

Гаффей и Мак-Корд [183] провели тщательное исследование распределения по главным классам 65 астероидов. Из них 40 % обладают одинаковыми оптическими свойствами с углистыми хондритами I и II типов, а 15 % оказались близкими по свойствам к ассоциации железо-магнезиальных силикатов (оливин+пироксен) с примесью достаточно большого количества непрозрачной фазы (углерод или магнетит). Свойства этих астероидов похожи на свойства углистых хондритов III типа. Из объектов Гаффей и Мак-Корда 10 % лучше всего соответствовали по своим свойствам смеси силикатных минералов с меньшей, но все же существенной долей непрозрачных минералов. К этому классу относятся самые крупные астероиды Церера и Паллас. Единственный известный класс метеоритов с подходящей ассоциацией минералов для объяснения таких оптических свойств — высокометаморфизированные углистые хондриты III типа Karoonda (оливин+магнетит) (см. табл. 9.5).

Важный результат исследований в том, что 65 % астероидов, в том числе и самые крупные, состоят, по-видимому, из вещества, напоминающего различные классы высокоокисленных углистых хондритов, в основном не содержащих металлов. Для остальных астероидов Гаффей и Мак-Корд установили, что 30 % содержат существенные количества металлического сплава никель — железо и различные силикатные компоненты. Однако эти астероиды не похожи на обычные хондриты. Чэпмен [129] полагает, что многие из них могут быть палласитами (оливин+металл), но Гаффей и Мак-Корд не считают такое определение окончательным, так как многие из этих астероидов, в отличие от палласитов, явно обогащены пироксенами.

Эти выводы основаны на результатах изучения практически всех астероидов диаметром >80 км, входящих в состав главного астероидного пояса, а также учитывают данные, полученные для представительной выборки астероидов с меньшим (до 40 км) диаметром. Следует отметить, что ассоциации минералов, содержащиеся в обычных хондритах, по-видимому, отсутствуют или исключительно редко встречаются в виде поверхностного вещества в астероидах главной зоны, несмотря на преобладание их среди наблюдаемых падений метеоритов на Землю (см. табл. 9.4). Однако среди сравнительно небольших семейств астероидов Аполлона и Амура, орбиты которых пересекают орбиты Марса и Земли и обладают сильным эксцентриситетом, встречаются астероиды, которые по свойствам поверхности могут иметь состав обычных хондритов (например, Эрос и Торо), тогда как различные типы углистых хондритов здесь редки. Видимо, обычные хондриты, которые из-за их распространенности в наблюдаемых падениях столь сильно повлияли на космохимические гипотезы, могут в количественном отношении быть очень редкими и происходить из небольшой группы первичных тел с весьма специфическими орбитами.

На основе изучения распределения астероидов по размерам и истории столкновений Чэпмен и Дэвис [130] предположили, что астероиды типа *C* были первоначально распределены в 100 раз больше дифференцированных астероидов типа *S*. Они считают, что общая масса вещества в этой области была возможно близка к массе Марса. Из-за очень низкой механической прочности астероидов типа *C* большинство их быстро разрушилось при столкновениях. Самые крупные астероиды типа *S* считаются железными или железокремневыми ядрами дифференцированных астероидов, из которых уцелела одна только Веста. Ядра этих астероидов типа *S* сохранились из-за их значительно большей механической прочности.

Следующее важное в космогоническом отношении наблюдение сводится к тому, что только один единственный астероид (Веста) обладает оптическими свойствами, соответствующими

основному типу дифференцированных каменных метеоритов — эвкритов и говардитов. В целом, по-видимому, большая часть астероидов типа *S* соответствует классу железокатенных метеоритов [129, 183]. Ассоциация минералов в этих метеоритах указывает на протекание в первичных телах процессов плавления и дифференциации в умеренно восстановительных условиях. Интересен тот факт, что эти (дифференцированные?) метеориты имеют тенденцию концентрироваться во внутренних областях зоны астероидов, хотя и здесь более примитивные астероиды типа *C* сопоставимы с ними по распространенности. В связи с этим при желании понять, почему одни из астероидов подвергались плавлению и дифференциации, а другие избежали их или оказались достаточно нагретыми для того, чтобы подвергнуться метаморфизму без плавления, возникают серьезные проблемы.

Мысленно можно представить, что аккреция астероидов продолжалась долго по сравнению с полупериодом жизни ^{26}Al ($7,4 \cdot 10^5$ лет), который содержался в веществе на ранних стадиях образования Солнечной туманности [206, 338, 339]. Астероиды, аккреция которых происходила сравнительно рано, могли накопить достаточно радиогенного тепла за счет распада ^{26}Al для плавления и дифференциации, тогда как астероиды, аккреция которых шла после распада большей части ^{26}Al , не подвергались, видимо, этим процессам. Однако такой подход не объясняет непосредственно концентрирование дифференцированных астероидов во внутренних областях зоны астероидов.

Другое предположение [618] состоит в том, что дифференцированные астероиды могут быть планетезималиями, оставшимися после формирования Земли. Под действием сложных гравитационных влияний эти планетезималии отклонились во внутренние области зоны астероидов. Однако из-за проблем, связанных с поступлением метеоритов на Землю из астероидного пояса, Уэзерил относит это предположение к очень сомнительным. Кроме того, следовало бы напомнить, что есть основания считать, что дифференцированные астероиды должны встречаться во внешних областях зоны астероидов [183].

Метеориты

В метеоритах сохранились важные химические и изотопные признаки процессов, имевших место на самых ранних стадиях эволюции Солнечной системы. *Общепринято считать, что хондриты являются наиболее примитивным классом метеоритов. Основанием служит сходство их состава с составом Солнца, а также признаки того, что хондриты избежали сложных процессов преобразования, связанных с процессами магматичес-*

кого фракционирования такого типа, какие привели к формированию хондритов. Однако, к сожалению, имеется много различных точек зрения в вопросах происхождения хондритов, причинах химического фракционирования и природы их замечательных петрологических и минералогических свойств.

Несмотря на это, существует общее согласие в том, что углистые хондриты I типа представляют собой самый примитивный класс хондритов. Их химические и минералогические характеристики показывают, что они могли преобразоваться путем аккреции при низких температурах из первоначально окисленной пыли в небольшие исходные тела, которые подвергались слабой перекристаллизации и метаморфизму. Углистые хондриты II и III типа считаются неравновесной физической смесью примитивного вещества I типа с гетерогенными высокотемпературными минералами, главным образом оливинами и пироксенами [44, 462]. Ясно, однако, что история обычных и энстатитовых хондритов была гораздо сложнее [605]. Все больше исследователей склоняется к мысли (что разделяем и мы) о том, что многие из важнейших структурных и петрологических особенностей обычных хондритов связаны с ударными явлениями и процессами смешивания в реголитах одного или нескольких исходных тел [177, 178, 320, 578]. И все же некоторые авторы оспаривают эту точку зрения [630].

Химическое фракционирование хондритов тоже исключительно сложное [45, 46, 605, 606]. По-видимому, здесь действовали четыре основных процесса:

1) фракционирование тугоплавких элементов (Ca, Al, Ti и др.; см. табл. 6.2), приводящее к растущему обеднению этими элементами обычных и энстатитовых хондритов по сравнению с углистыми хондритами I типа (относительно Si);

2) фракционирование сидерофильных элементов, ведущее к заметному обеднению этой группой хондритов *L* и *LL*;

3) существенное обеднение (в 2—10 раз) умеренно летучими элементами (например, Cu, Ga и Zn; см. табл. 6.2) обычных хондритов;

4) сильное обеднение (в 10—100 раз) легколетучими элементами (например, Pb, Tl и Bi) обычных хондритов.

Распространенность многих элементов в обычных хондритах по отношению к их первичной распространенности (в углистых хондритах I типа) показана на рис. 9.2. Эти данные можно сопоставить с температурами конденсации элементов и соединений из газовой фазы солнечного состава (см. табл. 6.2), которые могут служить мерой сравнительной летучести соответствующих элементов и соединений. Ясно видно, что с увеличением летучести данного элемента возрастает степень обеднения им обычных хондритов. Но эта тенденция не распространяется на «высокотемпературные конденсаты», которыми обычные хондриты обеднены примерно на 40 % по сравнению с углистыми хондритами I типа [331].

Целый ряд авторов [45—47, 185, 219, 330, 331, 605—607] предлагает очень подробные толкования этих взаимоотношений. В некоторых работах [47, 185] утверждается, что хондриты представляют собой смеси из семи отдельных компонентов, каждый из которых образовался в Солнечной туманности при различных термических условиях. Эти семь компонентов смешались в определенной пропорции, чтобы получились наблюдаемые картины распространенности их в хондритах (см. рис. 9.2). Эти компоненты следующие: 1) высокотемпературные конденсаты (Ca, Al, Ti и др.); 2) силикаты магния, которые могут содержать некоторое количество FeO; 3) металлический сплав никель — железо; 4) сульфидная фаза, FeS; 5) низкотемпературный конденсат, подобный метеоритам CI; 6) и 7) переплавленные части компонентов, указанных в п. 2 и 3, частично обедненные летучими.

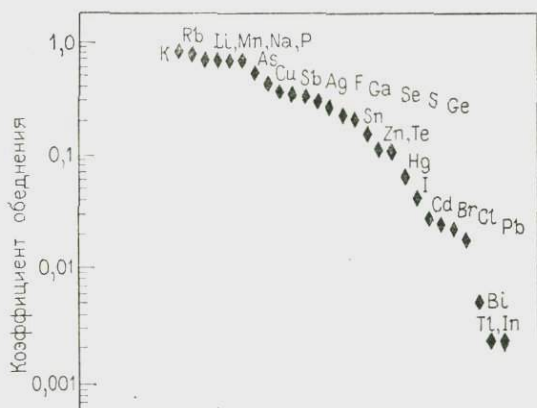


Рис. 9.2. Отношение распространенности летучих элементов в обыкновенных хондритах к распространенности в углеродистых хондритах I типа [484]

Почти нет сомнений в том, что Андерс и его коллеги доказали важную роль избирательной конденсации или летучести и процессов смешивания при образовании химических соединений в хондритах. Тем не менее из-за большой гибкости модели, включающей семь степеней свободы и несколько других произвольных соображений, значение кажущегося соответствия между моделью и наблюдаемым составом хондритов несколько сомнительно. Действительно, в работах некоторых авторов [162, 163, 605—607] обращается внимание на ряд трудностей минералогического, химического и термического характера, с которыми сталкивается эта модель, и предлагаются иные объяснения и толкования.

Одно из предложений, к которому обращаются многие современные космохимики, касается связей между процессами, ведущими к образованию хондритов, и крупномасштабной эволюцией исходной Солнечной туманности. Хотя обычно принимается, что хондриты образовались *внутри* Солнечной туманности, вытекающее отсюда предположение, что химическое и физическое фракционирование хондритов дает информацию о *давлении, температуре и крупномасштабной эволюции состава* внутренних областей Солнечной туманности, невозможно определенно доказать, насколько автор отдает себе в этом отчет. Эта точка зрения принимается обычно за аксиому; анализируют свойства соответствующих процессов в Солнечной туманности, а вытекающая отсюда согласованность между свойствами хондритов и свойствами туманности рассматривается как подтверждение реальности модели. Вполне очевиден замкнутый круг таких доводов. Это распространяется также на многие современные попытки понять природу высокотемпературных включений в метеорите Allende. Хотя нет сомнений, что эти включения свидетельствуют о важных процессах фракционирования газ — жидкость — твердое тело, происходивших в туманности на очень ранней стадии ее истории, многие свойства включений показывают, что фракционирование, вероятно, протекало в очень специфических условиях, которые не были характерны для крупных областей туманности. Сюда относится сравнительно быстрое охлаждение включений, о чем говорят их структура, присутствие двухвалентного железа (указывающее на гораздо более высокое значение f_{O_2} , чем было, возможно, в туманности) и крайне сложная история конденсации, которую необходимо привлекать для объяснения минералогии и взаимоотношений высоко- и низкотемпературных ассоциаций в отдельных включениях [359].

По нашему мнению, гораздо вероятнее, что условия образования высокотемпературных включений в Allende были созданы высокоскоростными ударами первичных планетезималей, состоящих из смеси «пыль — лед», подобной ядрам комет, о поверхность крупных астероидов или между самими планетезималами [296]. Такого рода удары должно быть были обычны в период ранней эволюции Солнечной системы и приводили к образованию быстро остывающих газовых сфер несолнечного состава (обедненных водородом), в которых происходила быстрая неравновесная конденсация. Уже отмечалось, что ряд современных ученых придерживается мнения, что многие из характерных свойств хондритов есть результат вторичных процессов смешения и ударов в реголите первичных тел астероидных размеров.

Это, однако, частные точки зрения. Несмотря на огромное количество проводимых в этой области исследований, до сих пор еще ученые не пришли к единому мнению.

9.6. ХОНДРИТОВЫЕ МОДЕЛИ СОСТАВА И ОБРАЗОВАНИЯ ПЛАНЕТ

Вполне понятно, что в прошлом на наши концепции об образовании планет сильно влияли данные, получаемые для метеоритов, в особенности для хондритов. В течение длительного периода почти все наши знания о внеземной химии и минералогии основывались на этих объектах, которые как бы зарегистрировали в себе процессы, протекавшие во время самой ранней истории Солнечной системы, задолго до образования на Земле древнейших пород.

Может быть, наиболее логическое обоснование позиции тех, кто строит свою космогонию на метеоритах, дано в работе Ганапази и Андерса [185]:

«Главное предположение состоит в том, что планеты земной группы создавались точно такими же процессами, что и хондриты. Но с некоторого момента времени стало ясно, что хондриты являются смесью почти полудюжины компонентов, образовавшихся в остывающей солнечной туманности. Мы принимаем, что Земля и Луна (и другие планеты земной группы) создавались из тех же компонентов, но в иных соотношениях. Следовательно, вопрос сводится к определению этих соотношений на основе соответствующих геохимических данных».

Мы считаем, что эти рассуждения больше неприемлемы по следующим причинам.

а. Процессы образования хондритов еще не исследованы. Частная модель Ганапази и Андерса оспаривается многими учеными равной компетентности.

б. В прошлом акцент на значение обычных хондритов основывался на их резком преобладании среди наблюдаемых падений, а это предполагало, что вещество хондритов преобладает в месте их источника, вероятно, в зоне астероидов. Однако теперь считают, что исходные тела со свойствами обычных хондритов чрезвычайно редки в главной зоне астероидов, где, по-видимому, преобладает вещество углистых хондритов. Вероятно, обычные хондриты произошли из астероидов семейства Аполлона, количество которых незначительно и происхождение еще неясно. В свете этих рассуждений, по-видимому, преждевременно строить теорию космогонии на основе космогонически редких объектов.

в. Планеты земной группы, такие как Земля и Венера, по размеру на несколько порядков больше первичных тел обычных хондритов. Даже если весьма специфические процессы фракционирования, ответственные за состав обычных хондритов, происходили в туманности в широком масштабе, по всей вероятности, они были затухены протекающими в гораздо большем масштабе процессами аккумуляции и смешения, в результате которых образовались планеты земной группы. Везерилл и Хартман [233, 615] показали, что «питающие зоны», из которых образовались планеты земной группы, значительно перекрывались, и что повсюду в Солнечной системе, по-видимому, имело место крупномасштабное перемешивание планетезималей.

г. Как было подробно показано в I части, общий состав Земли можно легко объяснить, не прибегая к семикомпонентной модели хондритов. Такое же положение и с Марсом, и с Венерой. Ввиду сходства в распространенности главных элементов в углистых хондритах I типа на Земле и Солнце, нет необходимости привлекать модель фракционирования хондритового вещества.

д. В главе II мы приходим к выводу, что семикомпонентная модель хондритов совершенно не в состоянии адекватно объяснить и состав Луны.

ГЛАВА 10 СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЛУНЫ

10.1. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ

Астронавты экспедиций «Аполлон» установили на Луне четыре сейсмометра, которые использовались для изучения распространения сейсмических волн, вызванных падением отработанных ступеней ракеты Сатурн S4B и повышением лунных модулей в точно известных местах, а также ударами метеоритов о лунную поверхность и лунотрясениями, источники которых находятся глубоко в недрах Луны. Интерпретация полученных данных в общем хорошо совпадает.

В местах посадок «Аполлонов» скорость распространения продольных сейсмических волн увеличивается от $4 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$ в нескольких километрах от поверхности до $6 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$ на глубине 20 км, где она скачком возрастает до $6,7 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$ [560]. Ниже 20 км скорость остается почти постоянной, и только на глубине 55 км увеличивается до $6,8 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$ [150]. Между 55 и 60 км происходит сильное возрастание скорости от 6,8 до $8,0 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$; возможно на этой глубине находится основание коры и начинается мантия Луны (рис. 10.1). Исследование силы тяжести в сочетании с топографическими измерениями показало, что кора Луны в целом находится в состоянии, близком к из-

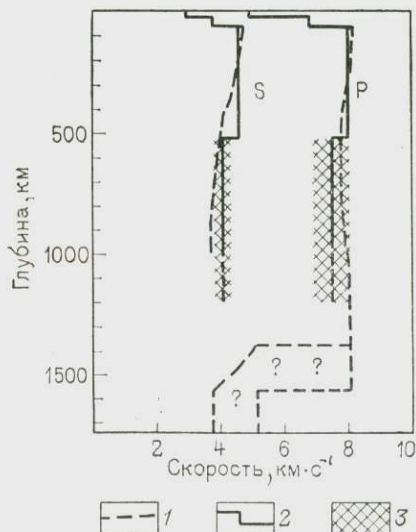


Рис. 10.1. Скорость распространения сейсмических волн в недрах Луны
1 — по данным Накамуры [397, 398]; 2 — по данным Гоинса [198]; 3 — неопределенность данных Гоинса и др.

статическому равновесию; исключением являются масконы (скопления избыточных масс), связанные с круглыми морскими бассейнами. Толщина коры сильно варьирует: от 30—35 км под масконами до 90—110 км в материковых областях обратной стороны Луны. Средняя мощность коры больше на видимой стороне, чем на видимой, что вызывает смещение центра массы Луны на 2,5 км от геометрического центра [291].

Распределение скоростей сейсмических волн в мантии определенно указывает на ее химическую зональность. Гоинс [198] выделяет верхнюю мантию до глубины примерно 500 км, характеризующуюся постоянными скоростями *P* и *S* сейсмических волн 8,0 и

4,6 км·с⁻¹, соответственно, и отношением Пуассона 0,25. Под этим слоем *P* и *S* скачкообразно уменьшаются до 7,7 и, соответственно, 3,8 км·с⁻¹, а отношение Пуассона становится равным 0,34. Это снижение скоростей интерпретируется как переход к нижней мантии, которая тоже характеризуется постоянными скоростями, по крайней мере до глубины 1000 км (см. рис. 10.1). Гоинс считает, что оценка скоростей распространения сейсмических волн в нижней мантии весьма неопределенна (как показано на рис. 10.1) и что граница между верхней и нижней мантией скорее всего не резкая, а постепенная. Однако высокое значение отношения Пуассона в нижней мантии, равное 0,34, по-видимому, определено точно. Следует заметить, что относительная неопределенность в оценке скорости *S* сейсмических волн значительно меньше, чем *P*.

Накамура [397, 398] тоже предполагает, что мантия Луны имеет сложную структуру, но границу между верхней и нижней мантией он помещает на глубине между 300 и 400 км и считает, что она характеризуется постепенным изменением скорости распространения сейсмических волн. В верхней мантии между 60 и 300 км скорость *P* волн падает с 8,1 до 7,9 км·с⁻¹, а *S* — с 4,7 до 4,4 км·с⁻¹. Между 300 км и 400 км градиент скорости *S* волн становится круче и достигает 4,15 км·с⁻¹ на глубине 400 км. Отрицательное значение градиента сохраняется до глубины 800 км (3,85 км·с⁻¹). Скорость распространения продольных волн на глубине 300—800 км почти постоянна и равняется 7,9 км·с⁻¹. Для отношения Пуассона Накамура с сотрудниками получили значение $0,250 \pm 0,025$ в верхней мантии и $0,36 \pm 0,02$ — в нижней.

Затухание сейсмических волн изучалось обеими группами исследователей. Для *P* волн получены значения *Q* (фактор добротности), равные 5000 для верхней и 1500 для нижней мантии [198]. Для *S* волн в верхней мантии получены значения *Q* порядка 4000 [397, 398]. Столь высокие значения фактора добротности для верхней мантии по сравнению с соответствующими значениями для Земли свидетельствуют о том, что вещество верхней мантии Луны имеет температуру гораздо ниже солидуса и не содержит рассеянных включений расплава или летучих [559]. Значение *Q* 1500 для *P* волн в нижней мантии в еще большей степени превышает земные стандарты [151]. Эти свойства вещества лунных недр, а также распространение лунотрясений вплоть до глубин 950 км позволяют с уверенностью предположить, что нижняя мантия на этой глубине не содержит интерстициальной расплавленной фазы, а также свободной воды.

Нормальное распространение *P* волн наблюдается на глубинах по меньшей мере до 1400 км, но прохождение *S* волн в этой области не обнаруживается. Поэтому интервал глубин от 1000 до 1400 км надо считать областью сильного поглоще-

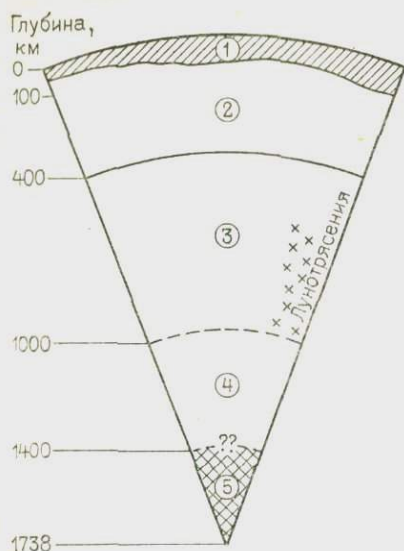


Рис. 10.2. Внутреннее строение Луны, по данным Накамуры [396—398] и Гоинса [198].

1 — кора (V_p 6—8 км/с); 2 — верхняя мантия (V_p 8,0 км/с, V_s 4—6 км/с, σ 0,25, Q_p 5000; Q_s 400, ρ 3,30 г/см³); 3 — нижняя мантия (V_p 7,19 км/с, V_s 4,0 км/с, σ 0,35, Q 1500, ρ 3,49 г/см³); 4 — сильное затухание S волн, лунотрясений нет; 5 — ядро ($V_p \sim 4,5$ км/с)

распространение P волн. Масса возможного металлического ядра такого размера должна быть меньше 2 % от массы Луны. На малое количество металла указывают и результаты магнитных измерений [626].

На рис. 10.2 представлено внутреннее строение Луны по результатам сейсмических исследований.

Некоторые факторы, ограничивающие распределение плотности Луны

Средняя плотность Луны $3,344 \pm 0,0002$ г·см⁻³ [77], что очень близко к плотности верхней мантии Земли. Такое совпадение, конечно, может быть случайным. Но, с другой стороны, оно может иметь глубокий генетический смысл. Основания для такого вывода будут рассмотрены в главах 11 и 12.

Оценки относительного момента инерции (I/MR^2), вычисленные в последние годы, показывают их хорошую сходимость. Получены следующие значения: $0,392 \pm 0,003$ [519], $0,391 \pm 0,002$ [89] и $0,3931 \pm 0,0021$ [77]. Таким образом, в настоящее время в качестве наиболее достоверного можно принять значение

ния S волн. Предполагается [398], что причиной этого является частичное плавление. Однако такое объяснение не единственное. Андерсон (частное сообщение) утверждает, что поглощение может быть вызвано процессами, не связанными с частичным плавлением.

Накамура с сотрудниками [396] полагают, что существует ядро с минимальным радиусом 170 км и низкой скоростью распространения продольных сейсмических волн ($3,7 \div 5,1$ км·с⁻¹). Они подчеркивают, что такое предположение пока весьма гипотетично, так как оно основывается на анализе сигналов только одного падения метеорита на обратную сторону Луны [396, 398]. Важно отметить, однако, что максимальный радиус возможного ядра Луны составляет около 350 км, по крайней мере до этой глубины наблюдается нормальное

$0,392 \pm 0,002$. Так как относительный момент инерции сферы с одинаковой во всех точках плотностью равен 0,4 полученное для Луны значение указывает на заметное увеличение плотности лунного вещества с глубиной.

Средняя мощность коры Луны оценена в 60 км [299], 70 км [77] и 75 км [292], а средняя плотность — от 2,86 до $3,07 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$. Плотность и мощность коры зависят одна от другой — из условий изостатического равновесия вытекает, что высокая средняя плотность коры требует большей ее средней мощности. Однако независимое определение каждой из этих величин осложняется наличием пористости в породах лунной коры. Об этом говорят наблюдения за скоростью прохождения сейсмических волн, которая в коре ниже, чем должно быть для пород такого минерального состава. Это несомненно для верхних частей коры (см. рис. 10.1), а в меньшей степени характерно и для нижней коры [349]. Степень пористости, вероятно, зависит также от термической истории и потока тепла. Возможно, что средняя пористость мощной коры обратной стороны Луны заметно больше, чем видимой, где распространенность радиоактивных элементов несколько более высокая. Это должно вести к более высоким температурам под поверхностью, что сопровождается уплотнением и потерей пористости на небольших глубинах. Другим осложнением являются региональные вариации химического состава [511], которые должны сопровождаться изменениями плотности.

Автор книги считает, что значение $3,07 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ для средней плотности коры, по-видимому, слишком высоко, так как не учитывает поправку на пористость, а нижняя граница $2,86 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$, очевидно, слишком низка — ее нельзя согласовать с петрологическими данными. Вероятнее всего, средняя плотность коры находится между $2,9$ и $3,0 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$.

Если принять, что средняя мощность коры 70 км, плотность $2,95 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$, а более глубокие области Луны однородны, то относительный момент инерции такой модели Луны будет 0,396 и плотность однородных недр ее $3,40 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$. Если же допустить еще существование железного ядра с максимальным радиусом, допустимым по сейсмическим данным (350 км), то относительный момент инерции будет 0,393, а плотность однородной мантии Луны $3,35 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$. Таким образом, значение относительного момента инерции в такой модели хорошо согласуется с наблюдениями. Но если в Луне нет ядра, то плотность мантии должна существенно возрастать с глубиной. Так как влияние термического расширения и сжатия под давлением внутри Луны почти компенсируют друг друга [299], в модели без металлического ядра мантия должна быть неоднородной. Если мы принимаем модель Луны состоящей из двухслойной мантии и коры (см. рис. 10.2), то рассчитанная средняя плотность и момент инерции соответствовали бы наблюдаемым при средней

плотности верхней мантии (70—400 км) $3,30 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$, а нижней мантии (ниже 400 км) $3,49 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$.

Распределение скоростей сейсмических волн (см. рис. 10.1) говорит в пользу второй, неоднородной модели. Наблюдаемое существенное понижение скоростей с глубиной, скачкообразное или постепенное, слишком велико, чтобы можно было объяснить его влиянием приемлемых градиентов температуры [198]. Кроме того, высокое значение Q и лунотрясения на глубине 1000 км не допускают частичного плавления в этой области нижней мантии. Поэтому нельзя объяснить понижения скоростей распространения сейсмических волн на глубине от 400 до 1000 км частичным плавлением [151]. Большая разница в значениях отношения Пуассона для верхней и нижней мантии тоже может служить указанием на химическую и петрологическую зональность. С другой стороны, это могло быть вызвано высокими температурами в этой части мантии Луны (Лансез, частное сообщение).

Уменьшение скоростей распространения сейсмических волн с глубиной в сочетании с ростом плотности можно объяснить только тем, что содержание железа в нижней мантии значительно выше, чем в верхней. Некоторый вклад в понижение скоростей сейсмических волн может дать также увеличение отношения пироксен — оливин с глубиной (см. раздел 10.3). Следует также заметить, что фазовый переход в ассоциации более плотных минералов с образованием граната [482] непременно вызовет *увеличение* скоростей с глубиной в однородной мантии (при условии что нижняя мантия содержит хотя бы небольшое количество, например 4 %, окиси алюминия, что представляется вполне вероятным).

Мы приходим к выводу, что мантия Луны, возможно, неоднородна в химическом отношении и что содержание железа (предположительно в виде FeO) в нижней мантии больше, чем в верхней. К этому выводу пришли также Каула, Накамура и Гоинс с соавторами [198, 299, 396]. Тем не менее только на основе физических соображений нельзя окончательно отрицать наличие очень небольшого металлического ядра, составляющего менее 2 % от массы Луны и имеющего менее 200 км. В конце концов небольшое ядро такого типа нужно для объяснения намагниченности лунных пород [496], хотя геохимические доводы не поддерживают предположения о существовании ядра в Луне (раздел 11.6).

10.2. СИСТЕМА КОРА—ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ ЛУНЫ

Лунная кора представлена двумя главными петрологическими провинциями — анортозитовыми материками и базальтовыми морями. Хотя моря занимают большую площадь на видимой стороне Луны, средняя мощность базальтов в них сов-

сем невелика, а их общий объем составляет всего 1 % лунной коры или даже меньше [239].

В верхних частях коры лунных материков преобладают породы, сложенные серией брекчий, по составу отвечающих аноктозитовым габбро¹, габбро-аноктозитам и аноктозитам. Венке с сотрудниками [600, 601] показали, что после небольших поправок на присутствие крипового компонента и метеоритного сплава никель — железо состав материковых брекчий рас-

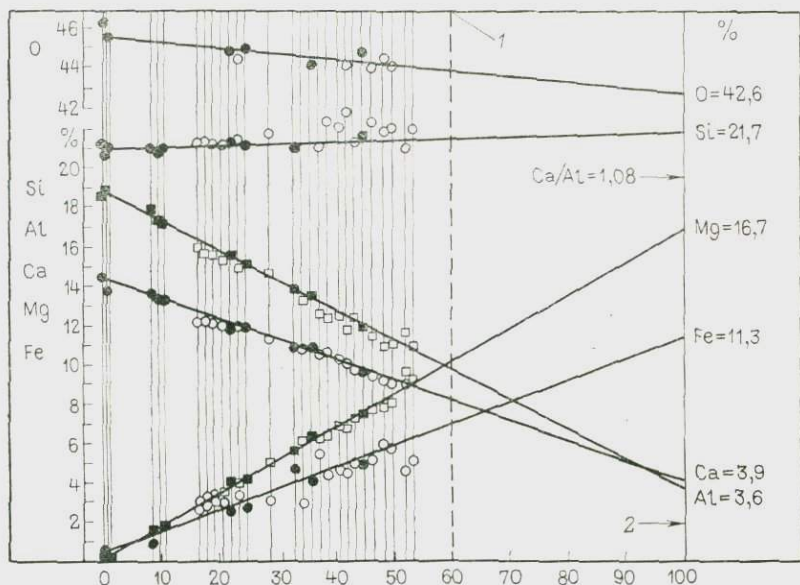


Рис. 10.3. Диаграмма Венке [602], показывающая, что материковые породы состоят из смеси двух компонентов — чистого аноктозита и «первичного» компонента. Венке предполагает, что «первичный» компонент представлен веществом, участвовавшим в аккреции Луны, однако автор считает, что «первичным» компонентом является первичная магма, из которой выкристаллизовались аноктозитовые кумулаты.

1 — исходная магма лунной коры (9,8 % Al); 2 — первичный компонент (расчетный)

полагается на четкой линии смешения с чистым аноктозитом в качестве конечного компонента (рис. 10.3). Соотношения различных компонентов в материковых брекчиях изучали Тейлор и Якеш [553], а также Тейлор и Бенс [552], которые использовали для оценки среднего состава верхнего слоя лунных материков данные по составу брекчий совместно с результатами орбитальных рентгено-флуоресцентных и гамма-спектральных

¹ Мы сохранили в переводе американскую терминологию, которая практически используется во всех работах по петрологии Луны; согласно книге «Классификация и номенклатура магматических горных пород» (М.: Недра, 1981), этим названиям эквивалентен термин «лейкогаббро». — Прим. ред.

анализов распространенности в породах поверхности Луны Ca, Al и Th (табл. 10.1). Этот состав соответствует анортозитовому габбро. Следует отметить высокое отношение $MgO/(MgO + FeO)$ и существенное содержание хрома. Эти особенности химического состава материковых брекчий рассматриваются как признаки того, что вещество коры лунных материков содержит значительные количества «примитивного» компонента и не прошло стадию *экстенсивной* фракционной кристаллизации, что привело бы к более низкому среднему отношению $MgO/(MgO + FeO)$ и более низкому среднему содержанию хрома [553, 591,

Таблица 10.1

Расчет состава базальтовой магмы, насыщенной плагиоклазом и оливином, которая могла быть первичной для образования лунной коры

Компонент	Средний состав верхней коры [553]	Состав первичной магмы лунной коры. Данные получены после вычитания 57 % плагиоклаза An_{95}
SiO ₂	44,8	47,3
TiO ₂	0,55	0,88
Al ₂ O ₃	24,6	18,4
Cr ₂ O ₃	0,1	0,13
FeO	6,6	9,4
MgO	8,6	12,3
CaO	14,2	11,3
Na ₂ O	0,45	0,16
MgO		
(MgO + FeO)	0,70	0,70

601, 602]. Однако надо отметить, что это заключение относится только к *среднему* составу лунной коры. Орбитальными исследованиями [68, 75, 380] установлена значительная региональная химическая неоднородность лунных материков. Неоднородность может свидетельствовать о широком проявлении процессов магматического фракционирования. Для некоторых элементов существует четкая корреляция химической неоднородности с мощностью коры [380, 511].

На Земле анортозитовые породы часто образуются при кристаллизации крупных стратиформных интрузивов базальтовой магмы, например, комплексы Бушвельд и Стилутер [266]. В этих комплексах тяже-

лые кристаллы оливина и пироксена погрузились во время кристаллизации магм с образованием мощных базальтовых слоев, тогда как плагиоклаз, плотность которого близка к плотности исходной магмы, образует скопления в верхних слоях, покрывающих базальные и мафические кумулаты. Общепринято считать, что анортозитовая серия лунной коры образовалась аналогичным образом из огромного океана основной или ультраосновной магмы [591, 628, 629]. Поскольку, однако, в лунной магме соответствующего состава плагиоклаз *всплывает* [589], а в основных магмах Земли тонет [266], то сегрегация плагиоклаза с образованием толстого слоя, возможно, была сравнительно более эффективной на Луне. Вероятно, первоначально образовалась правильная расслоенная структура. Однако в приповерхностных частях Луны эта структура разрушилась в результате последующей интенсивной бомбардировки метеори-

тами, что вызвало глобальное вертикальное перемешивание материала.

Лунные анортозитовые породы, близкие по составу к среднему составу верхних частей лунной коры (см. табл. 10.1), характеризуются при давлениях порядка 5—10 кбар значениями скорости продольных сейсмических волн, равными 6,7—6,9 км·с⁻¹ [596]. Эти значения совпадают со скоростями сейсмических волн в нижней коре (6,8 км·с⁻¹). Такое соответствие многими интерпретировалось как свидетельство того, что вся кора Луны имеет такой же состав, как и средний состав ее вблизи поверхности [552].

Такой вывод, однако, неприемлем. Либерман и Рингвуд [349] определили скорость распространения продольных сейсмических волн в чистом анортозите и, используя данные о скорости в других минералах, установили, что для габбро-анортозитов, не имеющих пор, содержащих 69 % плагиоклаза (An₉₅) и характеризующихся соотношением железо-магнезиальных минералов: ортопироксен > оливин ≫ клинопироксен ≫ ильменит (среднее отношение MgO/(MgO+FeO) = 0,72) [552], — скорость продольных волн V_p должна быть 7,4 км·с⁻¹. Аналогичные расчеты показали, что для лунного габбро¹ (40 % плагиоклаза An₉₅, 50 % ортопироксена, 10 % оливина) скорость продольных волн $V_p = 7,5$ км·с⁻¹. Эти результаты свидетельствуют, во-первых, о том, что на скорость распространения продольных волн не влияют значительные вариации относительного содержания плагиоклаза и пироксена в интервале составов от габбро-анортозитов и анортозитового габбро до габбро на Луне. Во-вторых, характерные для пород скорости (7,4—7,5 км·с⁻¹) существенно выше скоростей (6,7—6,8 км·с⁻¹) в нижней коре. Расхождение обусловлено, вероятнее всего, нарушениями и микротрещинами в породах нижней коры, вызванными ударными явлениями, которые связаны с падениями крупных метеоритов и образованием кратеров. Поэтому наблюдаемые скорости распространения сейсмических волн не подтверждают вывода о том, что нижняя кора Луны состоит из габбро-анортозитов. Принципиальная неоднозначность при сопоставлении скоростей распространения сейсмических волн с составом пород позволяет в равной степени считать, что нижняя кора Луны состоит из меланократового габбро с 40 % и даже меньшим содержанием анортита. В этом случае валовой состав всей коры может быть эквивалентен составу обычного габбро (базальту), содержащему около 50 % плагиоклаза и 18 % Al₂O₃. Такую интерпретацию можно согласовать с гипотезой, что кора представляет собой продукт кристаллизации первичной габбровой магмы, образовавшейся в результате частичного плавления

¹ В соответствии с принятой в СССР терминологией эти породы должны быть названы оливниновыми габбро-норитами и оливниновыми норитами.—
Прим. ред.

верхней мантии Луны. В период кристаллизации исходной магмы произошло «отмучивание» некоторого количества плагиоклаза, что привело к относительному обогащению этим минералом верхней коры и соответствующему обеднению нижней по сравнению с первоначальным составом исходной магмы [350].

Аналогичное поведение наблюдается в основных расслоенных интрузивах Земли. Вероятно, то же самое должно было произойти и на Луне. Имея в виду глубокую общую дифференциацию, в результате которой образовалась вся кора Луны, было бы странным считать, что дифференциация с существенным обогащением плагиоклазом верхних 20—30 км не продолжалась в пределах самой лунной коры.

Зональную модель коры подтверждают исследования глубин формирования главных типов пород коры. Райдер и Вуд [498] указали, что породы, выносимые на поверхность при самых больших и наиболее глубоко проникающих ударах метеоритов, содержат обычно гораздо меньше нормативного плагиоклаза, чем анортозитовые породы, распространенные на поверхности. Эти авторы предложили модель Луны, в которой доля плагиоклаза относительно железомagneзиальных минералов уменьшается с глубиной в коре. Аналогичную модель предложил Шарет [133]. Химический состав коры согласно этим моделям очень близок к составу, полученному совсем иным методом в следующем разделе книги¹.

Природа первичной магмы лунной коры

Обычно считают, что формирование лунной коры включало процессы крупномасштабного плавления и дифференциации, которые захватили внешнюю зону Луны мощностью в несколько сот километров [591, 628]. Эти процессы протекали $4,4 \cdot 10^9$ — $4,6 \cdot 10^9$ лет назад, во время или вскоре после формирования Луны [557]. Возможно, что внешний слой мощностью около 400 км расплавился целиком, в результате чего образовалась

¹ Тейлор [549] считает, что последующее многократное перемешивание в процессах кратерообразования, возможно, привело к гомогенизации первоначально неоднородной лунной коры. Однако это кажется невероятным, если принять во внимание сильную латеральную неоднородность состава материковой коры, как это следует из орбитальных данных [30, 379]. Вполне возможно, что вещество верхнего слоя коры мощностью около 10 км неоднократно перемешивалось в результате бомбардировки метеоритами, образующими кратеры диаметром 50—100 км, которыми насыщена поверхность материков. Но первичные глубины кратеров, представленных гораздо более редкими крупными кольцевыми бассейнами (радиус > 200 км), и степень перемешивания вещества, вызванная этими событиями, недостаточно хорошо известны. Хид [240] считает, что максимальная глубина, с которой выбрасывался на поверхность материал, составляла всего 20 км. Детальное моделирование методом Монте Карло истории кратерообразования на Луне [250] показало, что в процессе бомбардировки, достаточной для образования всех наблюдаемых на материках кратеров, лишь менее 5 % лунной поверхности могло быть переработано до глубины 15 км.

ультраосновная исходная магма [591]. Однако анализ возможных источников энергии и теплового баланса, а также учет большого температурного интервала между ликвидусом и солидусом [475] приводит к выводу о большей вероятности частичного (например на 20—30 %) плавления во внешних частях Луны. В результате этого мог образоваться слой магмы базальтового состава (исходной для лунной коры), который подстилался мощной зоной остаточных, тугоплавких железо-магнезиальных минералов. В случае полного расплавления внешней части Луны, при котором образуется ультраосновная магма, для повышения содержания Al_2O_3 в остаточном расплаве до 17—19 %, которое необходимо для осаждения плагиоклаза, требуется фракционирование значительных количеств оливина + пироксена [475]. В этом случае к началу образования верхней, богатой плагиоклазом лунной коры исходная магма должна была иметь основной (или базальтовый) состав. Шонфельд [510] и другие авторы отмечают, что состав верхней части лунной коры можно рассматривать как смесь кумулятивных кристаллов плагиоклаза и захваченной первичной габбровой магмы, из которой кристаллизовался плагиоклаз. Это простая и привлекательная концепция. Высокое отношение $MgO/(MgO + FeO)$ и содержание хрома в лунной коре указывают на то, что исходный основной расплав не претерпел существенной эволюции путем фракционной кристаллизации, прежде чем он был захвачен плагиоклазовым кумулятом.

Т а б л и ц а 10.2

Сопоставление составов базальтовой магмы, из которой могла образоваться лунная кора, и типичного примитивного океанического толента Земли после частичной потери им летучих соединений

Компонент	I	II	III **
	Примитивный океанический толент Земли *	Первичная магма лунной коры	Данные графы I минус (7 % SiO_2 + 1,8 % Na_2O)**
SiO_2	50,3	47,3	47,5
TiO_2	0,7	0,9	0,8
Al_2O_3	16,6	18,4	18,2
FeO	8,0	9,4	8,8
MgO	10,2	12,3	11,2
CaO	13,2	11,3	14,5
Na_2O	2,0	0,2	0,2
$MgO/(MgO + FeO)$	0,69	0,70	0,69
ΣРЗЭ	~9	~10	~10
Хондриты			

* Образец DSDP 3—18, по Фрею [181].

** Эквивалент 14 % общего содержания SiO_2 и 90 % Na_2O в составе, приведенном в графе I.

Экспериментальные данные для лунных габбро-анортозитовых составов при низких давлениях (< 5 кбар) показывают, что из этих расплавов первым в широком интервале температур кристаллизуется плагиоклаз, и лишь потом к нему присоединяется котектический оливин и (или) пироксен [307]. Котектический расплав в целом имеет базальтовый состав. Для лунной коры мы можем получить состав исходной базальтовой магмы, вычитая из среднего состава верхней части коры (см. табл. 10.1) количество плагиоклаза (Ap_{95}), достаточное, чтобы остаточный расплав оказался одновременно насыщенным плагиоклазом и железомagneзиальным минералом (оливином, пироксеном). Такой состав был определен экспериментально (см. табл. 10.1). Ликвидусными фазами на котектике при атмосферном давлении являются плагиоклаз ($Ap \sim 95$) и оливин (F_{88}). Автор считает, что этот состав близок к составу магмы, из которой образовалась кора Луны, и отвечает среднему составу всей лунной коры. Этот расплав поэтому может иметь принципиальное значение как по количеству, так и по петрогенетической роли.

Интересно сравнить состав такой магмы с составом примитивных океанических толентов Земли — наиболее распространенным типом пород, изверженных на земную поверхность (табл. 10.2). Известно, что лунные базальты обеднены летучими элементами по сравнению с земными базальтами. Из главных элементов, приведенных в графе I (см. табл. 10.2), наиболее летучи Na и Si [218]. В графе II той же таблицы приведен состав, полученный путем вычитания 14 % SiO_2 и 90 % Na_2O из состава графы I. Мы видим, что состав модифицированных толентов очень близок к составу лунной магмы, из которой образовались лунные материка.¹

Сходство между исходной магмой лунной коры и океаническими толентами Земли после вычитания из них летучих распространяется также на такие важные рассеянные элементы, как редкоземельные. Хабард рассчитал [255] распространенность РЗЭ в первичной базальтовой магме, из которой кристаллизовался анортозит 15415; в расчетах использовались экспериментально полученные коэффициенты распределения между плагиоклазом и расплавом. Оказалось, что в исходном расплаве относительная распространенность РЗЭ близка к хондритовой, но их абсолютное содержание в 10 раз больше (рис. 10.4). Эта картина напоминает многие примитивные земные толенты, в том числе образец, химический состав которого приведен в табл. 10.2 Хабард [255] показал также, что другие лунные анортозиты

¹ Более высокое содержание Cr_2O_3 в первичной магме лунной коры (0,13 %) по сравнению с земными толентами (0,05 % Cr_2O_3) можно объяснить влиянием различной летучести кислорода на распределение хрома между магмой и остаточными оливинами и пироксенами.

с низким содержанием К, обладающие положительными аномалиями Eu, кристаллизовались из первичных расплавов в общем с такой же распространенностью РЗЭ. Аналогичные результаты получили Лаул, Мак-Колум и другие авторы [337, 362].

Близкое сходство распространенности главных элементов и РЗЭ между наиболее распространенным типом первичной базальтовой магмы Луны и наиболее распространенным классом примитивной базальтовой Земли (необходима только частичная потеря двух наиболее летучих компонентов — Na_2O и SiO_2) имеет огромное генетическое значение. Впоследствии мы вернемся к этому вопросу.

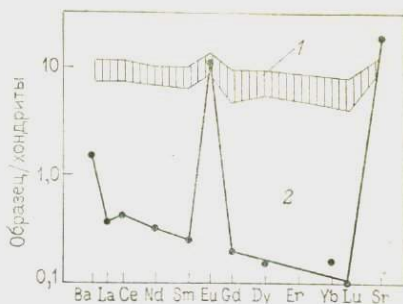


Рис. 10.4. Рассчитанная распространенность редкоземельных элементов в первичном (базальтовом) расплаве (1), из которого, как предполагается, кристаллизовался лунный анортозит 15415 (2) [255]

Гипотезы «первичного вещества» Венке

Венке с сотрудниками [600—602, 597, 599] предложил альтернативное объяснение геохимии лунных материков, которое по существу очень близко описанному нами. На основе данных, приведенных на рис. 10.3, они показали, что состав пород лунных материков можно истолковать как результат смешивания двух компонентов, из которых один состоит из чистого анортозита, а другой представляет собой «первичное вещество», сравнительно богатое Mg и Sr.

Состав этого вещества был получен экстраполяцией линий смешения на рис. 10.3 до состава с хондритовым отношением $\text{Ca}/\text{Al}=1,08$. В последующем более тщательном исследовании на основе такого же подхода Венке [597] предпочел использовать для этой цели отношение Al/Sc . Полученный таким образом состав обладал хондритовыми отношениями Ca/Al и Mg/Cr , а отношение Mg/Si было ниже, чем в хондритах. Кроме того Венке [599] показал хорошую корреляцию содержаний Ni и Mg в изученных им материковых породах.

Учитывая эти и другие геохимические особенности, Венке и другие исследователи считают, что второй компонент на рис. 10.3 представляет собой в значительной части «первичное вещество», поступавшее на Луну в завершающие этапы процесса аккреции после ранней дифференциации, в результате которой образовалась верхняя анортозитовая кора. Это первичное вещество смешивалось с анортозитовым веществом коры в ударных процессах, что и объясняет химические закономерности,

показанные на рис. 10.3. В соответствии с интерпретацией Венке состав этого первичного вещества должен отвечать составу всей Луны.

В последних работах Венке [597, 599] признал, что эту простую модель следует пересмотреть, чтобы объяснить, почему отношение Mg/Si получается меньше, чем в хондритах. Он полагает, что во время ранней главной дифференциации, которая привела к образованию коры, большое количество оливина отделилось от исходной магмы и вошло в состав мантии Луны. Чтобы получить истинный состав первичного вещества надо внести поправку на примесь оливина. Если это сделать, то для первичного вещества, состав которого дан в табл. 10.5, получится хондритовое отношение Mg/Si .

Новая интерпретация Венке геохимии лунных материков очень близка к интерпретации автора, рассмотренной в предыдущем разделе. В частности, она приводит к аналогичной оценке общего состава Луны (см. табл. 10.5). Одинаковыми оказываются и следствия, важные для понимания происхождения Луны (главы 11 и 12).

Обе модели не исключают одна другую. Я предпочитаю интерпретацию геохимии материковых пород, приведенную в предыдущем разделе, из-за ее простоты и малого числа предположений. Поэтому последующий анализ петрологической и геохимической эволюции Луны основывается на модели Рингвуда [476]. Однако большая часть положений может быть легко согласована со схемой Венке.

Верхняя мантия Луны

Состав первичной магмы, из которой образовалась лунная кора, приведен в табл. 10.1. Оливин (Fe_{88}) с плагиоклазом кристаллизуются одновременно на ликвидусе при температуре $1250^\circ C$ (в вакууме). Отсутствие отрицательной европиевой аномалии (см. рис. 10.4) указывает на то, что остаточное вещество в области рождения магмы не содержит плагиоклаза и что после сегрегации магмы не выделилось значительных его количеств. Оливин, однако, остается на ликвидусе до давления 7 кбар [307] и, вероятно, входит в состав остаточных фаз в области рождения магм. Поэтому возможно, что состав первичной магмы, из которой образовалась лунная кора, несколько изменился за счет кристаллизации оливина на сравнительно небольших глубинах и что она была богаче нормативным оливином, чем ее состав, приводимый в табл. 10.1.

Первичная магма лунной коры возникла, вероятно, при частичном плавлении внешнего слоя Луны на глубину в несколько сотен километров. После отделения от остаточных фаз сформировался огромный «океан» первичной магмы, из которой оливин осаждался до тех пор, пока не наступило насыщение плагио-

клязом. Весьма возможно, что поэтому в нижней части коры находится слой оливиновых кумулатов (рис. 10.5).

Если первичная магма лунной коры отделялась от остаточных тугоплавких железомagneзиальных фаз при давлениях ниже 7 кбар (150 км), то, согласно экспериментальным фазовым равновесиям, остаточная фаза должна состоять из оливина (Fe_{88}). Предварительные опыты показали, что при таком давлении и некотором понижении температуры к оливину присоединяется ортопироксен [307]. Для модели первичной магмы лунной коры, содержащей дополнительное ($> 10\%$) количество нормативного оливина, чем в составе, приведенном в табл. 10.1, оливин остается на ликвидусе до давлений 15 кбар и сопровождается глиноземистым ортопироксеном с высоким содержанием Al_2O_3 , который кристаллизуется в широком интервале давлений. Это предполагает, что остаточные тугоплавкие фазы в области формирования исходной магмы для лунной коры после ее отделения представлены оливином или оливином и ортопироксеном.

В первичной для лунной коры магме отношение CaO/Al_2O_3 равно 0,61, что существенно меньше отношения в хондритах, где оно равно 0,8. Если в области формирования расплава отношение CaO/Al_2O_3 близко к хондритовому, как это предполагалось на основе данных по относительной распространенности $P3Э$, которая близка к хондритовой (см. рис. 10.4), то остаточные фазы после генерации магмы должны иметь высокое общее отношение CaO/Al_2O_3 . Однако в составе ортопироксена, который выделяется из исходной для лунной коры магмы, и в составе смеси исходной магмы и оливина отношения CaO/Al_2O_3 меньше 0,4. Присутствие ортопироксена в числе остаточных фаз должно еще больше увеличивать это расхождение с отношением

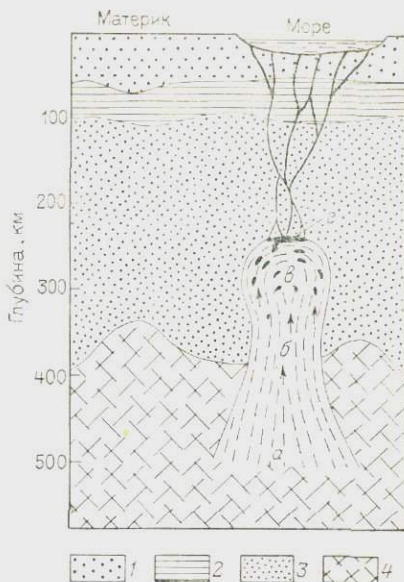


Рис. 10.5. Строение Луны по данным петрологических исследований происхождения материковых пород и морских базальтов с низким содержанием Ti . В значениях плотности P и скорости распространения V сейсмических волн внесены небольшие поправки для учета влияния высоких P и T в недрах Луны.

1 — кора, анортозитовое габбро 25% Al_2O_3 , меланократовое габбро 11% Al_2O_3 , v 6—8 км/с; 2 — кумулаты оливина Fe_{88} , v 8—11 км/с; 3 — зона тугоплавких остатков, дунит Fe_{88-90} , v_p 8 км/с, ρ_0 3,29; 4 — первичный оливиновый пироксенит $MgO/(MgO + FeO) = 0,75$, $\rho_0 = 3,46$

$\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в хондритах. Поэтому вряд ли ортопироксен является главной остаточной фазой рождения магмы. С другой стороны, оливин с 0,4—0,5 % CaO , но не содержащий Al_2O_3 , который является обязательной остаточной фазой, должен сдвигать отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в желаемом направлении. Однако количество этого эффекта оказывается недостаточным.

Если метасоритное отношение характеризует всю систему, из которой образовалась лунная кора, то в исходной области должны оставаться большие количества клинопироксена, для которого $\text{CaO} \gg \text{Al}_2\text{O}_3$. Хотя окончательно исключить такую возможность нельзя, она представляется невозможной в свете имеющихся данных о фазовых равновесиях.

Автор считает вероятным, что остаточный тугоплавкий компонент в лунной мантии после выделения первичной магмы, из которой образовалась лунная кора, состоит из чистого дунита, подобного по составу оливину, находящемуся в равновесии с исходной магмой (Fo_{88} , 0,5 % CaO) или содержащему несколько больше магния. Если мы предположим, что исходная для лунной коры магма возникает при плавлении 25 % исходного вещества (что сравнимо с наиболее примитивными океаническими толеитами в земной мантии), то отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ для всей системы (расплав плюс остаточная твердая фаза) было бы равно 0,70, что не так уже значительно меньше 0,8 — отношения в хондритах. Вся система содержала бы 4,6 % Al_2O_3 .

Средний состав лунной коры и верхней мантии, выведенный на основе высказанных предположений, приведен в табл. 10.5, графа II. Видно, что он довольно близок к пиролитовому составу верхней мантии Земли. Главные различия заключаются в более низком содержании SiO_2 на Луне, что указывает на более высокое отношение оливин/пироксен, а также более низкое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$.

Плотность дунитовой (Fo_{88}) верхней мантии Луны на глубине 100 км и при соответствующей температуре около 600 °C [304] составляет, возможно, 3,29 г·см⁻³, тогда как скорость продольных сейсмических волн на этой глубине 8,1 км·с⁻¹ [87]. Эти оценки, опирающиеся на петрологические соображения почти, полностью совпадают с соответствующими значениями для верхней мантии Луны, полученными независимыми физическими методами (см. рис. 10.2). Такое соответствие является очень убедительным аргументом в пользу реальности изложенных соображений.

10.3. МОРСКИЕ БАЗАЛТЫ И НИЖНЯЯ МАНТИЯ

Петрогенезис

Один из наиболее значительных результатов исследований по проекту «Аполлон» заключается в демонстрации того, что лунные моря состоят из пород, весьма напоминающих земные

базальты¹. Более того, мы уже видели в разделе 10.2, что лунная кора в конечном счете произошла путем дифференциации из исходного магматического океана, по составу отвечающего базальтам. За последние годы достигнут значительный прогресс в понимании происхождения базальтовых пород Земли. Теперь всеми принято, что базальты образовались в результате частичного плавления ультраосновного вещества (пиrolита) в земной мантии. Разнообразие составов базальтов объясняли прежде всего различной степенью частичного плавления исходного вещества, глубиной плавления и последующей историей кристаллизации во время подъема к поверхности. Для определения природы исходного вещества базальтов Земли были с успехом проведены исследования поведения этих базальтов при кристаллизации в условиях высоких давлений и высоких температур с использованием методов экспериментальной петрологии [208, 213, 473].

Чтобы понять происхождение лунных базальтов, естественно попытаться привлечь представления о процессах, разработанных при анализе петрогенеза земных базальтов, а также использовать экспериментальные методы для выяснения природы вещества, исходного для лунных базальтов.

Согласно ранним гипотезам происхождения морских базальтов, основанным на экспериментальных данных, предполагалось, что все группы морских базальтов Луны образовались в результате различной степени частичного плавления вещества типа обычного оливнинового пироксенита на глубине 150—500 км [482]. На основе этой простой одностадийной гипотезы удалось адекватно объяснить основные особенности химии морских базальтов и первичного для них вещества, но более тонкие геохимические особенности морских базальтов с высоким и низким содержанием титана, например относительная распространенность РЗЭ, европиевые аномалии, содержание TiO_2 и изотопные соотношения, не укладываются в эту систему.

Чтобы справиться с этими трудностями, была разработана вторая группа гипотез [509], согласно которым морские базальты могли образоваться в результате повторного плавления химически и минералогически неоднородных кумулатов, представленных различной пропорцией оливина, пироксена и ильменита, которые сформировались во время ранней дифференциации Луны около $4,4 \cdot 10^9$ — $7,6 \cdot 10^9$ лет тому назад в качестве комплементарных богатой плагиоклазом коре. В частности предполагалось [592], что базальты с низким содержанием титана образовались при частичном плавлении ранних кумулатов оли-

¹ Это впервые было показано А. П. Виноградовым (Геохимия, 1966, № 8, с. 891—899) — на основании результатов орбитальной гамма-съемки лунной поверхности, выполненной в 1966 году советской автоматической станцией Луна-10.— *Прим. ред.*

вина и пироксена на значительной глубине (200—400 км), а базальты с высоким содержанием титана — при частичном плавлении зоны поздней стадии кумулатов оливина, пироксена и ильменита на сравнительно небольшой глубине (около 100 км). Такая гипотеза объясняет, в принципе, некоторые важные геохимические особенности морских базальтов Луны, например различное содержание TiO_2 , их двустадийную историю, необходимую для объяснения изотопных соотношений $Sm-Nd$ и $Pb-U$, а также аномалии Eu . Однако эта гипотеза все же наталкивается на ряд роковых затруднений. Например, она не может объяснить тот факт, что наименее фракционированные базальты с высоким и низким содержанием титана имеют одинаковые содержания хрома и одинаковые отношения $MgO/(MgO+FeO)$. Эти и другие недостатки рассмотрены в работах Рингвуда и Кессона [475, 483]. Более подробно этот вопрос обсуждается в разделе 10.4.

Несмотря на то что гипотеза повторного плавления кумулатов неприемлема в ее современном виде, с ее помощью удалось объяснить некоторые важные особенности распределения микроэлементов и изотопной геохимии морских базальтов. Это несомненно свидетельствует о том, что некоторые типы процессов, в которые повторно вовлекаются ранние кумулаты, имели значение в петрогенезисе морских базальтов. Это позволяет сочетать наиболее привлекательные аспекты одностадийной гипотезы дифференциации однородного первичного вещества и гипотезы повторного плавления кумулатов.

Хабард и Майнер [257] отмечают, что большинство возражений против обеих групп гипотез можно было бы устранить или уменьшить, если рассматривать морские базальты Луны как гибридные магмы, образовавшиеся при взаимодействии между ранними ($4,4-4,6 \cdot 10^9$ лет) кумулатами и более поздними ($3,0-4,0 \cdot 10^9$ лет) расплавами, возникающими путем частичного плавления первичного вещества глубоких недр Луны. Кессон и Рингвуд [307] несколько видоизменили эту гипотезу, чтобы избежать некоторых недостатков модели Хабарда—Майнера.

Рингвуд и Кессон [483] исходили из широко распространенного мнения, что во время формирования или вскоре после него внешние области Луны (до глубины в несколько сотен километров) подверглись плавлению и дифференциации, тогда как более глубокое первичное вещество оставалось на этой стадии нерасплавленным. Из-за радиоактивного разогрева температура этой области стала повышаться. Экспериментальные исследования [475] показали, что градиент температур в кумулатах был гораздо выше адиабатического градиента, и поэтому эта область оказалась неустойчивой в конвекционном отношении. Кроме того неустойчивость зоны кумулатов усиливалась за счет обычного эффекта фракционирования, которое привело к обогащению более поздних кумулатов железом и титаном, а поэтому и к по-

вышению их плотности. Появление нескольких процентов интерстициального расплава в этом твердом веществе должно было понизить вязкость. Таким образом, слой кумулата в верхней мантии Луны находился в состоянии высокой гравитационной неустойчивости и конвективное перемешивание было неизбежно. В результате вещество, претерпевшее значительное фракционирование и сложенное кумулативными минералами, поступало на глубину, перемешиваясь с первичным недифференцированным

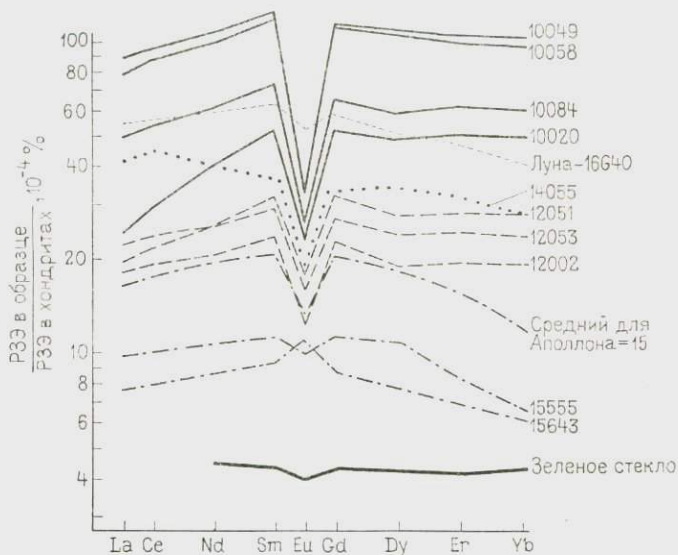


Рис. 10.6. Распространенность редких земель в представительной серии образцов морских базальтов. Образцы 10049, 10058, 10084 и 10020 с высоким содержанием Ti, остальные — с низким содержанием Ti

веществом в процессах ассимиляции и гибридизации. Считается, что морские базальты образовались в результате последующего частичного плавления такого контаминированного вещества.

Главный смысл этой гипотезы в том, что базальты с высоким содержанием Ti произошли из более контаминированных (или гибридных) локальных участков, чем базальты с низким содержанием титана. Хотя бедные титаном базальты и содержат небольшое количество компонента, являющегося продуктом раннего ($4,4 \cdot 10^9$ — $4,6 \cdot 10^9$ лет назад) процесса дифференциации (его присутствие имеет принципиальное значение), тем не менее основная их масса формировалась за счет плавления первичного глубинного вещества Луны. Отсюда следует, что информацию о составе первичного вещества лунных недр в большей степени несут базальты с низким содержанием титана, чем титанистые базальты.

Это важное следствие гипотезы подтверждается несколькими различного типа доказательствами. На рис. 10.6 показано распределение РЗЭ в некоторых представительных образцах базальтов с высоким и низким содержанием Тi. Два признака свидетельствуют о том, что первичное вещество этих базальтов претерпело дифференциацию в кумулятивных процессах 4,6—4,4 млрд. лет тому назад: европиевая аномалия и обеднение легкими РЗЭ. В базальтах с низким содержанием Тi обеднение легкими РЗЭ обычно гораздо меньше, чем с высоким. Точно также и значение европиевой аномалии обычно гораздо больше

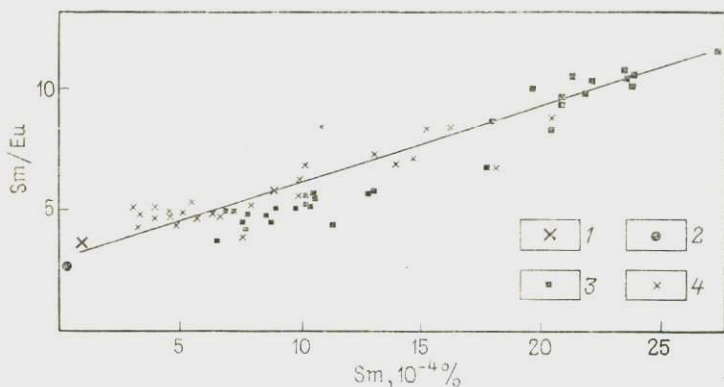


Рис. 10.7. Зависимость отношения Sm/Eu от концентрации Sm в базальтах
1 — зеленое стекло; 2 — хондриты; 3 — базальты с высоким содержанием титана; 4 — базальты с низким содержанием Тi

в базальтах с высоким содержанием Тi, хотя наблюдается некоторая степень перекрытия между дифференцированными базальтами с низким содержанием титана, доставленных Аполлоном-12, и некоторыми более примитивными базальтами с высоким содержанием Тi Аполлона-17. Еще одним свойством, указывающим на более сложную историю базальтов с высоким содержанием Тi, является низкое содержание в них Ni (менее $10^{-3} \%$) по сравнению с $12 \cdot 10^{-3} \%$ Ni в базальтах с низким содержанием титана (в зеленых стеклах Аполлона-15 содержится $18 \cdot 10^{-3} \%$ Ni).

На рис. 10.6 видно, что в целом наблюдается уменьшение значения аномалии Eu с уменьшением абсолютной распространенности остальных трехвалентных РЗЭ. Эта тенденция более четко выражена на рис. 10.7, который построен по типу диаграмм Хаскина [237] и Хельмке [241].

Сильное впечатление производит линейная зависимость между отношением Sm/Eu (служащим мерой европиевой аномалии) и содержанием Sm. Причиной могут быть два фактора:

а) различный состав смеси первичного компонента из глубинных недр (отсутствие аномалии Eu) с фракционированным компонентом из подкорковых кумулатов, обладающих глубокой европиевой аномалией, и б) различная степень частичного плавления первичного вещества, обратно пропорционально которой изменяется степень концентрации несовместимых элементов (в данном случае трехвалентных РЗЭ) в возникающей магме.

На рис. 10.6 и 10.7 ясно видна более примитивная природа базальтов с самым низким содержанием Ti (особенно доставленного Аполлоном-15) по сравнению с базальтами с самым высоким содержанием титана. Тот факт, что линия зависимости отношения Sm/Eu от содержания Sm проходит очень близко к точке для зеленого стекла и к хондритам, имеет очень важное значение так как позволяет утверждать, что «примитивный» компонент морских базальтов, являющийся продуктом дифференциации первичного глубинного вещества, не несет аномалии Eu. «Ровная» линия трехвалентных РЗЭ в зеленом стекле также указывает на хондритовую относительную распространенность этих элементов в исходном веществе.

Вэнимен и Пэпайк [579] обнаружили новый тип базальта с очень низким содержанием титана ($<1\%$ TiO_2) и с широким диапазоном отношения $MgO/(MgO+FeO)$ в шлифах образцов керна, доставленного Аполлоном-17. Эти авторы пришли к выводу, что такая базальтовая серия генетически связана с зеленым стеклом. Базальты Луны-24 из Моря Кризисов тоже принадлежат к этой серии и содержат около 1% TiO_2 [74]. Они несут некоторые признаки фракционирования; в них высокое содержание Al_2O_3 и низкое значение отношения $MgO/(MgO+FeO)$. Однако при исследовании грунта, доставленного Лунной-24, были обнаружены оливиновые витрофиты с высоким содержанием магния и очень низким содержанием титана [142]. Количество РЗЭ в преобладающей части образцов этого же грунта было в 10 раз больше содержания их в хондритах [91]. Кривые оказались более пологими, чем для большинства пород, доставленных Аполлоном-15, а аномалия Eu была в общем меньше. По-видимому, породы этой серии с очень низким содержанием титана возникли в результате частичного плавления сравнительно примитивного исходного вещества.

Результаты спектральных исследований [57, 513] позволяют предположить, что базальты с высоким содержанием магния и очень низким содержанием титана, близкие к зеленому стеклу, должно быть широко распространены среди лунных морей.

Исходное вещество базальтов с низким содержанием титана

Предыдущий анализ привел к выводу, что история базальтов с высоким содержанием Ti гораздо сложнее, чем базальтов с низким содержанием Ti. Поэтому, пытаюсь восстановить

состав первичных глубинных недр Луны, мы использовали данные о составе и фазовых соотношениях только для базальтов с низким содержанием титана.

Эти базальты, которые лучше всего считать примитивной магмой, содержат сравнительно много Sr и Mg , а также много нормативного оливина. Кроме того можно показать, что они поступали на лунную поверхность преимущественно в виде расплавов, содержащих ничтожные или небольшие количества ранее делившихся кристаллов. Породами такого типа являются образцы 12009 [215], 12002 [590] и 15555 [306]. Распространенность в них P3Э и других несовместимых нелетучих элементов в 10—20 раз больше, чем в хондритах, и в этом отношении подобна океаническим толентам. Кроме того, относительная распространенность трехвалентных P3Э и других несовместимых, нелетучих элементов очень близка к относительной распространенности их в хондритах, хотя важные отклонения, например аномалия Eu (небольшая аномалия в случае образца 15555), свидетельствуют о некоторой сложности геохимической истории исходного для них вещества до начала зарождения магмы.

Считается, что зеленое стекло, доставленное Аполлоном-15, имеет большое петрогенетическое значение [214]. Состав его указывает на то, что на лунной поверхности мы встречаемся с крайне примитивным типом базальтовой или пикритовой магмы. Для такой магмы характерны чрезвычайно закономерные «первичные» соотношения для P3Э , почти повторяющие хондритовые, и очень незначительная европиевая аномалия. P3Э и другие нелетучие несовместимые элементы (включая Ti) присутствуют в количествах, только в 4—5 раз больших распространенности их в хондритах. Наименее фракционированные магмы, доставленные КА «Аполлон»-12 и 15, имеют на ликвидусе оливин Fo_{74-76} , а зеленое стекло Fo_{84} . Считается, что зеленое стекло представляет собой магму, образовавшуюся при гораздо большей степени частичного плавления (40—60 %) исходного вещества, также как и магма образцов 15555, 12002 и 12009. (Для образца 12009 степень плавления может не превышать 10—20 % [214, 476]).

Определяя экспериментально природу и состав ликвидусных и близких к ликвидусу фаз морских базальтов в широком интервале давлений, можно значительно сузить допустимые модели исходного для них вещества [216, 476, 482]. Применяя этот метод, мы стремимся выбрать такие базальты, которые в наименьшей степени подвергались фракционированию при движении к поверхности. В принципе этим методом можно охарактеризовать остаточные фазы в исходном веществе после отделения магмы. Остаточные фазы по составу аналогичны ликвидусным и близким к ликвидусу фазам базальта при соответствующим давлении. Но оценить на основании этих данных количества минеральных фаз, сохранившихся в остатке, нельзя,

хотя без таких сведений определить общий состав исходного вещества невозможно. Однако фазовые равновесия и химический состав дают некоторые критерии, которые могут облегчить решение последней проблемы. Этот вопрос подробно рассмотрен в работе Рингвуда [476].

Применяя этот метод, можно построить с достаточным основанием логически непротиворечивую модель состава исходного

Таблица 10.3

Исходный состав оливин-пироксенитовой модели Луны на основе анализа образца 12009 плюс близкие к ликвидусу фазы. Обобщенные данные Грина [216]

Компонент	Образец 12009 + 10 % $F_{0.75}$	Орх*	Срх**	О1***	Тугоплавкий остаток: 40 % Срх, 30 % Орх, 30 % О1	Исходный модельный состав Луны: 10 % модифицированного образца 12009, 90 % остатка
SiO_2	44,6	54,0	50,3	38,5	47,9	47,6
TiO_2	2,6	0,3	0,7	—	0,4	0,6
Al_2O_3	7,8	2,3	5,0	—	2,7	3,2
Cr_2O_3	0,5	0,8	0,9	0,4	0,5	0,5
FeO	21,2	13,0	15,9	22,2	16,9	17,3
MnO	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3
MgO	14,1	27,7	21,2	38,0	28,2	26,8
CaO	8,6	2,0	6,1	0,2	3,0	3,6
Na_2O	0,2	0,06	0,1	—	0,06	0,07
MgO						
(MgO + FeO)	0,54	0,79	0,71	0,75	0,75	0,73

* Ортопироксен кристаллизовался из образца 12009 при добавлении 10 % оливина $F_{0.75}$.

** Состав клинопироксена является средним для близких к ликвидусу фазам в образцах 12009 и 12009 + 2 % энстатита (En_{90}) при 1390 °C и давлении 15 кбар.

*** Состав для оливина соответствует ликвидусной фазе при атмосферном давлении, но возможно, что при более высоком давлении останется таким же

вещества морских базальтов. В табл. 10.3 и 10.4 приведены примеры таких оценок, основывающиеся на результатах исследования фазовых равновесий при высоких давлениях для образца 12009 и зеленого стекла. В этих случаях найдено, что исходное вещество морских базальтов с низким содержанием титана сложено ассоциацией ортопироксен + клинопироксен + оливин. Плагноклаз отсутствует. Количество пироксена, в отличие от дунитов верхней мантии Луны, больше, чем оливина. Отношение $MgO/(MgO + FeO)$ в исходном веществе морских базальтов составляет 0,75—0,80, а в верхней мантии 0,88. Содержание CaO и Al_2O_3 в исходном веществе менее 5 %, возможно около 3,5—4 %, т. е. вдвое больше распространенности в обычных хондритах. Нелетучие несовместимые элементы (например,

Исходный состав оливин-пироксеновой модели Луны на основе зеленого стекла плюс близкие к ликвидусу фазы при давлении 15 кбар. Обобщенные данные Грина и Рингвуда [214]

Компонент	Зеленое стекло	O1	Орх	Тугоплавкий остаток (%): 60 O1 и 40 Орх	Исходный модельный состав Луны (%): 50 зеленого стекла и 50 тугоплавкого остатка
SiO ₂	45,2	40,6	56,1	46,8	46,0
TiO ₂	0,4	—	0,1	—	0,2
Al ₂ O ₃	7,6	—	2,1	0,8	4,2
Cr ₂ O ₃	0,4	0,4	0,7	0,5	0,5
FeO	19,7	14,8	8,8	12,4	16,1
MnO	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2
MgO	17,9	43,5	30,2	38,2	28,1
CaO	8,1	0,4	1,8	1,0	4,5
Na ₂ O	0,1	—	—	—	0,05
MgO					
(MgO + FeO)	0,62	0,84	0,86	0,85	0,76

PЗЭ, Ti, Zr и U) содержатся приблизительно в два раза больших количествах, чем в обычных хондритах. Подробный анализ доказательств этих выводов дан Рингвудом [476].

Глубина зарождения морских базальтов

Следующие данные показывают, что область частичного плавления мантии при формировании морских базальтов располагалась глубоко в недрах Луны.

а. Морские базальты формировались на протяжении по крайней мере $1,4 \cdot 10^9$ лет после того как образовалась Луна. Анализ термической истории для различных граничных условий [576, 562] показал, что на глубине менее 200 км в течение первых 10^9 лет произошло сильное охлаждение. Крайне трудно представить себе, как в пределах этой внешней холодной оболочки приблизительно $3,2 \cdot 10^9$ лет назад в результате частичного плавления могли образоваться магмы морских базальтов. Подсчеты кратеров, действительно, показывают, что морской вулканизм продолжался даже до более позднего времени [96]. В результате пересмотра данных о тепловом потоке на Луне [326] оказалось, что распространенность U, Th и K меньше, чем принималось во многих прежних исследованиях термической истории Луны. Отсюда следует, что исходное вещество лежит на глубинах более 200 км.

б. Масконы, по всей вероятности, образовались до или во время заполнения морских бассейнов базальтами. Их постоянное существование в течение до $3,8 \cdot 10^9$ лет указывает на наличие прочного, холодного и мощного слоя (>150 км) литосферы, который уже существовал во время морского вулканизма [289]. Образование морских базальтов путем частичного плавления в этой области означает, что литосфера потеряла прочность и подверглась деструкции. Сохранность масконов невозможно понять, если только морские базальты не произошли из более глубоких областей.

в. Из примитивных магм морских базальтов с низким содержанием Ti кристаллизуется оливин в качестве ликвидусной фазы вплоть до умеренных давлений, при которых к оливину присоединяется бедный кальцием клинопироксен или ортопироксен. Котектические соотношения оливина и пироксена наблюдаются при следующих давлениях: образец 12009 при 7 кбар, 12002 при 14 кбар, 15555 при 12 кбар, зеленое стекло при 20 кбар. Возможно, что из всех этих магм во время их поднятия на поверхность выделялось некоторое количество оливина. В этом случае указанные давления являются *минимальными*. Особенности распространенности микроэлементов в этих базальтах [476] свидетельствуют о том, что в остатке после *частичного плавления* и отделения магмы должны оставаться пироксены. Таким образом, давления, при которых кристаллизовалась котектическая смесь пироксен — оливин, должны, вероятно, указывать на минимальные глубины образования магмы. Эти давления соответствуют глубинами 140—280 км. Возможно, что магма зарождалась глубже 400 км, и во время подъема ее из нее выделялись различные количества оливина. Вполне вероятно также, что *частичное плавление* происходило при понижении давления по мере движения диапиров из более глубоких областей зарождения [213]. Экспериментально полученные котектические давления соответствуют глубинам, на которых происходило отделение магмы, а не предельной глубине, где зарождались исходные диапиры (см. рис. 10.5).

г. Данные о плотностях, скоростях распространения сейсмических волн и отношении $MgO/(MgO+FeO)$ для вещества в области формирования расплаво морских базальтов, состав которого приведен в табл. 10.4 и 10.5, хорошо согласуются с предполагаемыми свойствами нижней, а не верхней мантии Луны (см. рис. 10.2 и 10.5). В частности, плотность верхней мантии ниже, а скорости распространения сейсмических волн в этой части выше, чем в оливин-пироксенитовом исходном для морских базальтов веществе.

Приведенные данные определенно показывают, что морские базальты образовались в конечном счете в нижней мантии, возможно так, как это изображено на рис. 10.5. Однако петрогенезис морских базальтов был сложным и по крайней мере двухстадийным, при котором дифференцированные плотные кумулаты верхней мантии погрузились в нижнюю мантию, перемешались с находящимся там веществом и в результате этого создались гибридные породы с характерными для исходного вещества морских базальтов геохимическими особенностями.

Зональное строение Луны

Средний состав внешнего слоя Луны (см. раздел 10.2) мощностью в несколько сотен километров (кора и мантия) приведен в табл. 10.5. За исключением небольших количеств Na_2O и SiO_2 , этот состав аналогичен составу пиrolитовой модели верхней мантии Земли. Исходное вещество базальтов с низким содержанием титана напоминает по некоторым признакам состав пиrolита, например, среди минералов преобладают ортопироксены и оливин, в них близкие содержания CaO , Al_2O_3 и нелетучих элементов (PЗЭ, U, Th). Однако автор считает, что намечающиеся между ними различия отражают реальность.

Наиболее важным отличием от пиrolита является, по-видимому, более низкое отношение $MgO/(MgO + FeO)$ в пределах 0,75—0,80, тогда как для пиrolита оно составляет 0,89. Содержание хрома (и магния) значительно выше для первичного

вещества морских базальтов [260]. Наконец, более высокое содержание окиси кремния приводит к большему отношению пироксен/оливин [476].

Таким образом, выполненный анализ петрологических данных показывает, что подразделение Луны на зоны по химиче-

Таблица 10.5

Сопоставление вычисленного общего состава Луны с пиролитовой моделью земной мантии

Компонент	I Состав исходного вещества морских базальтов	II Общий состав внешней зоны Луны до глубины 400 км	III Общий состав всей Луны	IV Первичное вещество	V Пиролит
SiO ₂	46,8	42,8	44,8	45,6	45,1
TiO ₂	0,4	0,2	0,3	—	0,2
Al ₂ O ₃	3,7	4,6	4,2	4,6	3,9
Cr ₂ O ₃	0,5	0,3	0,4	0,4	0,3
FeO	16,7	11,0	13,9	13,0	7,9
MgO	27,5	37,8	32,7	32,3	38,1
CaO	4,1	3,2	3,7	3,8	3,1
Na ₂ O	0,06	0,05	0,05	0,06	0,4
MgO					
(MgO + FeO)	0,75	0,86	0,81	0,82	0,89
ΣРЗЭ					
Хондриты	~2	~2	~2	~2	~2
Ab	0,5	0,4	0,4	0,5	3,4
Ap	9,9	12,3	11,2	12,2	8,9
Di	8,5	2,8	5,7	5,5	5,2
Hv	41,8	11,9	26,0	29,2	18,4
Ol	37,9	71,8	55,5	51,7	63,3
Chr	0,7	0,4	0,6	0,6	0,5
Ilm	0,8	0,4	0,6	—	0,4

I — средние данные таблиц 10.4 и 10.5; II — 25 % исходной магмы лунной коры + 75 % оливина (Fo₈₈); III — средние данные по данным граф I и II; IV — «Первичное вещество», представляющее общий состав Луны [597]; V — данные, взятые из табл. 1.6.

скому составу представляется вполне реальным (см. рис. 10.5). Такое подразделение вытекает также из результатов изучения скоростей распространения сейсмических волн, данных о массе и моменте инерции (см. раздел 10.1 и рис. 10.2). И действительно, очень убедительно количественное совпадение между обеими моделями, разработанными независимо одна от другой на основе физических наблюдений и петрологических данных.

Наблюдается интересная комплементарность между отношениями CaO/Al₂O₃ и содержаниями SiO₂ в двух главных петрологических провинциях лунных недр. Каждая из зон имеет зна-

чения этих параметров, отличающиеся от пиrolитового состава земной мантии. Но если эти составы усреднить в одинаковой пропорции (и исключить элементы, более летучие, чем натрий), то получится состав, близкий к пиrolитовому (см. табл. 10.5). Средний общий состав Луны отличается от пиrolитового (помимо летучих элементов) главным образом тем, что Луна в значительной степени обогащена FeO.

В настоящее время трудно найти правдоподобное объяснение этому предполагаемому первичному подразделению Луны на зоны по химическому составу. Попытки в этом направлении описаны в главе 12.

10.4. ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ СВЕДЕНИЙ О СОСТАВЕ ЛУННЫХ НЕДР

Несколько авторов предложили модели, согласно которым средний состав Луны отличается гораздо большим содержанием Al_2O_3 (и CaO), чем было приведено в предыдущем разделе. Это модели Андерсона [56] (27,2 %), Венке с сотруди. [601] (17,4 %), Ганапази и Андерса [185] (11,6 %), Тейлора и Якеша [553] (8,1 %), Тейлора и Бенса [552] (6,0 %).

Согласно большинству моделей этого типа внешние слои Луны подверглись плавлению и дифференциации около $4,6-4,4 \cdot 10^9$ лет тому назад с образованием лунной коры, богатой плагиоклазом; под корой находился комплементарный слой оливин-пироксеновых кумулатов мощностью в несколько сотен километров. В некоторых моделях плавление и дифференциация охватывали всю Луну. Образование морских базальтов объяснялось последовавшим за этим частичным плавлением кумулатов [553, 591] или смешением их с первичным веществом недр Луны [257].

Рингвуд [475] провел тщательное экспериментальное исследование равновесий плавления для первых четырех указанных составов в широком диапазоне давлений и температур. Кроме того Кессон и Рингвуд [309] изучили состав предложенный Тейлором—Бенсом. В результате этих исследований стало

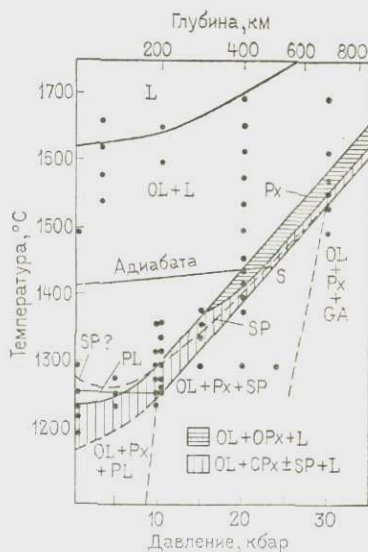


Рис. 10.8. Равновесия высокотемпературных фаз для общего состава Луны, согласно модели Тейлора—Якеша. Из книги Рингвуда [475]

возможным построить схемы химической и минералогической структур Луны для каждого из этих общих составов в условиях: а) плавления и дифференциации Луны в целом и б) плавления и дифференциации внешнего слоя Луны мощностью в несколько сотен километров. В качестве примера на рис. 10.8 представлены фазовые равновесия для модели состава Тейлора — Якеша. Эти данные показывают, что затвердевание должно было идти снизу вверх, пока не начались кристаллизация

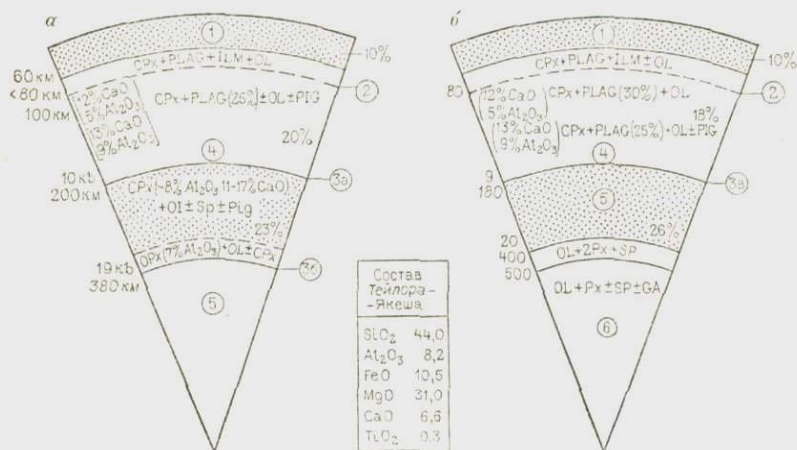


Рис. 10.9. Минералогическая зональность в результате плавления и дифференциации (вне масштаба): а — всей Луны и б — до глубины 400—500 км. Состав соответствует модели Тейлора—Якеша [553]. Из книги Рингвуда [475] 1 — кора из анортозитового габбро, 40% кумулата плагиоклаза, 60% исходной магмы (25% Al₂O₃); 2 — высокая насыщенность Ti; 3а — остаточный расплав ~ 18% Al₂O₃; (70% кристаллизовавшегося вещества Луны); 3б — остаточный расплав ~ 16% Al₂O₃; 4 — плагиоклаз начинает кристаллизоваться; 5 — оливин; 6 — нерасплавленное примитивное вещество

плагиоклаза и образование обогащенной им поверхности коры. На рис. 10.9 показана конечная структура моделей Луны, построенных по этим данным. Результаты проведенных исследований однозначно показали, что морские базальты не могли образоваться путем частичного плавления слоев железомagneзиальных кумулатов, соответствующих этим моделям. В каждой из моделей имеется несколько определенных недостатков [309, 475]. Один из наиболее серьезных из них состоит в том, что в подобных моделях обязательно должны образоваться магмы морских базальтов, содержащие гораздо больше окиси алюминия (12—18%), чем наблюдается в более примитивных природных образцах (~8,5% Al₂O₃). Разрешить этот вопрос можно, уменьшив содержание Al₂O₃ в исходном составе ниже

некоторого предела. В приемлемой модели состава должно быть менее 5 % Al_2O_3 .

Аналогичная проблема возникает при попытке объяснить состав пироксенового компонента лунной коры, если исходить из фракционной кристаллизации таких составов с высоким содержанием Ca и Al. Все пироксены из материковых анортозитовых габбро и габбро-анортозитов характеризуются относительно пониженным содержанием CaO. Средние нормативные пироксены (диопсид + гиперстен) в моделях состава материков Венке [600] и Тейлора [549] содержат только 6 % и, соответственно, 3 % CaO.

В модели Тейлора — Якеша (с 6,6 % CaO и 8,1 % Al_2O_3) пироксен, кристаллизующийся на стадии насыщения плагиоклаза, содержит в среднем по меньшей мере 11 % CaO, и это количество возрастает с увеличением степени фракционирования. Если в рамках таких моделей предполагать, что до или во время осаждения плагиоклаза происходит существенная фракционная кристаллизация, то вряд ли можно объяснить низкое среднее содержание CaO в пироксене лунных материков. Этот вопрос даже еще более остро стоит для других моделей, более богатых кальцием, таких как модели Ганапази и Андерса [185], Венке [601] и Андерсона [56].

Все эти модели, в которых необходимо допускать значительное фракционирование и дифференциацию вещества лунной мантии, сталкиваются с еще одной важной проблемой. В дифференцированной мантии с глубиной увеличиваются отношения $MgO/(MgO + FeO)$ и оливин/пироксен. Это в свою очередь приводит к росту с глубиной скоростей распространения сейсмических волн. Однако наблюдения показали, что скорости распространения продольных и поперечных волн или остаются постоянными на глубинах 70—400 км, или даже уменьшаются. Глубже 400 км они скачкообразно уменьшаются или приобретают значительный отрицательный градиент (см. рис. 10.1). Если бы нижняя мантия сохранила первичный состав и содержание Al_2O_3 в ней было таким высоким, как предполагается в рассматриваемых моделях, то в минеральной ассоциации присутствовал бы гранат [476]. Это вызвало бы существенное увеличение скоростей распространения сейсмических волн, что противоречит наблюдениям.

Никто еще не смог удовлетворительно объяснить, как кумулаты, образовавшиеся в процессе глобальной дифференциации 4,4—4,6 млрд. лет назад, вновь расплавились через 1,5 млрд. лет с образованием морских базальтов. Этот вопрос об источнике тепла стал еще острее после недавнего пересмотра данных о тепловом потоке Луны [326].

Следует отметить, что Венке с сотрудниками видели некоторые недостатки прежней модели, в которой предполагалось высокое содержание Al_2O_3 во всей массе Луны. Они построили

новую модель [165] уже с 4,6 % Al_2O_3 , что хорошо согласуется с выводами этой главы. Общий состав Луны согласно их новой модели приведен в табл. 10.5.

Каула [292] утверждает, что если бы лунная кора образовалась в результате дифференциации из верхней мантии, то вся система должна была бы содержать около 7,9 % Al_2O_3 . Близкие предположения высказали Тейлор и Бенс [552]. Однако вывод Каулы зависит от количества Al_2O_3 , которое остается в верхней мантии после выделения коры, а также мощности слоя, подвергающегося дифференциации. На основе оценки термического расширения Луны Соломон и Чайкен [524] мощность этого слоя обычно принимают равной 200 км (этот вопрос рассматривается в следующем разделе). Однако позже мощность слоя, затронутого дифференциацией, авторы увеличили до 300 ± 100 км (частное сообщение Соломона); кроме того количество Al_2O_3 в остаточной дунитовой верхней мантии, возможно меньше, чем предполагал Каула. В принципе вполне возможно, чтобы кора мощностью 70 км и соответствующего состава выделилась из внешней исходной 400-километровой зоны, содержащей около 4 % Al_2O_3 .

Основной вывод из всего сказанного сводится к тому, что среднее содержание CaO и Al_2O_3 в веществе Луны соответствует их распространенности в земной мантии и составляет, вероятно, 3,5—5 %.

10.5. ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ЛУНЫ

Тепловой поток и радиоактивность

Прежние измерения теплового потока на Луне, проведенные в местах посадки КА «Аполлон» 15 и 17 [324, 325], оказались неожиданно высокими, и в соответствии с этим принимали, что распространенность в лунном веществе урана и тория более чем в пять раз превышает распространенность их в хондритах. Несмотря на предварительный характер этих оценок, на что указывали сами авторы [324, 325], многие геохимики приняли эти значения в качестве фундаментального граничного условия и сделали вывод, что вещество Луны в целом пропорционально обогащено Ca и Al и другими нелетучими элементами. Хотя это расходилось с данным экспериментальной петрологии [469, 476], согласно которой содержание нелетучих элементов должно быть ниже, эти модели широко использовались в различных работах.

Однако более достоверные определения теплопроводимости лунного реголита заставили значительно понизить оценки величины теплового потока на Луне [326]. Исправленное значение теплового потока в месте посадки «Аполлон» 17 составляет $1,4 \cdot 10^{-6}$ Вт·см⁻², а «Аполлон» 15 $2,1 \cdot 10^{-8}$ Вт·см⁻². Уменьшение этих значений по сравнению с прежними, а также большая

разница между результатами этих двух измерений показывают, что надо с большой осторожностью пользоваться аргументами, опирающимися на величину «среднего» лунного теплового потока. Любые подобные оценки, основанные только на двух измерениях в теле с явно сложной историей и резкой химической неоднородностью поверхности, в значительной степени зависят от принимаемой модели и, вероятно, очень ненадежны. Трудно оправдать тех авторов, которые используют эти результаты в качестве основного граничного условия при определении общего химического состава Луны. Самое большее, на что можно надеяться, это только показать, что в пределах неопределенности измерения *не противоречат* данной модели среднего состава вещества Луны.

Более высокий тепловой поток на месте посадки «Аполлон» 15 коррелируется тем, что в этом районе, в отличие от района КА «Аполлон» 17, содержание тория (а, следовательно, U и K) значительно выше среднего. Это можно объяснить повышением концентрации радиоактивных элементов в близком к поверхности слое в процессе фракционирования магмы — факт, хорошо известный для земной коры. Тогда можно предположить, что более высокий тепловой поток в месте посадки «Аполлон» 15 обусловлен существованием здесь слоя пород, аномально богатых радиоактивными элементами [326]. Эта картина в общем согласуется с логикой анализа зависимости величины теплового потока от радиоактивности пород поверхности, который успешно применяется при обработке результатов измерений теплового потока и радиоактивности Земли. Это показано на рис. 10.10. Наклон кривой дает мощность поверхностного слоя с различной радиоактивностью. На основе этой модели можно определить средний тепловой поток Луны, если известны среднее содержание тория в коре и распределение тория в богатом торием поверхностном слое.

Лангсез [326] определил распространенность тория, используя орбитальные гамма-спектральные измерения, выполненные Метцгером [379]. Опираясь на результаты и измерения теплового потока, они получили по диаграмме аналогичной рис. 10.10, среднее значение лунного теплового потока $1,8 \cdot 10^{-6}$ Вт·см⁻². Если Луна находится в тепловом равновесии, то в соответствии с отношениями $Th/U=3,7$ и $K/U=2500$ средняя концентрация U для всей Луны должна составлять $46 \cdot 10^{-7}$ %.

Однако эти оценки несомненно завышены, на что указывают результаты более подробного изучения распределения тория, выполненного Метцгером [380], получившим существенно более низкие цифры средней распространенности Th в коре и на поверхности Луны. Если, согласно Метцгеру, принять в качестве оценки средней распространенности Th в *поверхностных породах* Луны $1,3 \cdot 10^{-4}$ % [380], то с помощью рис. 10.10 средний тепловой поток для Луны получается $1,3 \times$

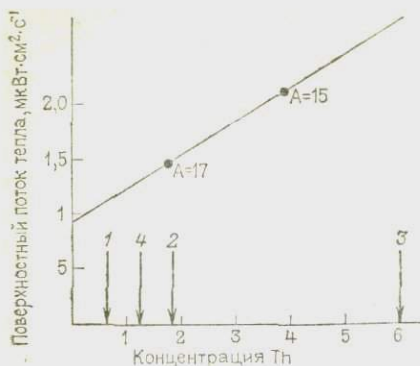


Рис. 10.10. Зависимость теплового потока в местах посадки КА «Аполлон» 15, 17 от среднего содержания Th в грунте и породах этих регионов, определенного по результатам орбитальных гамма-измерений и лабораторных исследований [326]. Отмечены оценки содержания Th для основных петрологических типов лунной [379, 380] поверхности

1 — материка; 2 — Восточное море; 3 — Западное море; 4 — среднее содержание Th для всей поверхности Луны

Al_2O_3 в Луне находится в пределах 3,5—5,0 %, а вероятнее всего около 4,2 % (см. табл. 10.5), что в 2,3 раза больше среднего содержания Al_2O_3 и обыкновенных хондритах. Принимая, что отношение U/Al для Луны такое же, как в обыкновенных хондритах и используя данные Мейсона [377] о распространенности элементов в метеоритах, получаем, что содержание урана в веществе Луны составляет 28,10⁻⁷ %. С учетом всех неопределенностей совпадение вполне удовлетворительно. На основе различных предположений Токсец [562] принимает среднюю концентрацию U в веществе Луны 37 · 10⁻⁷ %, а Соломон и Чайкен [524] 30 · 10⁻⁷ %.

Если среднее содержание урана в лунном веществе 25 · 10⁻⁷ %, отношение $Th/U=3,8$, а $K/U=2500$, то за первые 1,5 млрд. лет Луна должна была бы нагреваться за счет распада радиоактивных элементов до 500 °С, а за 4,5 млрд. лет — приблизительно до 1000 °С. Отсюда следует, что один только распад радиоактивных элементов не мог обеспечить раннюю (~4,5—4,5 млрд. лет) дифференциацию внешнего слоя Луны или последующий (3,8—3,2 млрд. лет) морской вулканизм. Должны были существовать другие источники тепла.

Другие граничные условия термической истории Луны

Раннее (~4,5 млрд. лет) появление и дифференциация внешнего слоя Луны мощностью в несколько сотен километров являются основным граничным условием. По-видимому, суще-

× 10⁻⁶ Вт · см⁻², что эквивалентно 33 · 10⁻⁷ % U для всей Луны. Если же взять за основу среднее содержание тория во всей коре, равное 0,63 · 10⁻⁷ %, то соответствующая ему величина теплового потока будет 1,1 · 10⁻⁶ Вт · см⁻², что эквивалентно 28 · 10⁻⁷ % U. Это значение следует считать минимальным. Учет более высокой скорости генерации тепла в прошлом и тепловой инерции Луны [601] должен понизить приведенную «наилучшую» оценку содержания U с 33 · 10⁻⁷ до 25 · 10⁻⁷ %.

Эти значения можно сравнить с другими оценками. Выше мы подсчитали, что общее содержание

ствовал мощный источник энергии, способный нагреть внешние части Луны, не затрагивая ее недр.

Имеются серьезные основания предполагать два возможных способа образования масконов: либо они связаны с формированием крупных кольцевых бассейнов на Луне около 4 млрд. лет назад, либо они возникли в результате последующего заполнения этих бассейнов морскими базальтами, в основном 3,8 и 3,2 млрд. лет назад. Ясно, что в период морского вулканизма должен был существовать прочный и мощный слой литосферы, способный выдержать дополнительную нагрузку масконов в течение последних 3 млрд. лет. Это требует существенного охлаждения внешних частей Луны за интервал времени от 4,5 до 3,0 млрд. лет назад. Каула [289] считает, что мощность слоя плотной литосферы во время морского вулканизма была около 150 км. Тщательный анализ напряжений, связанный с масконом Моря Ясности, позволил Аркани-Хамеду [65] показать, что во время формирования маскона мощность слоя литосферы была около 400 км. В настоящее время дополнительное напряжение, связанное с масконом Моря Ясности, оценивается примерно в 70 кбар.

Это важное ограничение, указывающее на то, что магма морских базальтов формируется на значительной глубине в Луне и ниже литосферы. Такой вывод находится в согласии с данными экспериментальной петрологии [476].

Хотя весь период вулканической активности был, возможно, продолжительнее, извержение основной массы морских базальтов происходило между 3,8 и 3,2 млрд. лет назад. Тогда необходимо, чтобы в течение этого времени вещество мантии Луны под литосферой нагрелось за счет радиоактивного распада. Резкое падение вулканической активности около 3,0 млрд. лет назад тоже является важным граничным условием термической эволюции Луны. В настоящее время высокие значения Q примерно до глубины 1000 км указывают на твердое состояние нижней мантии. Это значит, что область, вероятно, оказалась затронута последующим охлаждением. С другой стороны, как уже говорилось выше, глубже 1000 км S сейсмические волны не проникают, что позволяет считать, что там вещество находится в частично расплавленном состоянии. Если учесть, что в недрах Луны выделяются зоны различного химического состава (см. рис. 10.5), лунотрясения в настоящее время наблюдаются до глубины около 1000 км и характерны сравнительно высокие величины Q^1 , то приходится сделать вывод, что конвекция здесь не могла быть преобладающим способом теплопереноса; она могла иметь значение лишь на глубине более 1000 км.

¹ Q означает добротность.— *Прим. ред.*

Соломон и Чайкен [524] установили другое важное граничное условие для термической эволюции Луны. Они отмечают, что географические данные указывают на весьма незначительное изменение радиуса Луны (≤ 1 км) после периода образования морей. Следовательно, сочетание сжатия внешних областей из-за охлаждения с тепловым расширением глубинных недр из-за радиогенного разогрева сильно уменьшило действие каждого из этих процессов. Соломон и Чайкен объясняют это тем, что Луна непосредственно после своего образования имела горячую расплавленную внешнюю зону и холодные недра ($\sim 500^\circ\text{C}$). Прежде эти авторы определяли мощность нагретой зоны в 200 ± 100 км, но теперь Соломон (частное сообщение) считает, что ненадежность оценок допускает мощность этой расплавленной области вплоть до 400 км, а это лучше согласуется с петрологическими моделями Луны (см. рис. 10.5). Кроме того Соломон и Чайкен не учли влияния фазовых переходов (гранит-оливинового пироксенита в оливиновый пироксенит) при оценке расширения глубинных недр в результате разогрева. Этот фактор должен несколько увеличить мощность первоначально расплавленной зоны Луны по сравнению с результатами этих авторов.

Электропроводимость

Данные о распределении температур внутри Луны (см., например, работу Сонетта [525]) были переработаны, чтобы получить вертикальное распределение температур, и для этого использовались экспериментальные данные о зависимости теплопроводности оливина от температуры. Температуры оказались исключительно низкими — всего 800°C на глубине 900 км.

Дуба и Рингвуд [166] показали, что электропроводимость оливинов очень чувствительна к летучести кислорода в среде и что учет этого влияния должен существенно изменить прежние данные о распределении температур внутри Луны. Предложив, что летучесть кислорода в недрах Луны определяется равновесием металлического железа и содержащими FeO оливинами и пироксенами, авторы пришли к выводу, что на глубине более 500 км температуры достигают солидуса. Эти данные говорят в пользу того, что глубже 500 км теплоперенос может осуществляться главным образом путем конвекции.

К сожалению, более поздние данные изменили картину. В разделе 11.6 показано, что, по-видимому, в нижней мантии металлическое железо не находится в виде самостоятельной фазы, а летучесть кислорода существенно выше, чем считалось раньше. Значит, температуры внутри Луны ниже, чем полагали Дуба и Рингвуд. Кроме того, последние эксперименты Хюбнера [259] показали, что электропроводимость ортопироксенов значительно повышается в присутствии Cr^{3+} и других аналогичных

ионов, обычных для этих минералов. Это приводит также к снижению расчетных температур в недрах Луны, хотя и не до значений, полученных в работе [525]. Более низкие температуры, принятые теперь для лунной литосферы, по-видимому, гораздо лучше согласуются с другими физическими свойствами: ее прочность под действием длительных перегрузок [65], высокое значение Q и лунотрясения на глубине около 1000 км (см. рис. 10.2).

Термическая эволюция

В своем замечательном, первом в литературе исследовании реологии и теплового состояния Луны, в основе которого лежал анализ морфологии материковых ударных кратеров и оценки их относительного возраста, Болдуэн [72] показал, что внешние слои Луны при формировании были достаточно нагретыми, чтобы было возможно изостатическое поднятие дна самых древних кратеров. Однако затем последовал период охлаждения глубинного вещества, в течение которого прочность литосферы заметно возросла, что стало препятствовать изостатическому подъему более поздних материковых кратеров. Болдуэн пришел также к выводу, что лунные моря залиты магмами базальтового типа, сформированными в лунных недрах и заполнившими ранее существовавшие бассейны. Это произошло намного позже образования самих бассейнов в период ранней бомбардировки лунных материков. Кроме того Болдуэн считал, что период морского базальтового вулканизма наступил примерно через 1 млрд. лет после ранней эпохи образования кратеров на материках. Так как эти магмы поступали на поверхность со значительных глубин из недр Луны, из-под охлажденной литосферы, то область их зарождения должна была разогреться за счет радиоактивного распада, тогда как литосфера оставалась холодной.

Представления Болдуэна о термической истории Луны были проверены Рингвудом [464, 469]. Он показал, что такую схему можно легче всего получить, если предположить, что аккреция Луны происходила достаточно быстро, и выделяющаяся в этом процессе энергия привела к разогреванию внешних слоев, тогда как недра Луны оставались сравнительно холодными [464, рис. 6]. Затем нагретый приповерхностный слой должен был охлаждаться за счет потери тепла путем теплопроводности, что вело к образованию литосферы, которая становилась со временем мощнее и прочнее. На распределение температуры, связанное с выделением энергии аккреции, накладывалось нагревание долгоживущими радиоактивными элементами U, Th и K, причем это нагревание было гораздо эффективнее на больших глубинах Луны, где тепло не терялось за счет теплопроводности. Таким образом, можно считать, что нагревание в результате распада радиоактивных элементов происходило

на глубине 300—500 км и было причиной морского вулканизма, который начался, по Болдуэну, приблизительно 1 млрд. лет после образования Луны.

Особенности термической истории Луны, рассмотренные на страницах раздела, очень близки к этой схеме, предложенной задолго до полетов КА «Аполлон».

ГЛАВА 11 ГЕОХИМИЯ ЛУНЫ

11.1. ВВЕДЕНИЕ

В этой главе мы ограничимся двумя вопросами, которые представляются наиболее важными для понимания происхождения Луны. Первый касается распространенности сидерофильных элементов на Луне. Выше (в разделах 2.4 и 8.4) мы описали некоторые интересные моменты распределения сидерофильных элементов в земной мантии и показали, что это распределение весьма специфично и обусловлено в первую очередь процессом формирования ядра внутри Земли. Низкая плотность Луны указывает на значительное обеднение железом по сравнению с Землей и другими планетами земной группы. Поэтому необходимо исследовать влияние такого фракционирования на распределение сидерофильных элементов. Такое исследование даст возможность решить вопрос, происходило ли фракционирование металлического железа в Солнечной туманности (до аккреции Луны) или же в протопланете, из которой образовалась Луна.

Второй вопрос касается распространенности и распределения летучих элементов в веществе Луны. Для лунных морских базальтов характерно резкое обеднение многими летучими элементами по сравнению с метеоритами и Землей. Условия, в которых происходило это весьма специфическое обеднение, дают ключ к пониманию химической обстановки, в которой образовалось исходное вещество морских базальтов. Геохимия летучих элементов лунных материков оказалась еще более сложной, так как на нее дополнительно влияли эндогенные и экзогенные процессы.

11.2. СИДЕРОФИЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЛУННЫХ МОРСКИХ БАЗАЛЬТОВ И БАЗАЛЬТОВ ЗЕМЛИ

Первые анализы базальтов, доставленных КА «Аполлон» 11, показали, что они сильно обеднены многими сидерофильными элементами по сравнению с земными базальтами. Эта особенность в общем объяснилась кристаллизацией и сегрегацией

фазы металлического железа или в исходном для базальтов веществе, или во время подъема магмы. Базальты, доставленные КА «Аполлон» 12, 15 и 17, также оказались обеднены многими сидерофильными элементами, что большинством исследователей объяснялось теми же причинами.

Рингвуд и Кессон [483, 484] подчеркнули, что при интерпретации данных по геохимии Луны необходимо считаться с некоторыми основополагающими концепциями, разработанными в области петрологии Земли. Чтобы определить химические характеристики источников лунных и земных базальтов, следует выбирать такие классы базальтов, в составе которых наиболее непосредственно отражены химические особенности вещества соответствующих исходных областей и которые претерпели самую «простую» петрогенетическую эволюцию. Те же авторы указывают, что лунные базальты с высоким содержанием Ti имеют очень сложную петрогенетическую историю и поэтому непригодны для этой цели. Больше подходят базальты с низким содержанием Ti, потому что их петрогенетическая эволюция сравнительно проще (см. раздел 10.3). В случае Земли для сравнения взяты океанические толеиты из-за их широкого распространения и формирования при сопоставимой с лунными низкотитанистыми базальтами степени плавления мантийного вещества [484].

Никель и кобальт

Эти два главных сидерофильных элемента заслуживают подробного рассмотрения. При сравнении их распределения в базальтах с низким содержанием Ti и земных океанических толеитах следует учитывать два обстоятельства. Первое состоит в том, что на оба класса магм после выделения их из источника в различной степени сказывалась фракционная кристаллизация оливина (и других минералов). Этот процесс, особенно отделение оливина, оказывает сильное влияние на содержание никеля, а также, но в меньшей степени, кобальта, вследствие высокого коэффициента распределения этих элементов между оливином и магмой. Второе обстоятельство заключается в том, что данных по базальтам с низким содержанием Ti гораздо меньше, чем по океаническим толеитам. Опробование последних на Земле достаточно представительно, чего нельзя сказать о базальтах Луны.

На рис. 11.1 показаны соотношения между содержанием никеля в океанических толеитах Земли и в морских базальтах с низким содержанием титана в зависимости от величины отношения $MgO/(MgO+FeO)$. Сплошные линии ограничивают область, отвечающую океаническим толеитам. Наблюдаемые соотношения связаны с близповерхностной фракционной кристаллизацией прежде всего оливина, а нелинейность зависимости

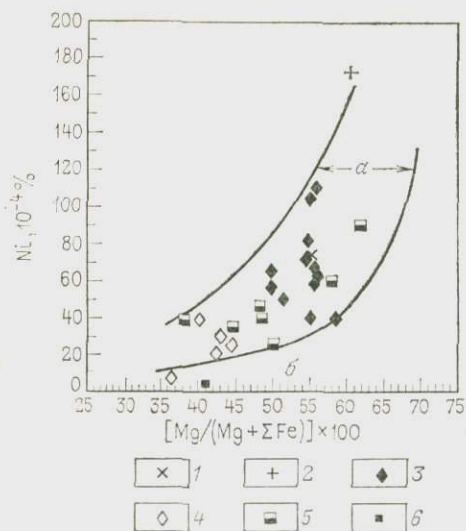


Рис. 11.1. Зависимость Ni в базальтах КА «Аполлон» 12 и в земных океанических базальтах от отношения $MgO/(MgO+FeO)$ [159]

α — область земных океанических базальтов, β — область высокотитанистых базальтов; 1 — оранжевое стекло КА «Аполлон» 17; 2 — зеленое стекло КА «Аполлон» 15; 3—6 — базальты КА «Аполлон» 12: 3 — оливиновые; 4 — пирокситовые, 5 — ильменитовые, 6 — полевошпатовые

для земных базальтов, хотя для них наблюдается тенденция к более высоким содержаниям Ni, чем в морских базальтах Аполлона-12 для одних и тех же значений отношения $MgO/(MgO+FeO)$ [484, 159].

Многие образцы базальтов, доставленные КА «Аполлон» 12 и 15, испытали существенное фракционирование оливина вблизи поверхности [132, 143]. Поэтому вряд ли можно сомневаться, что зависимость содержания никеля от отношения $MgO/(MgO+FeO)$ для базальтов «Аполлон» 12, показанная на рис. 11.1 вызвана этим фактором. *Соответствие фракционирования Ni в земной и лунной базальтовых системах* (см. рис. 11.1) свидетельствует о том, что обе системы при эквивалентной степени дифференциации характеризуются в общем аналогичным содержанием никеля. Этот вывод подтверждается сопоставлением средних содержаний Ni океанических толеитов и морских базальтов с низким содержанием Ti. Делано и Рингвуд [159] обобщили имеющиеся данные и получили в среднем $75 \cdot 10^{-4}\%$ Ni в земных океанических базальтах при среднем отношении $MgO/(MgO+FeO) = 0,55$, и в среднем $59 \cdot 10^{-4}\%$ Ni в лунных морских базальтах с низким содержанием Ti при $MgO/(MgO+FeO) = 0,48$.

определяется тем, что коэффициенты распределения Ni между кристаллом и расплавом для оливина и пироксена гораздо выше, чем Mg. На рис. 11.1 видно, что точки для базальтов, доставленных Аполлоном-12, попадают точно в середину поля земных базальтов и показывают общую тенденцию понижения содержания Ni по мере уменьшения количества Mg. (Некоторый разброс данных для лунных пород является, вероятно, результатом восстановления Ni вблизи поверхности и некоторой сегрегации металла, о чем пойдет речь дальше в этой главе). Большинство анализов образцов Аполлона-15 тоже попадает в поле, характерное

Важно сравнить содержание Ni в исходной первичной магме морских базальтов с низким содержанием Ti (до начала фракционирования оливина) и в первичной магме океанических толеитов. Земные толеиты сравнительно редко содержат Ni в количестве, превышающем $250 \cdot 10^{-4} \%$. Распространенность никеля в толеитах с отношением $MgO/(MgO + FeO) = 0,68 \div 0,70$ несколько превышает $200 \times 10^{-4} \%$ [303]. Наиболее примитивные кристаллические базальты с низким содержанием Ti содержат $110 \cdot 10^{-4} \%$ Ni, а зеленое стекло Аполлона-15 $180 \cdot 10^{-4} \%$ Ni. Однако изучено очень мало образцов этих базальтов. Низкая вязкость магмы морских базальтов и большие расстояния, на которые распространялись отдельные потоки, способствовали фракционированию оливина, поэтому весьма вероятно, что химические составы пород изученных небольших выборок в некоторой степени изменены этим процессом. Если принять, что наиболее примитивные морские базальты потеряли лишь 5% оливина, то исходные магмы должны были содержать около $150 \cdot 10^{-4} \%$ Ni. Данные, приведенные в табл. 11.1, получены на основе этого предположения.

Такой анализ приводит нас к выводу, что распространенность Ni в наименее фракционированных *исходных* базальтах с низким содержанием Ti и в примитивных земных океанических базальтах в общем близка, отличаясь не более чем в два раза, что указывает на близкие значения относительной распространенности Ni в оливиновых и пироксеновых компонентах исходных для базальтов типов веществ. Следует отметить также (см. рис. 11.1) очень низкую распространенность Ni в базальтах с высоким содержанием Ti, что является следствием их более сложной истории фракционирования, которая включает и взаимодействие с богатой железом металлической фазой¹ (в отличие от базальтов с низким содержанием Ti [484]).

¹ Возможно, жидким сплавом FeS — Fe.

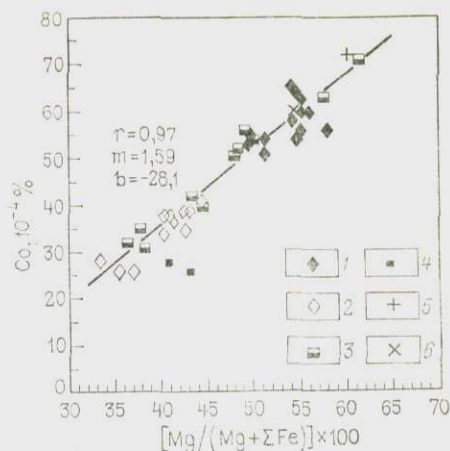


Рис. 11.2. Зависимость распространенности кобальта от отношения $MgO/(MgO + FeO)$ для базальтов КА «Аполлон» 12, зеленого стекла КА «Аполлон» 15 и оранжевого стекла КА «Аполлон» 17. [159]

1, 4 — базальты КА «Аполлон» 12; 1 — оливиновые, 2 — пироксеновые, 3 — ильменитовые, 4 — полевшпатовые; 5 — зеленое стекло КА «Аполлон» 15; 6 — оранжевое стекло КА «Аполлон» 17

Наконец, существование определений связи между содержанием Ni и отношением $MgO/(MgO+FeO)$ в базальтах Аполлона-12 (см. рис. 11.1) указывает на нахождение никеля в исходной магме в окисленном состоянии, что объясняет участие его во фракционировании оливина. В зеленом стекле Аполлона-15 также установлено высокое содержание никеля в виде NiO (неопубликованные данные Рингвуда и Кессона). Металлическая фаза, находящаяся в настоящее время в базальтах, доставленных Аполлоном-12, образовалась, по-видимому, в ре-

Таблица 11.1

Распространенность некоторых сидерофильных элементов в морских базальтах с низким содержанием Ti и в земных океанических толеитах. Данные Рингвуда [484], модифицированные Делано и Рингвудом [158]. Значения даны в $\% \cdot 10^{-4}$, кроме специально оговоренных случаев

Элемент	Земные океанические толеиты	Морские базальты с низким содержанием Ti	Земные базальты Лунные базальты
Группа I			
Fe	6,3, %	15,5 %	0,4
Ni	250	150	1,7
Co	41	45	0,9
W	0,08	0,14	0,6
Os	$0,3 \cdot 10^{-7}$ %	$0,5 \cdot 10^{-7}$ %	0,6
Ir	$0,04 \cdot 10^{-7}$ %	$0,07 \cdot 10^{-7}$ %	0,6
P	300	380	0,8
S	900	1150	0,8
Se	0,17	0,14	1,2
Группа II			
Cu	70	12	6
Ga	20	4	5
Ge	1,5	0,007	214
As	1	0,006	167
Re *	$0,8 \cdot 10^{-7}$ %	$0,01 \cdot 10^{-7}$ %	80
Ag	$30 \cdot 10^{-7}$ %	$1 \cdot 10^{-7}$ %	30
Sb	$29 \cdot 10^{-7}$ %	$0,06 \cdot 10^{-7}$ %	500
Au	$1 \cdot 10^{-7}$ %	$0,03 \cdot 10^{-7}$ %	33

* О рении см. сноску на с. 205.

зультате восстановительных процессов уже после извержения [99, 245, 456]. К этому вопросу мы вернемся в разделе 11.6.

На рис. 11.2 показана распространенность кобальта в базальтах Аполлона-12 в зависимости от отношения $MgO/(MgO+FeO)$. Уменьшение содержания кобальта с понижением отношения $MgO/(MgO+FeO)$ вызвано преимущественно влиянием кристаллизации оливина. Линейность взаимосвязи обусловлена близкими значениями коэффициентов распределения кобальта и магния. Существование взаимосвязи также указывает на то, что кобальт находился в исходной магме в виде окисленных ионов Co^{2+} , которые могли входить в структуру оливина.

Средняя распространенность кобальта ($41 \cdot 10^{-4} \%$) в морских базальтах с низким содержанием Ti и в земных океанических толеитах ($45 \cdot 10^{-4} \%$) практически одинакова (табл. 11.1); по-видимому, такой же вывод можно сделать и относительно исходных для них веществ лунной и земной мантии.

Сидерофильные элементы. Общий анализ

Мы несколько подробнее рассмотрели Ni и Co, так как это ведущие сидерофильные элементы, а также потому, что их распространенность в базальтах может сильно зависеть от фракционирования оливина вблизи поверхности. К счастью, этот процесс мало влияет на распространенность большинства других сидерофильных элементов. В табл. 11.1 обобщены данные о распространенности ряда сидерофильных элементов в морских базальтах с низким содержанием Ti и в океанических толеитах [484].

Видно, что сидерофильные элементы относятся к двум четко различающимся группам. В первой группе, в которую входят Fe, Ni, Co, W, Os, Ir, P, S и Se, распространенность в лунных и земных базальтах различается не более чем в два раза, тогда как элементами второй группы — Cu, Ga, Ge, As, Re, Ag, Sb и Au — лунные базальты обеднены в 5—500 раз. Все элементы второй группы, за исключением Re¹, сравнительно летучи, и можно показать, что это свойство оказалось решающим в условиях, характерных для Луны (раздел 11.7, см. табл. 11.4). Из рис. 11.2 и 11.3 видно, что Луна в целом обеднена летучими часто в очень много раз по сравнению с Землей и углистым хондритами I типа. В соответствии с этим Рингвуд и Кессон сделали вывод, что обеднение второй группой сидерофильных элементов обусловлено, вероятно, их летучестью и не связано с их сидерофильными свойствами.

Сидерофильные элементы первой группы сравнительно *нелетучи*. В условиях низкого отношения P_{H_2}/P_{H_2S} слабо летучими оказываются также S и Se [476]. Так как считается, что равновесия, контролирующие частичное плавление и другие процессы, участвующие в формировании и земных, и лунных базальтов, в общих чертах аналогичны, вполне возможно распространить вывод о сходстве распространенности I группы сидерофильных

¹ Обычно Re считается нелетучим сидерофильным элементом. Но свободная энергия образованная ReO_2 показывает, что по сидерофильным свойствам Re ближе к Ni чем Ir. Так как в этой главе уже говорилось, что никель встречается в исходных морских базальтах в окисленном состоянии, возможно, что рений также находится там в виде Re^{4+} . В этом состоянии рений образует высокоустойчивый окисел ReO_2 , который при давлении 1 атм возгоняется при 1363 °C, а значит, гораздо более летуч, чем золото, температура кипения которого 2660 °C. Значительное обеднение рением морских базальтов по сравнению с земными обуславливается летучестью ReO_2 . Поэтому обеднение рением может быть частным примером общего обеднения летучими элементами, что, как известно, характерно для вещества Луны.

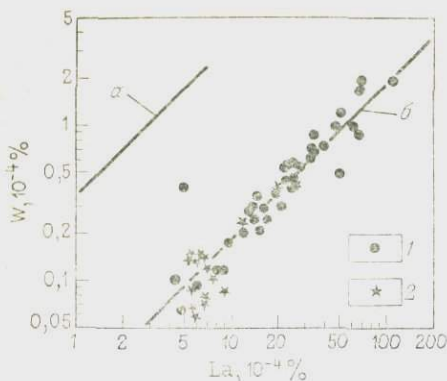


Рис. 11.3. Отношение содержания W и La в образцах из лунных морей и материков [597]. Графическое изображение результатов по Делано и Рингвуду [158]

a — в хондритах 0,348; *b* — на Луне 0,019; 1 — образцы материкового вещества и образцы, обогащенные K, P3Э, P (крип-базальты); 2 — морские базальты

образования ядра Земли, в частности, при резко различном давлении — 47 кбар на Луне и 3,6 кбар на Земле. Кроме того, в разделе 11.6 будет показано, что исходное вещество морских базальтов с низким содержанием Ti не было насыщено богатой железом металлической фазой, так что наблюдаемую распространенность сидерофильных элементов нельзя связывать с отделением такой фазы. Рингвуд и Кессон сделали поэтому вывод, что сходство в распространенностях сидерофильных элементов I группы в мантиях Луны и Земли показывает, что Луна произошла из земной мантии после сегрегации земного ядра.

11.3. ВОЛЬФРАМ И ФОСФОР

Эти элементы рассмотрим отдельно от других, так как данные об их распределении на Луне на редкость многочисленны и характеризуют не только морские базальты, но и систему материковой коры. Венке [597] показал, что существует строгая связь вариаций содержания La и W в образцах морских и материковых базальтов (см. рис. 11.3). Такая взаимосвязь в широком диапазоне абсолютных значений распространенности (отличающихся не менее чем в 30 раз) является результатом того, что La и W ведут себя в процессах магматического фракционирования как несовместимые элементы. Отношение W/La оказалось равным 0,019, и это значение, по-видимому, характерно для всей Луны. В углистых хондритах I типа оно равно 0,35, что больше лунного в 19 раз. Интересно, что для земных пород это

элементов в базальтах также и на *исходное* для базальтов вещество земной и лунной мантий.

Мы уже отмечали, что распространенность сидерофильных элементов I группы в земной мантии контролировалось *специфическими для Земли* процессами, связанными с формированием ядра (разделы 2.4 и 8.4). Эти процессы, видимо, не происходили на Луне, ядро которой, *если оно вообще существует*, составляет менее 2% от массы Луны и должно было образоваться в условиях, отличающихся от

отношение подобно лунному [597]. Более того, абсолютная распространенность W в земных океанических толитах, морских базальтах с низким содержанием Ti и исходной магме лунных материков почти одинакова (см. табл. 11.3).

Вольфрам представляет собой один из элементов группы «высокотемпературных конденсатов» (см. табл. 6.2), так что отношение La/W во всей массе Луны, всей Земле и в углистых хондритах I типа должно быть одинаковым. Обеднение вольфрамом относительно La земной мантии явно связано с его си-

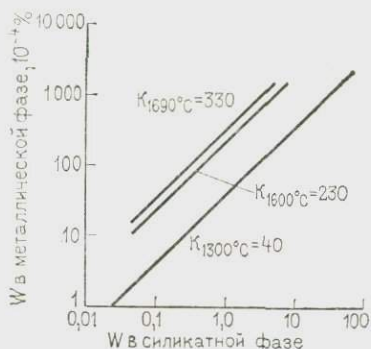


Рис. 11.4. Экспериментальные данные о зависимости коэффициентов распределения (K) W между металлическим железом и расплавом базальтовых силикатов от температуры [448]

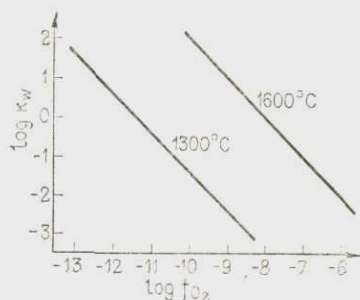


Рис. 11.5. Зависимость коэффициента распределения W между расплавами металла и базальтовых силикатов от летучести кислорода при 1300 и 1600 °C [448]

дерофильными свойствами, благодаря которым вольфрам преимущественно вошел в состав земного ядра [597].

Рамензее и Венке [448] провели тщательное экспериментальное исследование распространенности вольфрама между базальтовыми магмами и сплавами Fe—Ni в зависимости от температуры, состава металлической фазы и летучести кислорода. Оказалось, что коэффициент распределения между металлом и силикатом сильно зависит от этих факторов. Так, значение его очень увеличивается с температурой (рис. 11.4) и резко уменьшается с ростом летучести кислорода и содержания никеля (рис. 11.5) в металлической фазе (летучесть кислорода и содержание Ni в металле взаимосвязаны). В свете этих результатов Рамензее и Венке считают, что сходство отношений W/La и абсолютной распространенности вольфрама в лунной и земной мантии весьма показательно.

Эти представления получили дальнейшее развитие. Используя измеренные значения коэффициента распределения при температуре (~1300 °C), Рамензее и Венке показали, что уменьшение распространенности вольфрама и снижения отношения

W/La в наблюдаемых пределах можно объяснить равновесием вещества углистых хондритов I типа с металлическим железом, количество которого должно составлять 26 % от количества силикатной фазы. Это количество металла сопоставимо с массой ядра Земли. Однако максимальный размер лунного ядра составляет только 2 % от массы Луны (см. раздел 10.1). Такое небольшое ядро не может быть причиной наблюдаемого обеднения, получается расхождение в 10 раз.

Фактически же расхождение гораздо больше. Взаимосвязь La и W на рис. 11.3 показывает, что W находится в веществе Луны в окисленном состоянии, а не в виде металла. В разделе 11.6 мы увидим, что исходное вещество для базальтов с низким содержанием Ti и исходная магма, из которой образовалась лунная кора, не были насыщены по отношению к богатой железом фазе. Эти системы эволюционировали в условиях более высокой летучести кислорода, чем в равновесии с богатой железом металлической фазой. В настоящее время нет решающего доказательства в пользу существования того или иного типа металлического ядра на Луне (см. раздел 10.1). Однако если ядро вообще существует, оно должно было бы состоять из некоторого сплава никеля с железом, состав которого можно было бы согласовать с наблюдаемыми значениями летучести кислорода для исходных морских и материковых систем (см. раздел 11.6). Данные Рамензее и Венке (см. рис. 11.5) показывают, что в этих условиях коэффициент распределения W между металлом и силикатом должен быть меньше более чем в 10 раз. Таким образом, металлическое ядро Луны с максимально допустимой массой не объясняет обеднение вольфрамом в 100 раз.

Некоторые исследователи, например Бретт [100], предположили, что ядро Луны (если оно существует) может состоять из FeS, а не из металлического сплава Ni—Fe. Коэффициент распределения вольфрама между FeS и силикатом еще меньше, чем для сплава Ni—Fe [448], поэтому такое предположение не объяснит наблюдаемые соотношения.

Предположение, что обеднение вольфрамом вещества Луны не было вызвано процессом сегрегации в недрах Луны, а должно быть характерным для вещества, из которого шла аккреция Луны, в корне неправильно. Не представляется возможным, чтобы это обеднение происходило в исходной Солнечной туманности до начала аккреции Луны. Рамензее и Венке утверждают, что вольфрам полностью конденсируется во фракции высокотемпературного конденсата (см. табл. 6.2), и это действительно так, поскольку он обнаружен в количествах, отвечающих первичным соотношениям, в богатых Ca и Al включениях в метеорите Allende. Сплав никеля с железом, конденсирующийся при более низких температурах, практически не содержит вольфрама. Вследствие исключительно низкого давления паров вольфрама не представляется возможным, чтобы он мигрировал в диспер-

гированные зерна металлической Ni—Fe фазы при низких температурах (<1100 °С, см. табл. 6.2), при которых эта фаза конденсировалась из туманности. Более того, из-за снижения коэффициента распределения с понижением температуры (см. рис. 11.4) для существенного обеднения вольфрамом необходимо взаимодействие с гораздо большей относительной массой металлического сплава Ni—Fe, чем находится в конденсированной среде солнечного состава.

Рамензее и Венке делают вывод, что наблюдаемое на Луне обеднение вольфрамом должно было произойти в результате отделения большого (~ 26 %) богатого железом ядра внутри другого планетного тела, и что вещество, из которого состоит теперь Луна, произошло, вероятно, из мантии этого дифференцированного планетного тела. Сходство отношений W/La в земной мантии и в Луне позволяет с полным основанием предположить, что исходной для Луны мантией могла быть мантия Земли. Далее в этом разделе будет рассмотрено и опровергнуто альтернативное предположение, что эта дифференциация протекала в ранней генерации первичных тел, подобных тем, из которых образовались эвкритовые метеориты.

Фосфор

Дрейбус с сотрудниками [164] установили, что поведение фосфора в лунной и земной системах похоже на поведение вольфрама. На рис. 11.6 показано систематическое изменение содержания P и La в образцах из морей и материков Луны. Значения отношения La/P колеблются только от 0,01 до 0,03 при изменении абсолютной распространенности La почти в 100 раз. Следовательно, P, подобно La, ведет себя в основном как несовместимый элемент в процессе магматического фракционирования вещества Луны. Между прочим, это означает, что во время дифференциации P находился преимущественно в окисленном состоянии (см. раздел 11.6). На рис. 11.6 показано, что P (по сравнению с лантаном) обедняет вещество Луны относительно углистых хондритов I типа в 90 раз. Показано также, что в земных океанических толентах и щелочных базальтах отношения La/P в два раза больше, чем на Луне. В табл. 11.3 приведены данные, свидетельствующие о сходстве абсолютных распространенностей фосфора в земных базальтах, морских базальтах с низким содержанием Ti и в исходной магме лунной коры.

Фосфор — сравнительно нелетучий элемент в Солнечной туманности, конденсирующийся в виде Fe_3P при температуре 1200 °С (для металлического сплава Ni—Fe температура конденсации равна 1290 °С, см. табл. 6.2). В действительности конденсация может происходить даже при более высоких температу-

рах, если учитывать растворение Р в металле [418]. Поэтому совершенно невозможно, чтобы очень сильное и близкое по величине обеднение фосфором земной мантии и Луны было обусловлено его летучестью. Почти несомненно, что обеднение земной мантии фосфором вызвано его сидерофильными свойствами при высоких температурах. Рингвуд и Кессон (неопубликованные данные) нашли, что коэффициент распределения Р между металлическим железом и расплавом базальта при 1300 °С достигает значения 20.

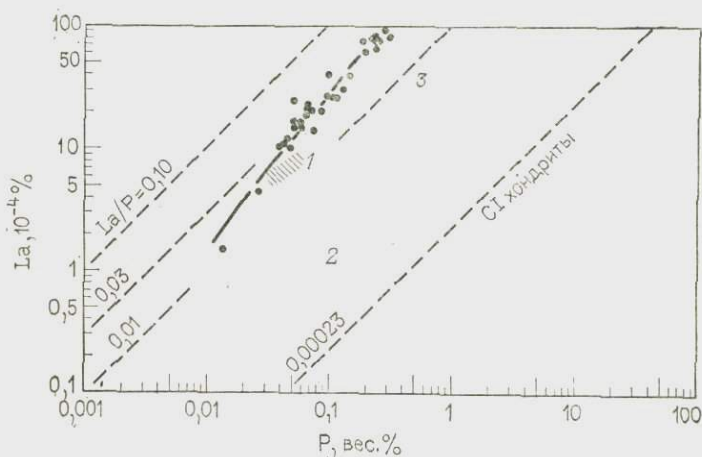


Рис. 11.6. Взаимосвязь между Р и La в веществе лунных материков (точки), морских базальтах с низким содержанием Ti (1), земных толеитовых (2) и щелочных (3) базальтах [158]

Как и в случае вольфрама, фосфор становится более литофильным с понижением температуры и преимущественно литофильным при температуре ниже 1100 °С [182]. Хотя имеющиеся данные по коэффициентам распределения Р менее полные, чем для W, они все же позволяют сделать вывод, что нельзя объяснить близкую распространенность Р в земной мантии и в веществе Луны, привлекая гипотезу выделения металлического ядра в каждом из этих тел в отдельности. Это следует из слишком различных относительных размеров этих ядер (разница примерно в 15 раз), зависимости равновесий распределения от летучести кислорода и данных о том, что системы морских базальтов и материковой коры Луны никогда не были в равновесии с богатой железом металлической фазой (см. раздел 11.6). Следует отметить также, что Р не халькофильный элемент, так что недостаток его в Луне нельзя приписать переходу его в ядро, состоящему из FeS.

11.4. РОДИТЕЛЬСКОЕ ТЕЛО ЭВКРИТОВ

Так же как и ряд других исследователей [158, 159, 165, 448], мы пришли к заключению, что распространенности Р и W в веществе Луны не могут быть объяснены фракционированием металл/силикаты на Луне и, по-видимому, обусловлены процессами, протекавшими внутри другого тела, в котором возможно образование большого, богатого железом ядра, составляющего примерно 26 % от массы планеты. Выше говорилось о том, что таким первичным телом могла быть Земля. Однако имеются предположения [10], что Луна образовалась из дифференцированных планетезималей аналогично телам, из которых сформировались некоторые ахондритовые, железокремнистые и железные метеориты. Согласно этой модели, отделение металла от силикатов происходило внутри таких тел, что вело к перераспределению сидерофильных элементов с обеднением ими силикатных компонентов. Затем силикатные оболочки исходных тел оказались фактически отделенными от металлических ядер, и в результате их аккреции на геоцентрической орбите образовалась Луна.

Между морскими базальтами с низким содержанием Ti и эвкритами действительно наблюдается сходство в химическом отношении, но имеются также и важные различия. Эвкриты характеризуются в общем близкой распространенностью главных элементов и некоторых сидерофильных, включая W и P. По-видимому, эвкриты образовались в результате плавления и дифференциации небольшого исходного тела хондритового состава, сильно обедненного летучими элементами [167, 532]. Хотя эти признаки сродства поддерживают в некотором отношении модели, связывающие морские базальты с низким содержанием Ti и эвкриты, глубокие химические различия между ними, которые будут рассмотрены ниже, показывают, что Луна не могла сформироваться из такого материала.

Главное различие между эвкритами и базальтами с низким содержанием Ti состоит в том, что расплавы эвкрита были насыщены богатой железом металлической фазой [532], а базальты (и исходная масса лунной коры) — нет (см. раздел 11.6). Это принципиальное различие отчетливо выявляется при сопоставлении распространенностей Ni, Co, Cu, Ga, Ir и Os (табл. 11.2).

Значительное обеднение этими элементами эвкритов по сравнению с базальтами с низким содержанием Ti доказывает, что расплавы этих двух типов базальтов произошли из фундаментально различных систем. В ходе процесса фракционирования исходного тела вещество эвкритов находилось в равновесии примерно с 20 % [15, 448] металлической фазы, богатой Fe и бедной Ni [532]. В отличие от исходного тела эвкритов, такое взаимодействие не наблюдается на Луне.

Вторым отличием эвкритов от Луны является их изотопный состав. Хотя обе системы лежат на земной линии фракционирования, указывая этим на происхождение Земли, Луны и эвкритов из одного и того же хорошо перемешанного в отношении ^{16}O источника, важно подчеркнуть, что Луна и эвкриты не имеют одинакового изотопного состава кислорода. Для Луны $\delta^{18}\text{O} = 5,5 \pm 0,2\%$ [138], а для эвкритов это обычно от +3,0 до +3,5% [140]. Эта разница слишком велика и ее невозможно объяснить магматическими процессами на Луне или в исходном

Таблица 11.2

Сопоставление распространенности некоторых сидерофильных элементов в первичной магне лунной коры, морских базальтах с низким содержанием Ti и эвкритях [158, 159]

Элемент	Исходная магне лунной коры	Морские базальты с низким содержанием Ti	Эвкриты
Ni, $n \cdot 10^{-4}$	200	150 *	3,5
Co, $n \cdot 10^{-4}$	30	45	8
Cu, $n \cdot 10^{-4}$	10	12	4,7
Ga, $n \cdot 10^{-4}$	4,6	4	1,4
Ig, $n \cdot 10^{-7}$	Неизвестно	0,07	0,004
Os, $n \cdot 10^{-7}$	»	0,5	0,02

* Это содержание Ni в первичной магне, которая не претерпела фракционирования оливина при поднятии к поверхности. Среднее содержание Ni в существующих фракционированных морских базальтах с низким содержанием Ti составляет $59,10^{-4}\%$ (см. раздел 11.2).

теле эвкритов, поэтому Клейтон и Майеда [138] пришли к заключению, что известные в настоящее время эвкриты не могут быть непосредственно связаны с Луной. Для земных пород значения $\delta^{18}\text{O}$ лежат между +4,5 и +6,0% [50, 419, 547], что не отличается от соответствующих значений для Луны.

Таким образом, различия в распространенности сидерофильных элементов, летучести кислорода и изотопного состава кислорода между эвкритами и морскими базальтами с низким содержанием Ti показывают, что особенности химии Луны не являются следствием ранней эволюции в генерации планетезималей, подобных исходному телу эвкритов.

Дополнительно можно указать на следующее. Столпер [533] показал, что распространенность девяти сидерофильных элементов в шерготтитовых метеоритах (очень редкий класс, представленный двумя метеоритами) не отличается более чем в 10 раз от распространенности их в земных базальтах. Однако некоторые важные различия намечаются. Так, отношения P/Sm и P/Ti в шерготтитах в 8—9 раз больше, чем в земных океанических толентах. Интересно было бы знать, насколько более распространен вольфрам в шерготтитах. Окисленное состояние

этих метеоритов (кварц-фаялит-магнетитовый буфер) несколько выше, но в общем подобно наблюдаемому в земной мантии.

Результаты Столпера интересны тем, что указывают на существование какого-то другого независимого тела в Солнечной системе, которое эволюционировало в геохимическом отношении почти аналогично (но не идентично) земной мантии. Это наблюдение ослабляет акцент, сделанный в другом месте данной книги, на уникальность земных соотношений распространенности сидерофильных элементов, обусловленных процессами, идущими только в мантии Земли. Однако, в противоположность высказыванию Столпера, я считаю, что сделанный при этом вывод о генетической связи между Землей и Луной, основанный на сходстве кривых распространенности сидерофильных элементов (в сочетании с другими признаками геохимической близости), не теряет силы.

Состав шерготтитов можно объяснить тем, что они образовались в результате дифференциации внутри небольшого первичного тела, в котором распространены Fe, Mg, Si, Ca и Al была в общем близкой к распространенности в первичном теле эвкритов, но более богатом летучими и более окисленном. Действительно, степень окисления должна быть настолько высокой, что вместо металлического железа присутствовал магнетит (Fe_3O_4) с небольшим количеством FeS, как это предполагалось для модели состава Марса. Таким образом соотношения распространенности сидерофильных элементов в такой мантии определялись равновесием между расплавом Fe—O—S и силикатами в условиях относительно высокой летучести кислорода. Расплав Fe—O—S, вероятно, сегрегировал с образованием ядра (см. рис. 9.1).

В случае Земли тоже считается, что соотношения распространенности сидерофильных элементов в мантии определяются равновесием со сплавом Fe—O—(S), образующим ядро в условиях высокой летучести кислорода. Однако в этом случае вхождение кислорода в металлический сплав обусловлено растворением FeO в Fe при высоких давлениях.

Таким образом, изучение распространенности сидерофильных элементов на Луне и степени окисления исходного вещества показывает, что Луна, возможно, произошла из мантии крупного первичного тела, которое претерпело дифференциацию в условиях высокой летучести кислорода. Единственным таким исходным телом является Земля. Луна не могла бы образоваться в результате захвата обломков вещества мантий гипотетической популяции ранее дифференцированных небольших первичных тел шерготтитов, поскольку они имеют разный изотопный состав кислорода; в них сильно отличается распространенность летучих элементов; кроме того, выдвигаются серьезные аргументы против самой возможности такого захвата (см. с. 244 и 256 главы 12).

Можно высказать еще более умозрительное предположение, которое, однако, невозможно совершенно исключить, что шерготтиты произошли из существовавшей ранее луны Венеры, по происхождению подобной земной Луне (глава 12).

11.5. СИДЕРОФИЛЬНЫЕ КОМПОНЕНТЫ ЛУННЫХ МАТЕРИКОВ

Из данных табл. 10.2 видно большое сходство содержаний главных элементов в исходной магме лунных материков и земных океанических толеитов. Достаточно близкими оказывается в них и распространенность рассеянных элементов, таких как РЗЭ. Представляется заманчивым исследовать взаимосвязь между распространенностью сидерофильных элементов в исходной магме лунной коры и земных толеитах.

Использование данных о распространенности сидерофильных элементов в лунных материках очень осложняется постоянной примесью метеоритного материала, связанного с бомбардировкой, которой эти районы подвергались в ходе истории Луны. В течение нескольких лет многие считали [49, 244], что практически все количество сидерофильных элементов лунных материков обусловлено примесью вещества метеоритов. С другой стороны, Венке с сотрудниками [597, 600, 602] придерживаются взгляда, что Ni в лунных материках связан с «первичной компонентой», поступавшей в процессе аккреции, и поэтому является местным элементом. Хотя присутствие значительной примеси метеоритного материала несомненно, эта модель показывает, что распространенность сидерофильных элементов в лунном веществе может быть в значительной степени связана с особенностями состава компонентов местного происхождения. Иванович и Рид [285, 286] также считают, что распространенность Os и Ru в лунных материках может отражать их содержание в самых лунных породах.

Детально изучали этот вопрос Делано и Рингвуд [158, 159]. Они пришли к выводу, что в материках действительно содержатся значительные концентрации многих сидерофильных элементов местного происхождения. На Девятой лунной конференции в марте 1978 года эти выводы оспаривал Андерс. Я считаю, что позиция Чикагской школы по этому вопросу неправильна. Исчерпывающий анализ этих доводов выполнен в работе Делано и Рингвуда [159].

На основе обширных данных о рассеянных элементах в материковых породах Бедекер [70], а также Грос [217] пришли к заключению, что *в первом приближении* можно считать метеоритный компонент в этих породах по своей природе относящимся к «обыкновенным хондритам» в том смысле, что в нем сохранилась первичная распространенность многих, в космическом отношении нелетучих элементов, но он систематически в различной степени обеднен рядом летучих элементов. При попытке проверить справедливость такой модели Делано и Ринг-

вуд [158, 159] предположили, что состав метеоритного компонента лунных материков соответствует составу обыкновенных хондритов Н-группы. Однако их общий вывод не зависит от этого допущения. Аналогичные результаты можно получить, если предположить, что контаминация обусловлена веществом земного типа (например, отвечающего по составу всей Земли), которое обеднено многими летучими элементами в гораздо большей степени, чем хондриты Н-группы.

Была высказана крайняя точка зрения, что весь иридий лунных материков имеет метеоритное происхождение. Справедливость такого предположения обсуждали Делано и Рингвуд [158, 159]. При этом для каждого элемента просто вычитали из наблюдаемых концентраций его количество, обусловленное метеоритной добавкой, используя отношения данных элементов в хондритах Н-группы к иридию. Следует заметить, что если бы в дополнение к метеоритной примеси был еще иридий местного происхождения, эта модель показала бы *минимальные* значения для распространенностей местных лунных сидерофильных элементов. Была внесена дальнейшая поправка (в общем небольшая) на присутствие кумулятивного плагноклаза, так что полученные остаточные концентрации сидерофильных элементов можно было отнести к исходной магме лунной коры (см. табл. 10.2).

Ввиду убедительных данных, свидетельствующих о том, что отдельные лунные образцы (1 г) нельзя считать изолированной химической системой во время мощной переработки вещества лунной поверхности сверхскоростными падениями метеоритов, Делано и Рингвуд отобрали из литературы сведения о распространенности элементов по возможности в большем числе образцов материковых пород и грунта с тем, чтобы охарактеризовать химическую систему максимально возможного размера. Поэтому их оценки распространенности элементов в исходной магме лунной коры основывались на *средних* данных, которые, как считается, отражают свойства достаточно большой системы, не изменяющиеся при ударной переработке.

Сопоставление остаточных концентраций сидерофильных элементов в исходной магме лунной коры с морскими базальтами

Результаты расчетов приведены в табл. 11.3. Во всех случаях остаточные концентрации выше нуля имеют существенную величину, и можно считать, что они представляют характерные для лунного вещества содержания сидерофильных элементов. В таблице приведены для сравнения также данные о некоторых литофильных элементах различной летучести.

Данные табл. 11.3 представлены графически на рис. 11.7. Распространенность сидерофильных элементов — W, Ni, Co, P, S, Se, Cu и Ga в исходной магме лунной коры и морских

Таблица 11.3

Распространенность сидерофильных и некоторых литофильных элементов в первичной магме лунной коры, морских базальтах с низким содержанием Ti и земных океанических толеитах. В каждой группе элементы расположены в последовательности их относительной летучести [159]

Элементы	Исходная магма лунной коры	Морские базальты с низким содержанием Ti	Земные океанические толеиты
Сидерофильные			
W, $n \cdot 10^{-7} \%$	63	140	80
Ni, $n \cdot 10^{-4} \%$	200	150	250
Co, $n \cdot 10^{-4} \%$	30	45	41
P, $n \cdot 10^{-4} \%$	220	380	300
Au, $n \cdot 10^{-7} \%$	$\sim 0,7^*$	0,03	~ 1
S, $n \cdot 10^{-4} \%$	700	1150	900
Se, $n \cdot 10^{-7} \%$	180	140	170
As, $n \cdot 10^{-7} \%$	200 [*]	6	1000
Cu, $n \cdot 10^{-4} \%$	10	12	70
Ga, $n \cdot 10^{-4} \%$	4,6	4	20
Ag, $n \cdot 10^{-7} \%$	4 [*]	1	30
Sb, $n \cdot 10^{-7} \%$	2 [*]	0,06	29
Ge, $n \cdot 10^{-7} \%$	400 [*]	7	1500
Cd, $n \cdot 10^{-7} \%$	110 [*]	2	140
Литофильные			
Li, $n \cdot 10^{-4} \%$	8	6	19
Mn, $n \cdot 10^{-4} \%$	730	2090	1360
K, $n \cdot 10^{-4} \%$	230	250	1500
Na, $n \cdot 10^{-4} \%$	3100	1800	19440
Zn, $n \cdot 10^{-4} \%$	11 [*]	1	100

* См. раздел 11.8, где подробно рассматриваются эти данные; возможно, что они не характеризуют первичную магму лунной коры, так как эти элементы могли накопиться вместе посадки «Аполлон» 16 вследствие переноса летучих (например, фумарольной деятельности).

Таблица 11.4

Сопоставление распространенности элементов, находящихся на поверхности и внутри зеленого стекла «Аполлон» 15 и оранжевого стекла «Аполлон» 17 [134]. Этими элементами в значительной степени обеднены морские базальты с низким содержанием Ti по сравнению с исходной магмой лунной коры (см. рис. 11.7)

Элемент	Поверхность/внутренняя часть	Элемент	Поверхность/внутренняя часть
Cd	420	Sb	100
Zn	71	Au	>110
Ge	54	Cu	$\sim 1,5$
As	(Нет данных) *	Ga	4
Ag	>30		

* Венке [598, 599] пришел к выводу, что высокое обогащение As в породах «Аполлон» 16 обусловлено процессами накопления его вследствие его летучести.

базальтов с низким содержанием Ti очень близка. Так как распространенность этих элементов в морских базальтах с низким содержанием Ti несомненно отражает особенности собственно лунного вещества, совпадение данных подтверждает вывод Делано и Рингвуда о том, что распространенность сидерофильных элементов исходной магмы лунной коры также определяется составом Луны. Более того, постоянство соотношений указывает на справедливость простой модели, использованной для расчетов.

Данные табл. 11.3 и рис. 11.7 показывают, что по сравнению с морскими базальтами с низким содержанием титана исходная магма лунной коры сильно обогащена Au, As, Sb, Ge, Cd и Zn и несколько в меньшей степени серебром (~в 4 раза). Главным свойством этих элементов является их летучесть в лунных условиях, на что указывают исключительно высокие значения их концентрации по поверхности зеленых и оранжевых стекол (табл. 11.4) и накопление в самых мелких фракциях лунного грунта. Этот вопрос рассматривается подробнее в разделе 11.8.

Креенбюль [311] установил во многих породах Аполлона-16 аномально высокую распространенность летучих элементов и приписал ее действию вулканических и (или) фумарольных процессов. Весьма вероятно, что «сверхраспространенность» Zn, Cd, Ge, As, Ag, Sb и Au, рассчитываемая для исходной магмы лунной коры, обусловлена этими процессами, дополненными, может быть, перераспределением вследствие метеоритных ударов (частное сообщение Венке). По-видимому, не имеется никаких оснований считать, что исходная магма лунной коры действительно была обогащена Zn, Cd, Ge, As, Ag, Sb и Au по сравнению с морскими базальтами с низким содержанием Ti, хотя полностью исключить такую возможность нельзя (см. раздел 11.8).

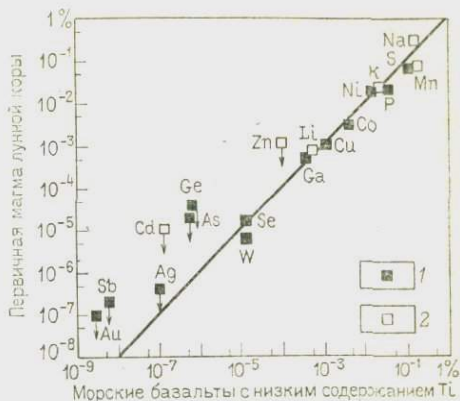


Рис. 11.7. Сопоставление распространенности сидерофильных и литофильных элементов в исходной магме лунной коры и морских базальтах с низким содержанием Ti. Элементы на прямой одинаково распространены в обеих системах. Стрелки у Zn, Ge, Ag, Sb, Au и As показывают, что они находятся наряду с фумарольным компонентом на поверхности зеленого стекла КА «Аполлон» 15 и оранжевого стекла КА «Аполлон» 17. Присутствие фумарольного компонента в материковых образцах КА «Аполлон» 16 может быть причиной различий между исходной магмой лунной коры и морскими базальтами с низким содержанием Ti

Элементы: 1 — сидерофильные, 2 — литофильные

Элементы: 1 — сидерофильные, 2 — литофильные

Систематика значений отношения Ni/Co

График зависимости отношения Ni/Co от содержания Ni показывает, что распространенность Ni и Co в материковых породах и грунтах, доставленных КА «Аполлон» 16 (рис. 11.8) и «Аполлон» 14, 15 и 17, можно описать на основе модели смешения с двумя источниками этих элементов [158, 159]. Один из источников характеризуется высоким содержанием Ni ($\geq 800 \cdot 10^{-4}\%$) и первичным отношением Ni/Co=19. Поскольку все главные разновидности метеоритов отличаются высокой распространен-

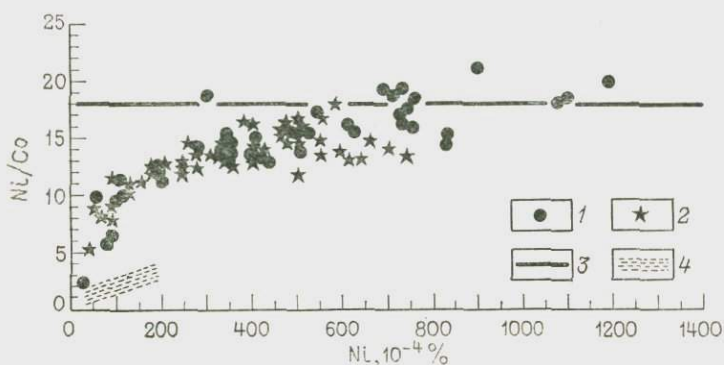


Рис. 11.8. Диаграмма взаимосвязи между содержанием Ni и отношением Ni/Co для образцов КА «Аполлон» 16 (без внесения поправок)

1 — короды; 2 — грунт; 3 — первичное отношение Ni/Co; 4 — морские базальты

ностью Ni и близкими к первичным отношениям Ni/Co, этот источник на рис. 11.8 может быть метеоритного происхождения. Второй источник характеризуется гораздо более низкой распространенностью Ni и намного меньшим отношением Ni/Co. Отметим, что зависимость отношения Ni/Co от Ni в материковых образцах отчетливо укладывается в полосу, которая направлена в сторону области значений для области морских базальтов с низким содержанием Ti и пересекает ее (см. рис. 11.8).

Этот эффект более четко виден на рис. 11.9 и 11.10, на которых приведены результаты, полученные после вычитания количеств Ni и Co, обусловленных контаминированием метеоритами (вычисления проводились по величине отношения к Ir). Точки остаточных значений располагаются почти параллельно области морских базальтов и отчасти перекрываются с ней. Так как последние отражают распространенность элементов в самом лунном веществе, мы считаем, что второй источник Ni и Co тоже лунного происхождения. На рис. 11.9 и 11.10 показано также, что кривые зависимости отношения Ni/Co от Ni для исходной магмы лунной коры подобны полученным для земных океанических толеитов, которые отражают фракционирование

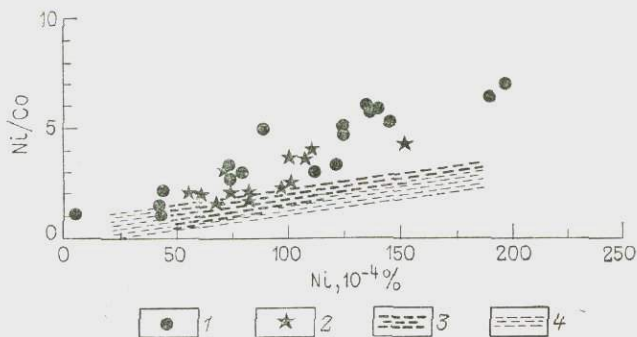


Рис. 11.9. Диаграмма зависимости отношения Ni/Co от содержания Ni в первичной магме лунной коры после вычитания количества контаминирующего метеоритного вещества и компенсации эффекта разбавления кумулутом плагиоклаза в материковых образцах, доставленных КА «Аполлон» 14, 15 и 17. Данные этой зависимости сопоставлены с соответствующими областями для морских базальтов с низким содержанием Ti и земных океанических толеитов [159]

1 — породы; 2 — грунт; 3 — земные толеиты; 4 — морские базальты с низким содержанием Ti

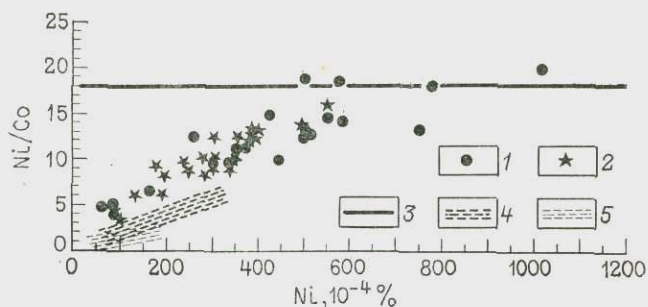


Рис. 11.10. Диаграмма зависимости отношения Ni/Co от содержания Ni в первичной магме лунной коры после вычитания количества контаминирующего метеоритного вещества и компенсации эффекта разбавления кумулутом плагиоклаза в материковых образцах, доставленных КА «Аполлон» 16. Данные этой зависимости сопоставлены с соответствующими областями для морских базальтов с низким содержанием Ti и земных океанических толеитов [159]

1 — породы; 2 — грунт; 3 — первичное отношение Ni/Co; 4 — земные толеиты; 5 — морские базальты

оливина. Значит фракционирование оливина тоже ответственно за зависимость Ni/Co от Ni и для Ni материков Луны Земная кривая в общем параллельна и располагается между соответствующими кривыми для исходной магмы лунной коры и базальтов с низким содержанием Ti . Это служит доказательством близкой связи между системами сидерофильных элементов на Земле и Луне.

Данным на рис. 11.10 можно дать иное объяснение, если использовать модель химического состава лунных материков, разработанную Венке с сотрудниками [597, 599, 602]. Мы ее рассматривали в разделе 10.2. Согласно этой модели зависимость Ni/Co от Ni (после поправки на контаминирование метеоритным материалом) объясняется смешением неметеоритного «первичного компонента», отвечающего общему составу Луны, имеющего близкое к первичному отношение $Ni/Co = 15 \div 18$ и содержащего $\geq 1000 \cdot 10^{-4} \%$ Ni с дифференцированным местным компонентом коры, для которого $Ni/Co \sim 3$, а $Ni \sim 50 \cdot 10^{-4} \%$ (аналогично морским базальтам с низким содержанием Ti). Выводы относительно происхождения Луны на основе модели Венке и модели, принятой в этой книге, одинаковы [599].

Сопоставление остаточных концентраций сидерофильных элементов в исходной магме лунной коры с земными океаническими толеитами

Мы уже говорили о сходстве распространенности главных и редкоземельных элементов в магме, из которой образовалась лунная кора, и земных толеитах. Из табл. 11.3 следует, что в этой магме и в земных океанических толеитах близки и значения распространенности сравнительно нелетучих сидерофильных элементов W , Ni , Co , P , S и Se ¹. Содержание Ga и Cu в лунной магме по сравнению с океаническими толеитами понижено только в 5—7 раз. Летучесть этих элементов находится между K , Na и Li , но ближе к K и Na (см. табл. 11.2). Обедненность этими элементами исходной магмы лунной коры по сравнению с океаническими толеитами в 7 раз больше, чем, калия, в 6 раз — чем Na и в 2,4 раза — чем Li (см. табл. 11.2). Понижение концентрации щелочных элементов зависит от их летучести, и поэтому можно ожидать, что это свойство привело к аналогичному обеднению Cu и Ga . Таким образом, распространенность Ga и Cu в первичной магме лунной коры (а также и в морских базальтах) и магме земных океанических толеитов можно считать очень близкой, если учесть понижение концентрации, обязанное потере элементов за счет летучести.

¹ S и Se причисляются к относительно нелетучим элементам, так как температуры их конденсации зависят от летучести водорода в среде. Они сравнительно нелетучи при низкой летучести водорода, которая возможно обладала в период формирования Луны [484].

Мы уже подчеркнули значение сходства распространенности сидерофильных элементов в морских базальтах с низким содержанием Ti и в земных океанических толентах. Данные рис. 11.7 и табл. 11.3 ясно показали, что это сходство распространяется и на исходную магму лунной коры, которая несомненно представляет собой самую крупную массу магмы, образовавшейся на Луне: она является продуктом плавления и дифференциации почти половины ее объема. Поэтому мы делаем вывод, что сходство распространенности сидерофильных элементов в породах Луны и Земли, вероятно, характерно для всей Луны. Значение этого сходства в качестве доказательства того, что вещество Луны в конечном итоге произошло из мантии Земли после формирования ядра, уже рассматривалось в разделах 11.2 и 11.3.

Из табл. 11.2 видно, что между распространенностью золота в исходной магме лунной коры и океанических толентах тоже наблюдается сходство. Делано и Рингвуд [158] придавали этому большое значение. Затем, однако, они пришли к выводу [159], что это сходство случайно и связано с некоторой компенсацией исходного обеднения из-за летучести (как в морских базальтах) и последующего добавления и обогащения золотом верхней части лунной коры в результате вулканической и фумарольной деятельности. Этот вопрос будет рассматриваться в разделе 11.8. Распространенность остальных летучих сидерофильных элементов — As, Ag, Sb, Cd и Ge, вероятно, тоже является следствием этих процессов.

11.6. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ПРОБЛЕМА ЛУННОГО ЯДРА

В породах лунных материков и в морских базальтах широко распространены небольшие количества богатой железом металлической фазы. Часто предполагалось, что основные кумулаты, подстилающие кору, и исходное вещество морских базальтов должны содержать значительные количества богатой железом металлической фазы. Некоторые исследователи [186] приписывали обеднение сидерофильными элементами морских базальтов и пород лунной коры выделению металлической фазы в недрах Луны еще до образования коры и (или) морских базальтов. Это предположение, объясняющее широкую встречаемость металлической фазы в лунных породах и глобальную дифференциацию Луны, использовалось в поддержку мнения о возможности существования у нее небольшого, богатого железом металлического ядра.

Подробные исследования соотношений оливин/металл в морских базальтах с низким содержанием Ti [99, 245] показали, что: а) ликвидусный оливин содержит до $400 \cdot 10^{-4} \% \text{ Ni}$ и $250 \cdot 10^{-4} \% \text{ Co}$, б) самый ранний ликвидусный оливин не сосуществует с металлической фазой и в) более поздний ликвидусный оливин может соосаждаться с металлическим сплавом

необычного состава (содержащего до 55 % Ni). Результаты показывают, что наиболее примитивные магмы с низким содержанием Ti были сильно недосыщены богатой Fe металлической фазой до начала извержения. Это значит, что и исходные области этих базальтов тоже не были насыщены богатой Fe металлической фазой. Более того, высокое содержание Ni ($180 \cdot 10^{-4} \%$) в зеленом стекле не связано с рассеянной металлической фазой, а отражает количество окисленного никеля, равномерно распределенного по всему стеклу (Кессон и Рингвуд, неопубликованные данные). Содержание Ni в зеленом стекле, равное $180 \cdot 10^{-4} \%$, значительно выше того значения, которое могло бы сохраниться в равновесии с металлическим железом при температурах, близких к ликвидусу. Наконец, на рис. 11.1 показана корреляция между общим содержанием Ni и отношением $MgO/(MgO+FeO)$ в базальтах с низким содержанием Ti. Это свидетельствует о том, что изверженный Ni находился в них преимущественно в окисленном состоянии и что распространенность Ni зависит от степени фракционирования оливина. По-видимому, наиболее примитивные морские базальты, на которые не оказало воздействия фракционирование оливина, содержат более $150 \cdot 10^{-4} \%$ Ni и $40 \cdot 10^{-4} \%$ Co в окисленном состоянии и в этом отношении подобны земным океаническим толеитам. Следовательно, очень сильное обеднение некоторыми сидерофильными элементами (например, Ge, рис. 11.2) не обязано предшествующему выделению фазы металлического железа. Кроме того, поскольку исходное вещество никогда не было в равновесии с металлическим железом, представляется совершенно несостоятельным (с химической точки зрения) предположение о существовании железного ядра в Луне. Наличие в настоящее время металлических Fe—Ni сплавов в морских базальтах необходимо связывать с восстановительными процессами вблизи поверхности во время извержения [456, 504].

В породах лунных материков и морей наблюдаются взаимосвязанные вариации содержания W и P с La (см. рис. 11.3 и 11.6). Эти закономерности явно обусловлены несовместимыми кристаллохимическими свойствами W и P во время процессов дифференциации магмы, что в свою очередь указывает на преимущественно окисленное их состояние в исходной системе пород лунных материков. Коэффициент распределения W между расплавами металлического железа и силикатов показан на рис. 11.4, а Кессон и Рингвуд (неопубликованные результаты) определили коэффициент распределения P при $1300 \text{ }^\circ\text{C}$ между металлическим железом и исходной магмой лунной коры. Установлено, что в этих условиях и W и P обладают сильными сидерофильными свойствами, и коэффициенты распределения их между металлической и силикатной фазами выше 20. Постоянство отношения W/La исключает возможность равновесия с существенными количествами богатой желе-

зом металлической фазы в любой момент во время петрогенеза морских и материковых систем, потому что даже малые количества (например, 0,5 %) металлического железа резко понизили бы распространенность вольфрама и нарушили бы постоянство отношения W/La (рис. 11.11). Аналогичные доводы можно привести и по поводу корреляции P—La на рис. 11.6 [158, 159].

На рис. 11.8—11.10 показано, что материковые образцы характеризуются не только значительной «лунной» распространенностью Ni и Co, но и четким трендом фракционирования, который аналогичен зависимости для земных океанических толентов, обусловленных фракционированием оливина. Это означает, что во время петрогенеза лунных материков «лунные» Ni и Co находились в окисленном состоянии. Подобную мысль высказал Венке [602] в связи с корреляцией Ni и Mg в образцах пород лунных материков. Нахождение Ni и Co главным образом в окисленном состоянии исключает присутствие богатой железом металлической фазы. В настоящее время большая часть Ni и Co в материковых образцах встречается в металлической форме, что обуславливается присутствием метеоритного железа и восстановлением этих элементов при ударном метаморфизме и плавлении, уже после дифференциации 4,4 млрд. лет назад. Высокое отношение W/Ni (в 80 раз больше первичного) в металлических зернах из материковых пород доказывает местную природу процесса восстановления [627]. Тем не менее следует отметить, что обнаружены лунные оливины, содержащие более $700 \cdot 10^{-4} \% \text{ NiO}$ [526].

Гипотеза троилитового ядра

В некоторых работах была высказана гипотеза о том, что либо на глубинах 250 км [392], либо в гипотетическом лунном ядре [100] находятся сульфидно-металлические массы, отвечаю-

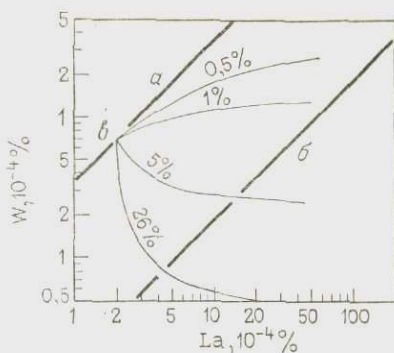


Рис. 11.11. Рассчитанная распространенность W и La в расплавах силиката, образовавшихся при частичном плавлении гипотетических исходных веществ с постоянным содержанием W и La (т. е. $0,7 \cdot 10^{-4} \% \text{ W}$ и $2 \cdot 10^{-4} \% \text{ La}$), но с различной остаточной концентрацией металлического железа; коэффициент равен 53 [448]. На диаграмме видно, что, например, расплавы, находящиеся в равновесии с 0,5 % остаточного металлического Fe, при различной степени частичного плавления должны характеризоваться значительно большим разбросом величин W/La, чем материковые и морские породы (см. рис. 11.3) [159]. а — в хондритах W/La=0,348; б — на Луне W/La=0,019; в — металлическая фаза Fe в коре выветривания

щие эвтектической смеси Fe—FeS. Мурти [392] считает, что обеднение сидерофильными элементами можно отчасти объяснить сегрегацией FeS. Однако этому предположению противоречит наблюдаемое обеднение вольфрамом и фосфором, не являющихся халькофильными элементами [262]. Более того, исходная магма лунной коры и примитивные морские базальты с низким содержанием Ti не насыщены FeS [308], а это указывает на то, что процессы сегрегации FeS в крупные массы или в ядро либо не происходили вообще, либо эти гипотетические массы FeS никогда не приходили в равновесие с морскими и материковыми системами.

Дальнейшие аргументы против существования на Луне богатого FeS ядра представляет космохимия. Если предположить, что существует небольшое лунное ядро из FeS и оценить его размеры по сейсмическим данным, тогда Луна должна была бы содержать около 0,4 % серы. Сравнение с первичной распространенностью серы показывает, что Луна должна была захватить в период аккреции около 3 % первичного количества этого элемента, который является чрезвычайно летучим для условий Солнечной туманности. Эту оценку можно сопоставить с соответствующими количествами других элементов, которые конденсировались на Луне, если исходить из их распространенности в морских базальтах с низким содержанием Ti (см. рис. 11.12: Cs—1,5 %; F—1,4 %; Zn—0,5 %; Ag—0,2 %; As—0,1 %; Au—0,01 %; Ge—0,006 %). Все эти элементы в богатой водородом Солнечной туманности гораздо менее летучи, чем сера (см. табл. 6.2). Поэтому очень трудно представить себе условия, при которых формирование Луны шло бы таким образом, что аккреция серы была гораздо эффективнее, чем других, намного менее летучих элементов. Некоторые из них (например, Zn, Ge и F) не являются халькофильными, так что обеднение ими нельзя приписать преимущественному захвату в гипотетическое ядро, состоящее из FeS.

Геофизические данные относительно существования в Луне металлического ядра считаются очень сомнительными (см. раздел 10.1). Рассмотренные выше геохимические материалы не говорят в пользу ядра, состоящего главным образом из металлического железа или сульфида железа. Эти данные в принципе не противоречат существованию ядра, состоящего преимущественно (>60 %) из металлического никеля, который с теоретической точки зрения мог выделяться при значительно более высокой летучести кислорода, чем это необходимо для железного ядра. Однако предположение о богатом никелем ядре, составляющем 1—2 % лунной массы, вызывает многие другие проблемы, решение которых надо найти. Сюда относятся ограничения, связанные с величинами относительного давления паров металлического железа и никеля: содержание Ni в металличе-

кой фазе не может превышать возникающей при конденсации из Солнечной туманности, 15 ат. % Ni [220].

Поскольку геохимические данные не поддерживают возможность существования металлического ядра Луны, возникает проблема объяснения намагниченности лунных пород. Одной из гипотез, объясняющих намагниченность, было действие самовозбуждающейся «динамомшины» в металлическом ядре Луны. Однако специалисты в этой области далеко не единодушны в своих решениях.

11.7. ЛЕТУЧИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МОРСКИХ БАЗАЛЬТАХ И ИХ ИСХОДНОМ ВЕЩЕСТВЕ

Одной из наиболее ярких химических особенностей лунных пород является степень обеднения их летучими элементами (см. рис. 11.12 и 11.13). В случае морских базальтов и вещества их источника можно показать на основе изотопных данных, что обеднение рубидием по сравнению со стронцием произошло 4,5 млрд. лет назад, близко ко времени формирования Луны, а не во время извержения базальтов на лунную поверхность, которое имело место 3,2—3,9 млрд. лет назад [143, 433]. По всей вероятности, резкое обеднение свинцом относительно урана также произошло 4,4—4,5 млрд. лет назад, но в ограниченной степени фракционирование Pb и U (например, в 2 раза) продолжалось во время излияния лавы или вскоре после него [543, 544, 557, 566]. Важно, что значительно большее обеднение Pb и Rb по сравнению с углистыми хондритами I типа и земными породами происходило в период, близкий ко времени формирования Луны. Почти с уверенностью можно сказать, что это справедливо и для других летучих элементов, обеднение которыми существенно; к таким элементам относятся Ge, As и Sb, которые будут рассмотрены в этой главе (см. рис. 11.12 и 11.13). Самое простое и наиболее удовлетворительное объяснение этих наблюдений состоит в том, что обеднение летучими элементами характерно для вещества, из которого шла аккреция Луны.

Распространенность летучих элементов в исходном для морских базальтов веществе сопоставлена на рис. 11.12 с первичной распространенностью их в углистых хондритах I типа. Следует заметить, что относительная картина распространенности резко отличается от обычных хондритов (см. рис. 9.2) и показывает, что Луна сформировалась в химических и термических условиях, сильно отличающихся от условий формирования обычных хондритов. Более того, наблюдаемое обеднение трудно объяснить на основе предположения о последовательности конденсации Солнечной туманности (см. рис. 6.6 и табл. 6.2) или на основе различных моделей фракционирования в туманности, основанных на этой последовательности [185].

Следовало бы отметить следующие противоречия и несоответствия.

а. Для элементов, которыми Луна обеднена в большей степени, чем калием (см. рис. 11.12), не существует или почти не существует корреляции между величиной обеднения и температурой конденсации в Солнечной туманности. Например, температура конденсации германия в туманности солнечного состава выше, чем для Zn, S, Cd, Pb, Bi, In и Tl, тогда как обеднение Луны германием приблизительно в 100 раз больше по сравнению с другими элементами.

б. В охлаждающейся туманности солнечного состава значительные количества FeO начинают входить в Mg_2SiO_4 и $MgSiO_3$ при температуре около $500^\circ C$, а содержание FeO в веществе, из которого произошли морские ба-

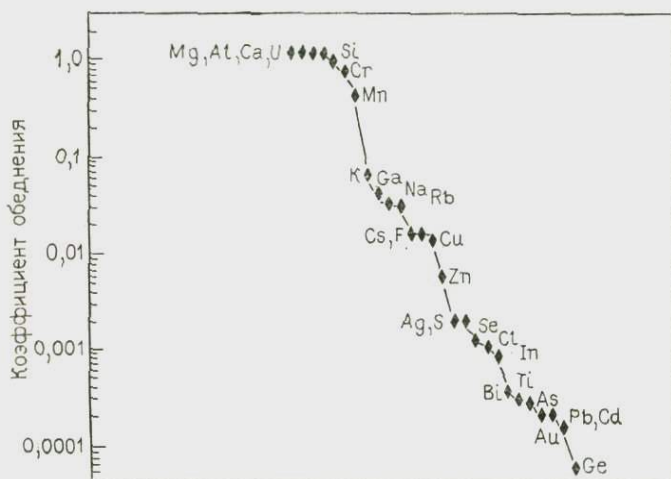


Рис. 11.12. Сопоставление распространенности главных летучих элементов в исходном веществе морских базальтов с низким содержанием Ti и в углистых хондритах I типа [484]

зальты [$MgO/MgO + FeO \sim 0,8$], достигается только тогда, когда температура падает до $250^\circ C$ (см. рис. 6.5). При этой температуре все элементы, перечисленные в табл. 6.2, за исключением Bi, Rb, Tl и In, вероятно полностью сконденсировались. В моделях, представляющих формирование Луны из вещества, в конечном итоге сконденсировавшегося непосредственно из Солнечной туманности [185], должно содержаться более 20% первичного окисленного компонента [484]. Как показано в табл. 6.2, в этом низкотемпературном компоненте должна наблюдаться первичная распространенность Na, Rb, Cs, Ge, As, Zn, Cd, Se и S. Таким образом, максимальный коэффициент обеднения Луны этими элементами должен был бы быть около 0,2, а наблюдаемые коэффициенты находятся в пределах 0,03—0,00006 (см. рис. 11.11).

в. Обыкновенные хондриты по сравнению с углистыми хондритами I типа обеднены As, Ga, Cu, F, Ag, Ge, S и Zn приблизительно в 0,2—0,4 раза. Андерс [45, 46] объясняет эти небольшие отличия узким интервалом температур, при которых элементы конденсируются в Солнечной туманности (см. табл. 6.2). Однако для Луны коэффициент обеднения этими элементами гораздо больше (от 0,04 для Ga до 0,00006 для Ge). Такой необычайно широкий диапазон наблюдаемых значений коэффициентов обеднения необходимо специально подчеркнуть, учитывая сделанный Андерсом вывод о том, что конденсация указанных элементов в туманности солнечного состава должна вести к очень близкой картине обеднения для всех элементов этой группы.

Приведенные соображения четко показывают, что Луна не образовалась из вещества, непосредственно сконденсировавшегося из Солнечной туманности, а также что процессы, ответственные за современный состав Луны, не были похожи на процессы формирования обычных хондритов.

Сопоставление с распространенностью в земной мантии

На рис. 11.13 сопоставлены распространенности главным образом летучих элементов на Луне и в земной мантии. Видно, что Луна обеднена многими летучими элементами по сравнению с земной мантией, и хотя имеются важные исключения, степень обеднения соответствует степеням летучести элементов. Например, для фтора (коэффициент обеднения 0,13) степень обеднения меньше, чем для более летучего хлора (0,02). Степень обеднения щелочными металлами и Ga (0,09—0,25) меньше, чем в случае Zn, Ag, Cd, In, Bi и Tl (0,01—0,03), чего и следовало ожидать по данным относительной летучести этих элементов (см. табл. 6.2).

С другой стороны, Луна обеднена Ge, As и Sb (коэффициент обеднения 0,001—0,003) в большей степени, чем вышеперечисленными элементами, а это противоречит данным табл. 6.2. Расчеты [587] показали, что конденсация As, Sb и Ge в Солнечной туманности зависит от образования соединения и твердых растворов с ранее конденсировавшимся металлическим железом, и что эти элементы в отсутствие металлического железа конденсируются при более низких температурах. Сильное обеднение этими элементами можно поэтому объяснить тем, что современное вещество Луны образовалось в обстановке отсутствия металлического железа.

Следует заметить, что хотя As, Sb и Ge тоже сидерофильные элементы, сильное обеднение ими исходного вещества морских базальтов с низким содержанием Ti нельзя приписать предшествующей кристаллизации фазы металлического железа *внутри Луны*. Мы уже видели, что примитивные морские базальты с низким содержанием Ti не были насыщены богатой железом металлической фазой в местах их образования, так что картину распространенности в них сидерофильных элементов нельзя получить в результате отделения металла в недрах Луны. Более того, Ge и Sb менее сидерофильны, чем никель, и по этому свойству находятся между Ni и Co (см. например, работу [588]). Ранее (разделы 11.2, 11.5 и 11.6) уже было показано, что в исходном веществе морских базальтов Ni и Co содержались в окисленном состоянии.

Напомним, что распространенность Ge, As и Sb в эвкритях обычно подобна их распространенности в морских базальтах с низким содержанием Ti. Однако механизмы процессов обеднения существенно различаются. Сильное обеднение этими элементами в эвкритях вызывается, по-видимому, сочетанием двух

процессов, в которых их поведение зависит от летучести и сидерофильных свойств: а) общего обеднения всеми летучими элементами эвкритов и б) предпочтительного перераспределения в железное ядро дифференцированного первичного тела эвкритов. Мы уже видели, что последний процесс, возможно, не имел места в недрах Луны. Однако соответствующий процесс мог происходить на ранних стадиях в недрах Земли.

Для двух элементов, которые, как правило, относительно летучи (S и Se), наблюдается сходная распространенность и зем-

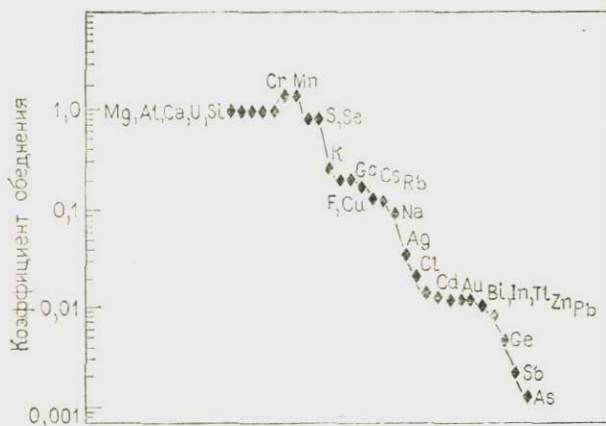


Рис. 11.13. Сопоставление распространенности главных летучих элементов в исходном веществе морских базальтов с низким содержанием Ti и в земной мантии [484]

ной мантии и в веществе Луны (см. рис. 11.7 и 11.13). Это особенно интересно в связи с высокой степенью обеднения Луны всеми другими летучими элементами. Большая часть элементов, которыми обеднена Луна, гораздо менее летучи в Солнечной туманности, чем S и Se (см. табл. 6.2). На летучесть S и Se сильно влияет распространенность водорода, так как летучими веществами являются H_2S и H_2Se . Улетучивание щелочных металлов и Ga в то время как S и Se остаются в конденсированном состоянии, может происходить только при значениях отношений H_2/S и H_2/Se гораздо меньших, чем в Солнечной туманности [447]. Поэтому исключительно сильное фракционирования большинства летучих элементов Луной и Землей может, по-видимому, происходить в среде, обедненной водородом, по сравнению с Солнечной туманностью.

11.8. ЛЕТУЧИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЛУННЫХ МАТЕРИКАХ

Геохимия летучих элементов в лунных материках гораздо сложнее, чем в морских базальтах. На рис. 11.7 и табл. 11.3 видно, что распространенность нескольких элементов (Zn, Cd,

Ge, As, Sb, Ag и Au) в исходной магме лунных материков значительно (до 60 раз) выше их распространенности в морских базальтах. Креенбюль с сотрудниками [311] и другие авторы показали, что в среднем многие элементы в гораздо большей степени распространены в материковых породах, чем в морских базальтах. Сюда относятся Ag, Au, Bi, Br, Cd, Ge, Sb, Te, Tl, и Zn. Все эти элементы обладают сравнительно высокой *летучестью* в лунных условиях.

Важно уточнить, что относительные летучести элементов в лунных термохимических условиях могут в значительной степени отличаться от соответствующих относительных летучестей в туманности солнечного состава (см. табл. 6.2). Степень летучести любого элемента в лунных условиях можно определить только на основе эмпирических данных, полученных при изучении лунного материала. Так, *поверхности* зеленого и оранжевого стекол по сравнению с их внутренней частью оказались сильно обогащены многими элементами (см. табл. 11.4), в том числе Zn, Cd, Ge, Ag, Sb и Au [134]. Считается, что эти стекла образовались при вулканических выбросах. Обогащение связано исключительно с поверхностью шариков, поэтому полагают, что там происходила конденсация извергаемой паровой фазы [134]. Некоторые элементы (например, Sb и Au), нелетучие в Солнечной туманности (см. табл. 6.2), обогатили эти пленки в значительно большей степени, чем другие элементы (например, Ga и Cu).

Мейер [381] и Чоу [134] предполагают, что летучесть некоторых элементов могла повыситься вследствие образования комплексов, содержащих Cl, F и S. Высокую летучесть Ge, Sb, As и Au можно отнести за счет отсутствия металлического железа в исходной петрологической системе, в которой образовались материк (раздел 11.6). Лаример [328] и Уэй с Уэсоном [587] показали, что эти элементы значительно более летучи в отсутствие свободного металлического железа.

Важным доказательством поступления на поверхность Луны некоторых элементов вследствие их летучести служит анализ их распределения в зрелых грунтах лунных материков в зависимости от размера зерен. В ряде работ [97, 221, 312] установлено, что самые тонкие фракции лунного грунта обогащены в заметно большей степени Ge, Cd, Zn, Te, In, Au, Hg, Sb. Это объясняется связыванием элементов с поверхностью в результате перераспределения в виде летучих форм, в конечном итоге, вулканического происхождения.

Креенбюль [311] также считает, что очень высокая распространенность летучих элементов, наблюдаемая в материковых породах Аполлона-16, является результатом повсеместных фумарольных вулканических процессов. К такому же выводу пришел и Рид [452] на основе исследований летучих элементов в материковых породах из различных мест посадок. Бойнтон с сот-

рудниками [98] изучили состав зрелых грунтов, доставленных КА «Аполлон» 16, в связи с анализом проблемы их образования как смеси нескольких компонентов, подстилающих исходные породы. Они не смогли получить баланс для In и Cd и заключили поэтому, что более 80 % этих элементов попали в грунт вследствие вулканической деятельности. Силвер [518] показал, что в материковых породах содержание свинца существенно превышает его количество, отвечающее распространенности урана, и очень непостоянно. Венке с сотрудниками [598, 599] пришли к выводу, что обогащение мышьяком пород, доставленных КА «Аполлон» 16, обусловлено переносом его вследствие летучести и что это связано с явлениями магматизма. Кроме того Венке считает (частное сообщение), что значительное обогащение летучими элементами верхних горизонтов материковой коры произошло, должно быть, в результате процесса накопления, связанного с метеоритной бомбардировкой, которая сопровождалась селективным улетучиванием и повторной конденсацией.

Кроме очень высокой *средней* распространенности многих летучих элементов материковые породы отличаются от морских базальтов еще и очень широким *разбросом* значений. По данным Креенбюля [311], распространенность многих летучих элементов в породах образцов, доставленных КА «Аполлон» 16, колеблется более чем в 1000 раз. Вероятно, наиболее веское доказательство такого разброса представляют изотопные исследования Тера и Вассербурга [557], показавшие, что отношение Rb/U в материковых породах изменяется более чем в 10 000 раз! Авторы сделали вывод, что такой разброс вызван главным образом крупномасштабным улетучиванием и повторным захватом в результате всплеска интенсивной бомбардировки материков метеоритами в период от 3,8 до 4,0 млрд. лет назад. Бойнтон с сотрудниками [98] тоже получили доказательство накопления германия вследствие ударов. На основе данных о изотопном составе свинца можно сказать, что этот процесс происходил повсеместно и мог в значительной мере привести к широкому разбросу значений распространенности летучих элементов в материковых породах.

В предыдущем разделе мы установили, что сильное обеднение летучими элементами исходного вещества морских базальтов произошло около 4,5 млрд. лет назад, что близко ко времени формирования Луны, а не в последующие периоды, когда морские базальты извергались на лунную поверхность. Изотопные системы рубидий — стронций тоже показывают, что обеднение рубидием относительно стронция в петрогенетической системе материков происходило около 4,5 млрд. лет тому назад и что к этому времени *начальное* отношение Rb/Sr этой системы было близко к отношению в исходном веществе морских базальтов [433, 434]. Аналогичное положение наблюдается и в случае изотопной системы свинец — уран [406, 543, 544, 557, 566].

Значительное обеднение свинцом в материковых системах имело место около 4,5 млрд. лет назад, и начальные отношения Pb/U в петрогенетической системе материков были подобны (с небольшой разницей) отношению этих элементов в исходном для морских базальтов веществе. На основании этих данных о близких значениях первоначальной распространенности Rb и Pb как в морских базальтах, так и в материковых петрогенетических системах можно, по-видимому, сделать вывод, что первоначальная распространенность многих других элементов, летучесть которых находится между Rb и Pb , тоже была одинакова для обеих петрогенетических систем. Наблюдаемую в настоящее время «сверхраспространенность» этих элементов в материковых системах можно, вероятно, отнести за счет последующих добавлений к породам, находящимся вблизи к поверхности, в результате фумарольного вулканизма и перераспределения вследствие метеоритной бомбардировки.

Одно обстоятельство осложняет эту интерпретацию. Изотопный состав свинца на поверхности шариков зеленых и оранжевых стекол указывает, что они образовались из вещества с гораздо более высоким отношением Pb/U , чем в других системах материковых и морских пород [381, 545, 556]. Эти исследования позволяют предположить, что внутри Луны существуют участки вещества, которые на ранней стадии эволюции Луны были в меньшей степени обеднены летучими элементами, чем петрогенетические системы, из которых было отобрано большинство образцов. Тем не менее следовало бы отметить, что это исходное вещество обеднено свинцом относительно урана примерно в 10 раз по сравнению с земной мантией.

Недавние исследования [565] тоже свидетельствуют о существовании более низких значениях отношения Pb/U в веществе, которое явилось источником базальтов АС «Луна» 24 (Море Кризисов) по сравнению с другими морскими базальтами.

ГЛАВА 12

К ТЕОРИИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЛУНЫ

12.1. ВВЕДЕНИЕ

Природа и происхождение Луны интересуют не только ученых, но вообще все человечество. По этому вопросу в нашей литературе имеется множество различных гипотез. В одной из них, нередко встречающейся в детских сказках, Луна состоит из огромного количества зеленого сыра. Некоторые результаты изучения образцов, доставленных экспедициями «Аполлон», не дискредитировали полностью этой гипотезы. По данным табл. 12.1 видно, что скорости распространения сейсмических волн в ве-

ществе лунной поверхности напоминают скорости в сыре и отличаются от скоростей в веществе земных горных пород. Конечно, теперь мы понимаем, что это лишь совпадение. Отсутствие воды в лунных породах и их пористость в значительной

Т а б л и ц а 12.1

Скорости распространения сейсмических волн в лунных породах, земных породах и некоторых сырах [514]

Среда	V_p , км·с ⁻¹
Сыры:	
Сапсего (Швейцария)	2,12
Романо (Италия)	1,74
Чеддер (Вермонт)	1,72
Мунстер (Висконсин)	1,57
Лунные породы:	
Базальт 10017	1,84
Базальт 10046	1,25
Слой, близкий к поверхности	1,2
Земные породы:	
Гранит	5,9
Гнейс	4,9
Базальт	5,8
Песчаник	4,9

степени понижают значения скорости сейсмических волн по сравнению с земными породами.

Можно обратить внимание и еще на одну аналогию, относящуюся к природе Луны. Средняя плотность Луны ($3,34 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$) очень близка к плотности верхней мантии Земли ($3,30\text{—}3,40 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$). Является ли это простым совпадением или это информация, имеющая глубокий генетический смысл? Пример с зеленым сыром показывает, что надо с осторожностью оценивать значение этой информации. Действительно, многие ученые придерживаются гипотез происхождения Луны, согласно которым это сходство случайно. Но Джордж Дарвин [152, 153] полагал, что сходство в значениях плотности земной мантии и Луны дает ключ к разгадке происхождения Луны. Из изложенного в предыдущей главе видно, что я вполне согласен с Дарвином.

Имеются три основных класса моделей происхождения Луны, со многими вариантами и комбинациями. Согласно *гипотезе захвата* Луна образовалась как независимая планета на гелиоцентрической орбите в некоторой области Солнечной системы. Она близко подошла к Земле, потеряла большое количество энергии за счет приливного взаимодействия и была захвачена на геоцентрическую орбиту. *Гипотеза двойной планеты* предполагает, что аккреция Земли и Луны происходила при не-

большом расстоянии между ними из единого блока исходного вещества. Растущие тела были гравитационно связаны с самого начала и вращались по орбитам одна вокруг другой, аналогично системе двойной звезды. Согласно гипотезе отделения, вещество, из которого в настоящее время состоит Луна, отделилось от земной мантии после того, как закончилось формирование ядра.

Источники сведений о происхождении Луны сложны и очень различны. Приходится пользоваться материалами различных областей знания, охватывающих настолько широкий диапазон, что им не могут в достаточной степени овладеть отдельные ученые. Поэтому неизбежно, что в попытке заняться вопросом происхождения Луны отдельные ученые вносят элемент субъективизма при подборке и использовании имеющихся данных. Каждый при обобщении данных придерживается особой «точки зрения», которую он склонен называть «перспективной», а другие называют «предвзятой». Я не вижу выхода из такого положения. Самое большее, на что можно надеяться, состоит в том, чтобы специалист попытался по крайней мере постичь граничные условия, вытекающие из других областей знания, и включить их в сферу своих размышлений. Если этого не будет сделано, интерпретация по всей вероятности будет необоснованной.

Сейчас ясно, что особое значение для понимания происхождения Луны имеют данные динамики Луны и ее геохимии, хотя эти области считаются далекими одна от другой. Очевидно, что я подхожу к вопросу о происхождении Луны с точки зрения геохимика. Однако должно быть ясным, что такое исследование не будет окончательным решением без сведения в одно целое всех данных из области динамики, геохимии и других относящихся к нашему объекту областей науки.

Геохимики тоже имеют свои предубеждения и, вероятно, сейчас самое время указать на мои собственные. Я пришел к выводу [459], что имеющиеся данные согласуются с гипотезой об одинаковой в общих чертах распространенности главных элементов, Fe, Mg, Si, Ca и Al, на Марсе, Земле и Венере и что, более того, эта распространенность в целом аналогична наблюдаемой на Солнце и в углистых хондритах I типа. Различия плотности этих планет были объяснены их различным окислительно-восстановительным состоянием. Как уже обсуждалось в главах 4, 6 и 9, большая часть данных, полученных до 1959 года, соответствовала этим выводам. В настоящее время полагают, что углистые хондриты представляют собой главный тип вещества зоны астероидов. Таким образом, во время формирования Солнечной системы, по-видимому, не происходило существенного крупномасштабного фракционирования железа и силикатов между зоной астероидов, зонами аккреции Марса, Земли и Венеры, с одной стороны, и Солнцем, с другой. Фракционирование доказано только для Меркурия. Это может быть связано

с особым положением Меркурия, поскольку он ближе других планет находится к Солнцу. Далее мы увидим, что Луна должна была зародиться в веществе, которое образовалось между орбитами Марса, Земли и Венеры, каков бы ни был способ происхождения — захват, двойная планета или отделение. Низкая плотность Луны, указывающая на сильное обеднение железом относительно силикатов по сравнению с другими планетами, вполне позволяет предположить, что происхождение Луны единственно в своем роде, и что действительно она не является истинной планетой земной группы. Такие соображения заставили меня в 1960 г. обратиться к гипотезе Дарвина о происхождении Луны из мантии Земли. С тех пор я сознательно искал данные, которые имели бы отношение к этой гипотезе. Результаты поисков рассмотрены подробно в главах 10 и 11.

12.2. СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА ДО ИССЛЕДОВАНИЙ КОСМИЧЕСКИМИ АППАРАТАМИ «АПОЛЛОН»

До появления программы исследований, проводимых КА «Аполлон», наши познания о физических и химических свойствах Луны были настолько ничтожны, что нельзя было строить серьезных предположений. Однако мы располагали значительным количеством точных данных о динамических свойствах системы Земля — Луна, и поэтому нет ничего странного в том, что в теориях того времени преобладали динамические представления. Опубликованы превосходные обзоры по этому вопросу [290, 298, 426]. Выдающееся место в исследованиях Луны того периода занимало детальное изучение Болдуэном [71, 72] морфологии лунной поверхности и использование этих данных для анализа реологии и термической эволюции Луны. Ряд интерпретаций и предвидений Болдуина оказались исключительно точными.

Гипотеза захвата

Вращение Луны вокруг Земли вызывает приливные явления на Земле, вследствие чего происходит диссипация энергии, главным образом в мелких морях. В результате этого некоторое количество движения передается Луне. Вращение Земли замедляется, а увеличившийся момент количества движения Луны требует, чтобы она отдалялась от Земли. Астрономическими наблюдениями установлена скорость, с которой замедляется в настоящее время вращение Земли и отдаляется Луна.

Классические исследования приливной эволюции системы Земля — Луна принадлежит Джорджу Дарвину [152, 153], который рассчитал положение лунной орбиты в прошлом. Он показал, что Луна должна была быть ближе к Земле в прошлом, и заключил, что Луна начала свое существование внутри пре-

дела Роша (2,89 радиуса Земли) и возникла в результате отделения от земной мантии (в настоящее время расстояние Луны от Земли равно 60 земным радиусам).

В дальнейшем приливную эволюцию системы Земля — Луна изучал Герстенкорн [193], который определил орбиту Луны для еще более отдаленного времени, чем Дарвин. Полагая, что Луна уцелела при прохождении через предел Роша, он показал, что при приближении на очень небольшое расстояние к Земле (сначала он оценил это расстояние в 2,7 земных радиуса, потом уменьшил до 1,5 земных радиуса [194]), угол наклона орбиты резко увеличился, после чего орбита «задела» полюсы Земли, и Луна стала двигаться, удаляясь постепенно от Земли. Это, должно быть, произошло всего 2 млрд. лет назад.

Герстенкорн сделал вывод, что Луна, двигавшаяся прежде по этой орбите, была захвачена Землей при приближении к ней. Такое объяснение привлекательно для многих, так как оно допускает, что Луна могла зародиться где-то в Солнечной системе далеко от Земли, а в таком случае сильное обеднение Луны железом по сравнению с Землей можно гораздо легче объяснить, приписав его неизвестным процессам. (Между прочим, было найдено, что начальный период вращения Земли составлял 2,6 ч, что очень близко к периоду, при котором может произойти отделение). Следующим привлекательным моментом гипотезы захвата было очень короткое время приливной эволюции, согласно которой Луна находилась очень близко к Земле всего лишь 2 млрд. лет назад.

После первых исследований Герстенкорна [193] многие ученые занимались гипотезой захвата и были предложены многочисленные ее варианты. Подробно проанализировали и эту гипотезу Каула [290], а затем Каула и Харрис [298]; необходимо отметить еще три важных исследования [369, 199, 194]. В них показано, что угол наклона орбиты Луны к земному экватору при наибольшем приближении гораздо меньше, чем получил вначале Герстенкорн [193].

По-видимому, существует общее согласие в том, что захват по сути исключительно маловероятное явление, даже если предположить наиболее благоприятную конфигурацию первоначальной орбиты Луны. Для этого Луна должна была бы находиться на орбите, очень близкой к земной, так, чтобы скорость взаимного приближения была очень низкой. В случае более отдаленного происхождения Луны, например, на орбите, простирающейся за пределы орбит Марса или Венеры, скорость сближения становится неприемлемо высокой, а вероятность захвата астрономически низкой.

Вследствие сильного разогрева Земли и больших приливных деформаций, которые должны были сопровождать столь значительное приближение Луны к Земле 2 млрд. лет назад, на Земле должна была сильно измениться периодичность прилив-

ных явлений, и предположение о постоянстве приливной диссипации в ее недрах должно быть неверным. Теория тектоники плит учит нас, что конфигурация мелких морей на Земле сильно изменилась в течение геологического времени, так что *априори* нет никаких оснований предполагать постоянство приливного периода. Таким образом, проблемой является лишь конкретная характеристика этой приливной эволюции во времени.

Признавая малую собственную вероятность захвата, Юри [576] полагал, что эта вероятность могла бы возрасти, если представить себе, что сначала в Солнечной системе находилось очень много тел лунных размеров. Большая часть их подверглась аккреции и вошла в состав планет. Земная Луна оказалась в небольшом числе тел, которые были захвачены. Такое представление не лишено достоинств, однако оно в значительной степени было основано на предположении, что распространенность железа на Луне была близко к распространенности его на Солнце и что по остальным химическим параметрам Луна была «примитивным» объектом. Дальнейшие исследования показали, что дело обстоит не так, и Юри тоже оставил эту гипотезу, предпочитая видоизмененную гипотезу отделения [416].

Сингер [520, 521], а также Альфвен и Аррениус [43] рассмотрели видоизмененные гипотезы захвата, целью которых было решение одного из вопросов, а именно диссипации энергии и нагревания Земли и Луны во время предполагаемого сближения. Сингер был вынужден отказаться от предложенной Герстенкорном шкалы времени приливной эволюции, которая была одной из главных причин возврата к гипотезе захвата в качестве основной. С другой стороны, Альфвен и Аррениус выдвигают ряд в высшей степени произвольных предположений о возможности вращательно-орбитального взаимодействия. Эти сомнительные предположения еще больше уменьшают малую вероятность постулируемого механизма захвата [290].

Согласно гипотезе захвата, Луна должна была вначале двигаться по гелиоцентрической орбите, подобной орбите Земли, и таким образом формироваться в зоне «питающей» аккрецию Земли. Значит, эта гипотеза не может объяснить недостаток железа на Луне или любое другое своеобразие состава Луны, установленное при выполнении программы КА «Аполлон». Если к этим серьезным недостаткам гипотезы добавить очень малую вероятность предполагаемого механизма по динамическим соображениям, то гипотеза происхождения Луны путем захвата (как целого планетного тела) представляется очень и очень слабой.

Гипотеза двойной планеты и коагуляции

Койпер [316, 318] считает, что система Земля — Луна очень похожа на систему двойных звезд, в которой оба тела образовались в непосредственной близости из общего облака, состоя-

щего из пылевых частиц и газа и с самого начала вращались относительно друг друга. Фактически аналогия не так близка, потому что звезды образуются путем гравитационного сжатия главным образом газов, тогда как Земля и Луна, как принято считать, образовались за счет аккреции из твердых планетезималей. Юри [577] указал, что динамические условия аккреции двух тел, столь различных по размерам как Земля и Луна и в итоге оказавшихся на столь тесно связанных орбитах, крайне ограничены.

В течение всего времени аккреции должен был существовать строгий баланс между скоростями изменения гравитационной и центробежной сил. Несомненно, наиболее вероятным результатом этого процесса является столкновение двух тел или отрыв одного от другого. Этот вариант гипотезы двойной планеты тоже маловероятен.

Более правдоподобный вариант этой гипотезы разработала Рускол [14—16, 18]. При аккреции Земли из планетезималей, находящихся на гелиоцентрических орбитах, существенное их количество подвергалось неупругим столкновениям вблизи Земли и перешло на геоцентрические орбиты. Целый рой геоцентрических планетезималей превратился в околоземное кольцо из вещества, по массе равного 0,01—0,1 массы Земли. Кольцо сохраняло дисперсное состояние из-за соударений с поступающими на Землю планетезималами, что сопровождалось дроблением планетезималей. Когда поток планетезималей стал меньше некоторого критического значения, кольцо быстро скоагулировалось и образовалась Луна. Гипотезу Рускол исследовали Каула и Харрис [297, 298] и нашли, что с точки зрения динамики она в целом вполне правдоподобна.

Следует отметить, что образовавшаяся таким образом Луна вращалась, по-видимому, первоначально в плоскости земного экватора (как и в случае образования Луны путем отделения от земной мантии). Однако расчеты, основанные на приливном взаимодействии, проведенные Голдрейхом [199], и другие исследования показали, что орбита Луны должна была быть существенно наклонена к земному экватору в период, когда Луна была на расстоянии менее 10 земных радиусов, что часто приводится как возражение гипотезам коагуляции и отделения [369]. Однако можно привести возражения, так как этот вывод следует из предположения, что эволюция Земли — Луны была по своей природе исключительно эволюцией двух тел. Наклон орбиты Луны мог быть вызван различными факторами, например, падением на Луну или Землю после завершения их формирования одной или более крупных планетезималей [501, 515, 297]. Более того, О'Киф [412] и Рабинкэм [493] развили некоторые ранние результаты Дарвина [152, 153] и показали, что в расчетах Голдрейха имеются моменты, зависящие от предположений относительно средней вязкости Земли. Если вязкость была существ-

венно ниже, чем в настоящее время, например около 10^{15} пуаз¹, сложность проблемы существенно уменьшается.

Основной недостаток гипотез двойной планеты и коагуляции состоит в невозможности объяснить, почему при образовании Луны и Земли из единого облака, состоящего из частиц силикатов и железа, Луна оказалась так сильно обеднена металлическим железом. Физические процессы, используемые до сих пор для объяснения, гипотетичны и носят качественный характер. Ороуэн [427] предположил, что ковкость и прочность железа, отличные от силикатов, приводят к объединению железных зерен с образованием сравнительно крупных планетезималей при столкновении в геоцентрическом рою, тогда как силикаты дробятся в тонкую пыль. Ороуэн считает, что крупные железные планетезималии были захвачены преимущественно Землей. Это предположение разрабатывали Рускол [18, 497], Каула [291] и Каула и Харрис [298]. Они утверждают, что околоземной рой был обогащен главным образом тонкой силикатной пылью и из этого роя образовалась Луна. Харрис и Тоцер [229] ссылаются на ферромагнитные свойства металлических зерен для объяснения предпочитаемой авторами агрегации и аккреции Земли. Однако Бенерджи [73] показал, что этот механизм может привести к разделению, которое в 10^4 раз меньше, чем желаемые эффекты.

Если вернуться к механизму фракционирования при столкновении, которого придерживаются Ороуэн, Рускол и Каула, то можно согласиться что здесь наблюдается *общая тенденция дифференциации*, действующей в желаемом направлении. Это все, что смогли показать указанные авторы. Чрезвычайно трудно объяснить *исключительную эффективность*, с которой должен был протекать этот процесс. Предвосхищая результаты следующего раздела и ссылаясь на результаты, полученные после запуска серии КА «Аполлон» и рассмотренные в главе 11, мы приходим к выводу, что области, из которых образовались морские базальты с низким содержанием Ti и петрологическая система лунных материков, первоначально не содержали *никакой* богатой железом металлической фазы. Более того, сделан вывод, что Луна не имеет богатого железом металлического ядра (раздел 11.6).

Сомнительно, чтобы очень сложный механизм дифференциации вследствие столкновений, на котором настаивают Ороуэн, Рускол и Каула, мог бы привести к *количественному удалению* богатой железом металлической фазы, на что указывают геохимические исследования. Другие недостатки гипотезы двойной планеты будут приведены в следующем разделе.

¹ $P=0,1$ Па·с. Прим. ред.

Гипотезы отделения и осаждения

Дарвин [152—154] разработал теорию, согласно которой Луна и Земля представляли сначала единое тело, вращающееся с периодом около четырех часов. Резонансное взаимодействие между свободно вращающимся исходным телом и солнечными приливами привело к образованию огромной приливной выпуклости. Создалась неустойчивость и из мантии Земли было выброшено вещество, в результате чего образовалась Луна. Как уже отмечалось, эта теория просто объясняет плотность Луны. Однако Джеффрис [275] привел серьезные возражения против гипотезы Дарвина, и она была в целом отвергнута. Рингвуд [460] возвратился к основной идее Дарвина и предположил, что Земля могла бы образоваться вблизи ротационной неустойчивости (период около двух часов). Быстрая сегрегация металлического ядра понизила момент инерции и вызвала соответствующее увеличение скорости вращения, что привело к отрыву вещества от мантии. Согласно модели Рингвуда, избыточное количество движения было потеряно системой Земля—Луна в результате разрушения и диссипации тяжелой примитивной атмосферы во время катаклизма. Подобную гипотезу высказали и в дальнейшем разработали Уайс [624] и Камерон [114].

Наиболее полное исследование гипотезы отделения выполнил О'Киф [409—412]. Он показал, что неустойчивость вращения вследствие сегрегации ядра является предельным случаем и исследовал возможности других процессов. Позже О'Киф и Саливан [415] предположили, что образовавшаяся Земля имела максимально возможное количество движения, совместимое с динамической устойчивостью, и при сравнительно высоких температурах обладала к тому же низкой вязкостью. Тем не менее, они показали, что после образования ядра может развиваться катастрофическая неустойчивость, если конвективное охлаждение приведет к сильному увеличению средней вязкости мантии, что в свою очередь вызовет отделение внешней мантии. О'Киф [410] показал также, что для сохранения энергии и момента количества движения должно было отторгнуться около 10—20 % массы Земли. Луна составляет только малую часть этой массы. Сильное выделение энергии из-за прилива диссипации должно было вызвать значительный разогрев внешних частей Луны и Земли, что сопровождалось потерей летучих.

Каула [290] подчеркивает, что главная проблема в гипотезе отделения заключается в крайне большом значении момента количества движения, которым по предположению Земля первоначально обладала в соответствии с периодом вращения около 2,5 ч. В разделе 5.5 и на рис. 5.4 мы видели, что начальный период вращения прото-Земли составлял по эмпирическим данным около пяти часов. Согласно Рингвуду [471], все планеты в момент образования имели скорость вращения, близкую к ро-

тационной неустойчивости (периоды 1,4—3,4 ч), и значительная часть момента количества движения была затем потеряна всеми протопланетными системами вследствие удаления большого количества газов. Однако следует допустить, что привлекаемые при этом физические процессы носят качественный характер и очень гипотетичны. Тем не менее нельзя окончательно отвергать возможность серьезной потери момента количества движения системой Земля — Луна и другими планетами.

Следующий вопрос, рассмотренный Рингвудом [471], касается широко распространенного предположения, что распределение массы в системе Земля — Луна аномально по сравнению с распределением в системах других планет со спутниками. Для того чтобы сравнения стали обоснованными, надо учитывать легкие газы, первоначально содержащиеся в спутниках Юпитера, Сатурна, Урана и Нептуна, а затем отделившиеся от них. Рингвуд показал, что *исходные* отношения масс в протоспутниковых системах Юпитера, Сатурна и Нептуна к их планетам были, вполне возможно, равны примерно 1/100. Вероятно, *минимальная* масса первоначальной Солнечной туманности составляла 10 % массы Солнца. Эти отношения близки к наблюдаемому в системе Земля — Луна, а поэтому их нельзя считать аномальными.

Главный момент гипотезы Дарвина — О'Кифа в том, что Луна отделилась от Земли и могла быть сначала и в твердом, и в расплавленном состоянии. Рингвуд [464] предложил гипотезу, согласно которой современное вещество Луны испарилось из Земли, вытянулось в виде диска и снова сконденсировалось с образованием кольца из планетезималей, которые затем коагулировали и образовали Луну.

Гипотеза «осаждения» была разработана в связи с одностадийной моделью формирования Земли, которая рассматривалась в разделе 7.2. В одном из ранних вариантов этой гипотезы [464] предполагалось, что силикаты селективно испарялись из подвергающегося аккреции металлического железа в течение быстрой аккреции Земли, протекавшей при высокой температуре (см. рис. 7.1). В последующих разработках гипотезы осаждения [467, 468, 471, 473] на первое место выступает прямое испарение внешней мантии после формирования ядра, причем необходимая тепловая энергия выделилась в результате быстрого образования ядра. В одностадийной модели формирование Земли сопровождалось потерей плотной, горячей первичной атмосферы (раздел 7.2), в которой испарившиеся силикаты, образующие теперь Луну, составляли лишь небольшую часть.

Предполагалось, что удаление первичной атмосферы было связано со следующими особенностями начального состояния Земли и рядом процессов:

- 1) высокой скоростью вращения Земли;

2) участием атмосферы во вращении Земли за счет гидромагнитных сцеплений или турбулентной вязкости;

3) интенсивным солнечным ветром во время прохождения Солнцем фазы Т-Тельца;

4) турбулентным перемешиванием атмосферы с газами Солнечной туманности, в результате чего в составе атмосферы увеличивалось содержание водорода и понижалась ее средняя молекулярная масса.

Сочетание всех этих процессов привело к диссипации плотной первичной атмосферы. При охлаждении происходило осаждение силикатных компонентов с образованием на земной ор-

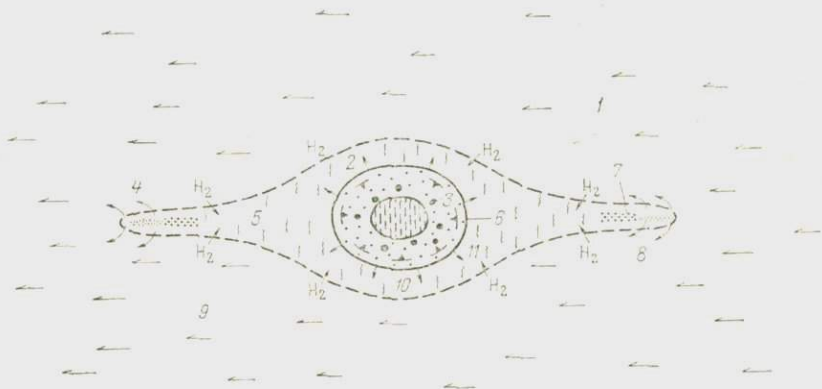


Рис. 12.1. Строение Земли и ее примитивной атмосферы непосредственно после аккреции согласно гипотезе осаждения, разработанной Рингвудом [464, 467, 468, 471, 473]

1 — Солнечная туманность (преимущественно из H_2); 2 — перемешивание, вхождение солнечного H_2 ; уменьшение среднего значения μ примерно до 4; 3 — гигантские капли Fe; 4 — летучие («дым») Na, K, Pb, Zn и др.; 5 — турбулентная конвекция водородной и силикатной атмосферы; 6 — испарение внешней мантии; 7 — повторная конденсация силикатных планетезималей размером 10^3 – 10^5 см; 8 — «дым» и газы, уносимые солнечным ветром в стадии Т-Тельца; 9 — солнечный ветер стадии Т-Тельца; 10 — поверхность $2000^\circ C$; 11 — испарившаяся атмосфера, состоящая из H_2 и силикатов и находящаяся в сильном конвективном движении, связываемая с Землей в результате турбулентной вязкости и совместного вращения с периодом — 5 ч

бите скоплений из планетезималей. Во время осаждения шло дальнейшее фракционирование, поскольку менее летучие компоненты осаждались первыми при сравнительно высоких температурах и близко к Земле, а более летучие осаждались при более низких температурах и на большом расстоянии от Земли. Силикаты, осаждающиеся при высоких температурах, могли бы, вероятно, образовать относительно крупные планетезимали, которые не могли увлекаться удаляющейся земной атмосферой. Однако более летучие компоненты, осаждающиеся при сравнительно низких температурах, образовали, по всей вероятности, мелкие частицы размером с микроны, в виде «дыма», который был захвачен атмосферой при ее диссипации и поэтому покинул систему Земля — Луна. В последующем за счет аккреции из осажденного вещества кольца планетезималей, вращающихся вокруг Земли, образовалась Луна (рис. 12.1).

В таком виде гипотеза осаждения представлялась на основе одностадийной модели происхождения Земли, предложенной Рингвудом. В разделе 7.2 рассматривалась критика этой модели некоторыми учеными. Наиболее серьезные проблемы связаны с возможностью удаления плотной первичной атмосферы после аккреции и требуемой для очень быстрой аккреции шкалой времени, которая необходима для создания очень высокой температуры во время последних стадий аккреции. Как отмечено в разделе 7.2, эти сложности снижают правдоподобность модели. Такие же возражения, следовательно, относятся и к прежним вариантам гипотезы осаждения. В дальнейшем (раздел 12.3) мы рассмотрим, может ли эта гипотеза быть принята в измененном варианте.

Прежде чем оставить этот вопрос, надо напомнить, что гипотезы отделения и осаждения, разработанные еще до запуска серии КА «Аполлон», удачно предсказали некоторые особенности Луны, установленные затем в результате исследований. Например, Рингвуд [464], О'Киф [410] и Уайс [625] предсказали, что Луна должна быть обеднена летучими. Интерпретацию тепловой истории Луны, предложенную Рингвудом [464, рис. 6], приняли большинство последующих исследователей. Эта модель в сочетании с выводами Болдуэна [72] предсказывала, что лунные моря состоят из базальтовых потоков, образовавшихся при частичном плавлении в недрах Луны на глубинах в несколько сотен километров через 1 млрд. лет после формирования Луны.

Заключительные замечания

Из трех классов гипотез, созданных до запуска серии КА «Аполлон», только модель коагуляции Рускол [15, 18] представляется не имеющей серьезных недостатков. Однако перед этой моделью стоят нерешенные проблемы, связанные с объяснением низкого содержания железа на Луне. Со своей стороны, гипотезы отделения и конденсации сталкиваются с серьезными динамическими сложностями, но дают приемлемое объяснение состава Луны. Наконец, на основе гипотез захвата, по-видимому, очень трудно понять как основные закономерности динамики, так и различие в содержании железа на Земле и на Луне. В следующих разделах мы вернемся к основам этих гипотез в свете данных, полученных в результате исследований по программе КА «Аполлон».

12.3. НОВЫЕ ВАРИАЦИИ СТАРЫХ ТЕМ

Если экстраполировать данные приливной эволюции Луны к достаточно древним временам, то оказывается, что Луна находилась на расстоянии от Земли в пределах 1,5 земного ра-

диуса, т. е. внутри предела Роша (2,89 земного радиуса). Таким образом, на этой стадии Луна должна была распасться на небольшие фрагменты. Сторонники гипотезы захвата Луны предполагают, что так как период существования Луны внутри предела Роша был короче периода ее свободных колебаний, распад необязательно должен был произойти. Однако Эпик [426] исследовал эту ситуацию и пришел к выводу, что Луна в действительности должна была распасться с образованием околоземного кольца фрагментов.

Эпик [420, 421, 424] долго придерживался мнения, что Луна в конце концов образовалась из кольца планетезималей, вращающегося по орбите вокруг Земли внутри предела Роша, до некоторой степени аналогичного кольцам Сатурна, но сравнительно более плотного. Приливное взаимодействие привело к тому, что образующие кольцо планетезимали оказались вне предела Роша¹ и сформировали сначала небольшое количество маленьких лун, которые в течение примерно 100 лет коагулировали, что привело к сильному нагреванию внешних областей Луны. В ранних работах Эпик не рассматривает подробно происхождение вещества кольца. Но в 1972 г. он показал, что образование такого кольца может быть вполне вероятным следствием как процесса захвата, так и отделения. Он делает особое ударение на то, что захват Луны в область, находящуюся внутри предела Роша, сопровождающийся распадом тела, в динамическом отношении гораздо вероятнее, чем захват целой Луны, так как в первом случае создаются во много раз более подходящие условия для диссипации энергии. Эпик [426] поддерживает гипотезу захвата-распада, согласно которой около половины всех обломков были захвачены в околоземное кольцо, а остальные рассеялись.

Здесь следует сказать, что имеются некоторые моменты в развитии гипотез, касающихся динамических аспектов происхождения Луны, которые являются общими как для моделей захвата, так и для моделей отделения. Согласно тем и другим гипотезам сначала образовалось околоземное кольцо из планетезималей, которые затем коагулировали с образованием Луны. Этот результат сближает такие модели с моделью Рускол [15, 18], хотя динамика образования кольца иная. В модели Рускол кольцо образовалось вне предела Роша, во время процесса первичной аккреции Земли (раздел 12.2).

Предположение о формировании Луны путем коагуляции околоземного кольца планетезималей приемлемо объясняет раннюю термическую эволюцию Луны. Рингвуд [464] указывал, что представление Болдуэна [72] об особенностях лунной реологии

¹ Каула и Харрис [298] доказывают, что приливное взаимодействие не приведет к удалению планетезималей от Земли за предел Роша из-за дробления за счет соударений. Камерон и Уорд [124] предложили иной механизм удаления кольца от Земли.

и происхождения морских базальтов подразумевают в прошлом сильный разогрев внешних областей Луны, тогда как более глубокие недра оставались сравнительно холодными. Такое распределение температур, подтвержденное результатами, полученными по программе КА «Аполлон» (раздел 10.5), можно объяснить тем, что Луна образовалась очень быстро и при этом сохранилась значительная часть энергии аккреции, благодаря чему нагрелись ее внешние области, а не недра. Эпик [421] уже показал, что если Луна образовалась посредством коагуляции околоземного кольца, то аккреция происходила в течение примерно 100 лет, что привело к сильному нагреванию приповерхностных частей Луны. В исследовании Мицутани [384] приводятся данные о том, что ранее плавление и дифференциация внешней части Луны за счет энергии аккреции произошли бы даже в том случае, если бы образование Луны растянулось на 1000 лет. Эпик [421, 425] показал также, что если бы аккреция Луны из планетезималей происходила на *гелиоцентрической* орбите, время аккреции было бы значительно продолжительнее. При таком длительном времени возможность нагревания за счет энергии аккреции представляется маловероятной. Поэтому Рингвуд [471] считает, что особенности термической истории Луны, необходимые для объяснения петрологической структуры и ранней дифференциации (см. рис. 10.5), говорят в пользу того, что Луна произошла из околоземного кольца, а не образовалась в виде отдельного тела путем аккреции планетезималей на околосолнечной орбите.

Уэзерилл [616] пытался показать, что если учитывать участие в аккреции достаточно крупных тел, то внешние части Луны должны были сильно нагреваться, даже если аккреция шла в течение 10^7 — 10^8 лет. Однако этот эффект сказался бы только на температуре самых приповерхностных частей и не мог привести к образованию гипотетического раннего глобального магматического океана за счет частичного плавления, захватившего глубины до нескольких сотен километров (раздел 10.2, см. рис. 10.5). Каула [294] выполнил подробное исследование процессов нагревания от ударов и показал, что невероятно, чтобы ранее плавление и дифференциацию Луны можно было объяснить аккрецией ее из гелиоцентрических планетезималей за необходимый для этого длительный интервал времени. Поэтому он делает вывод, что термическую историю Луны лучше всего можно понять на основе предположения об аккреции из вещества, находящегося на околоземной орбите и образовавшегося, вероятно, из земной мантии.

Захват после разрушения

Эпик [426] показал, что разрушение крупного приближающегося к Земле тела внутри предела Роша гораздо более вероятно, чем захват в виде целого тела или прямое соударение

с Землей. Вуд и Митлер [631], Смит [522] и Митлер [383] предполагают, что до формирования Земли в зоне, питающей Землю, существовало множество крупных (радиусом >500 км) дифференцированных планетезималей, имеющих ядро из металлического железа и силикатную мантию (возможно это были исходные тела железных, железокаменных метеоритов и ахондритов). Одно или несколько из этих тел при переходе через предел Роша подверглись разрушению. Если наложить довольно строгие ограничения на скорости и траектории подхода, Земля могла захватывать преимущественно мантии этих тел, а большая часть ядер или выбрасывалась за пределы зоны роста, или ударялась о Землю. Таким образом можно было бы объяснить различия в составе Земли и Луны.

Возражения против этих гипотез [298] сводятся к тому, что через предел Роша должна была пройти огромная масса таких планетезималей (примерно равная массе Земли) и что это требование делает такой процесс неэффективным. Хотя *общая тенденция* захвата Землей преимущественно силикатной фракции вполне вероятна, почти неизбежно будет при этом захвачена и значительная часть металлического железа. Доля металлического железа могла быть еще больше, так как ядра крупных (радиусом >500 км) дифференцированных планетезималей должны были находиться в расплавленном состоянии в момент разрушения. (Для тел таких размеров времени до стадии образования Луны в 4,5 млрд. лет назад было недостаточно для того, чтобы ядра успели застыть). Расплавленные ядра должны были интенсивно распадаться на небольшие капли, существенная доля которых могла захватываться силикатами на геоцентрических орбитах. Таким образом, *исключительный* дефицит металлического железа на Луне, которым, как следует из наших выводов, насыщено вещество, первичное для морских базальтов и для материковых систем. Кажется ясным, что процесс захвата после разрушения слишком неэффективен, чтобы объяснить отсутствие металлического железа на Луне. *Правдоподобность* этого процесса становится еще меньшей, если учесть произвольный характер исходных предположений.

Модифицированная гипотеза осаднения

Прежние варианты гипотезы осаднения, предложенной автором, основывались на модели, согласно которой Земля сформировалась в результате одностадийной аккреции из планетезималей, подобных углистым хондритам I типа. Теперь ясно, что эта модель имеет ряд слабых сторон (раздел 7.2). Однако эти сомнения могут не затронуть главные моменты гипотезы осаднения. В модифицированном варианте одностадийной модели Рингвуд [473] предполагает, что газы, выделяющиеся на поверхности Земли во время аккреции (главным образом H_2O ,

образующаяся при восстановлении FeO выпадающих на Землю планетезималей водородом Солнечной туманности), непрерывно терялись Землей, и поэтому *плотная* первичная атмосфера (в прежних моделях состоящая в основном из CO и равная примерно 0,2 массы Земли) не могла формироваться в течение этого процесса.

Однако и в пересмотренной модели, предложенной Рингвудом [473], утверждается, что Луна образовалась из вещества, испарившегося из мантии Земли. Считается, что процесс образования ядра, раз начавшись, протекал исключительно быстро, может быть, в течение 10^4 лет [460]. В этих условиях около половины энергии образования ядра, которая составляет примерно $600 \text{ кал} \cdot \text{г}^{-1}$ (в пересчете на всю массу Земли), использовалось на испарение силикатов из мантии. Сочетание ряда факторов — быстрого вращения первичной Земли (период вращения ~ 5 ч), турбулентного перемешивания силикатной атмосферы с водородом из Солнечной туманности, участия атмосферы во вращении Земли из-за гидромагнитного сцепления или турбулентной вязкости — приводит к преобразованию атмосферы во вращающийся диск, в котором конденсировались планетезимали, ставшие первичными для Луны (см. рис. 12.1).

Ударные модели происхождения Луны

Обычно принято считать, что тектиты образовались в результате ударов метеоритов о земную поверхность [550]. Известно также, что по крайней мере один особый класс, австралиты, при ударе приобретал скорость до $10 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$ [131]. Таким образом эмпирически установлено, что после того как сформировалось ядро, обломки вещества мантии могли под действием ударов метеоритов или планетезималей приобретать значительную скорость и выбрасываться на геоцентрическую орбиту. Теоретические и экспериментальные исследования высокоскоростных ударных процессов [270] тоже показали, что от столкновений с высокоскоростными планетезималами вещество с поверхности Земли могло испаряться и переноситься на орбиту.

Теперь считают, что в аккреции Земли участвовали планетезимали различных размеров, некоторые из них могли быть весьма крупными [21, 616]. Наклон земного экватора к плоскости эклиптики лучше всего объясняется ударом планетезимали с сильно наклоненной орбитой и массой по меньшей мере 0,001 от массы Земли. Юри [577] долго придерживался мнения, что в Солнечной системе до аккреции планет существовало множество планетезималей лунных размеров. Исследование процесса аккреции [234, 616] показало, что вторая (после Земли) крупнейшая планетезималь, которая могла образоваться в зоне «питания» Земли и в последующем упасть на нее, могла составлять около 0,03—0,1 массы Земли. Эти исследования сделали

очень вероятным предположение, что о Землю ударялись многие планетезимали массой порядка 0,001—0,01 массы Земли.

Хартман и Дэвис [234] считают, что планетезимали, равные примерно половине лунной массы, при ударе о Землю со скоростью $13 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$ обладали достаточной энергией, чтобы отторгнуть от мантии Земли количество вещества, равное двум лунным массам, сообщив ему скорость, близкую ко второй космической. Половина этой энергии вполне могла перейти в кинетическую энергию выброса [191]. Большая часть этого вещества, очевидно, попала на геоцентрическую орбиту. Хартман и Дэвис предполагают, что при одном или более столкновениях после формирования ядра могло образоваться геоцентрическое кольцо из вещества, происходящего главным образом из Земной мантии; из кольца могла бы образоваться Луна.

Подобную модель предложили Камерон и Уорд [124], которые считают, что после образования ядра Земля сталкивалась с дифференцированными планетезималими массой около 0,1 массы Земли с относительными скоростями $11 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$. Возможно, что при этом происходило испарение значительных участков мантий и Земли, и планетезимали, причем существенная часть пара приобретала скорости, достаточные для того, чтобы достигнуть земной орбиты. Повторная селективная конденсация менее летучих компонентов из паров, как и в модели Рингвуда, приводила к образованию кольца из планетезималей, свободных от летучих веществ и вращающихся вокруг Земли, тогда как летучие компоненты конденсировались в более далекой области с образованием «дыма» из частиц размером в несколько микронов, которые были потеряны.

Камерон и Уорд, по-видимому, предпочитают считать, что для сообщения системе Земля — Луна дополнительного количества движения обязательно соударение с планетезималью размера Марса. Вероятно, им представляется слишком коротким начальный период вращения прото-Земли, равный пяти часам. Однако мы уже рассмотрели распределение удельной величины количества движения в протопланетных системах (раздел 5.5, см. рис. 5.4) и пришли к выводу, что это время для прото-Земли находится в согласии с данными, характеризующими первоначальный период вращения других планет. Если принять этот вывод, то можно уменьшить размер соударяющейся планетезимали по сравнению с оценкой Камерона и Уорда.

Модели с использованием ударов в качестве способа переноса вещества Земли на геоцентрическую орбиту привлекательны в том отношении, что они основываются на процессах, которые обязательно должны происходить при аккреции планет и могут обеспечить систему необходимым огромным количеством энергии. Модели Хартмана и Дэвиса [234], а также Камерона и Уорда [124] можно считать специальными, но более правдоподобными вариантами модели Рингвуда [464, 468],

согласно которой для образования исходного кольца из планетезималей вокруг Земли должно произойти испарение части вещества внешней мантии в результате быстрой аккреции Земли. Главное различие состоит в том, что в последних моделях необходимая энергия создается одним или несколькими сильными ударами, а поэтому время аккреции Земли может быть очень коротким.

Автор считает теперь, что решение проблемы происхождения Луны следует искать в главном направлении, указанном Хартманом и Дэвисом, а также Камероном и Уордом. Но еще остаются нерешенные вопросы. Необходимо, чтобы удары, в результате которых получается вещество для околоземного потока, происходили только после того как сформировалось ядро внутри Земли. Более ранние удары (которые также должны были иметь место) выбросили бы в кольцо вещество, содержащее металлическое железо. Кроме того желательно, чтобы вещество, поступающее на орбиту вокруг Земли, происходило из земной мантии, а не из падающего тела, которое вряд ли обеднено железом. Даже если это тело дифференцировано на мантию и ядро, трудно предположить, чтобы часть последнего не примешалась к осколкам, в конце концов попавшим на орбиту.

Эти соображения заставляют меня считать, что картина была гораздо более сложной. В этом направлении я [478] сделал в высшей степени спекулятивную попытку. Высказано предположение, что прото-Земля вращалась вокруг своей оси с периодом ~ 5 ч. Как говорилось в разделе 3.4, формирование ядра произошло очень быстро по сравнению с конечными стадиями аккреции Земли. Выделившаяся энергия вызвала, по-видимому, расплавление внешней мантии на глубину в несколько сотен километров [473]. Вследствие интенсивной конвекции в земном ядре на этой ранней стадии древнее магнитное поле Земли должно было быть намного сильнее современного. После образования ядра расплавленная верхняя мантия подвергалась ударам нескольких сравнительно небольших (например, равных 0,2 массы Земли) и *холодных* планетезималей при скорости их около $13 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$. Из-за высокой начальной температуры мантии, представляющей собой мишень, и низкой температуры падающего тела большая часть энергии удара должна была пойти на нагревание мантии, а не падающего тела. Этому способствовала большая сжимаемость расплавленного вещества мантии по сравнению с падающим телом. Таким образом, существенные количества вещества мантийного магматического океана полностью испарялись, тогда как падающие тела претерпевали главным образом ударное плавление. Образующийся при ударе газ был частично ионизирован (преимущественно Na^+) и за счет магнитного взаимодействия вовлекался во вращение с Землей. Поскольку газ быстро расширялся, он распространялся под влиянием поля за пределы геосинхронного радиуса (2,4 земных

радиуса), где менее летучие компоненты конденсировались с образованием планетезималей на околоземной орбите, тогда как более летучие компоненты конденсировались на больших расстояниях от Земли в виде «дыма» из очень мелких частиц и уносились сильным солнечным ветром. Главным элементом модели был перенос момента количества движения от Земли к облаку газа, что способствовало его диссипации. Расплавленное от удара падающее тело не вовлекалось во вращение, и поэтому его вещество выпадало на Землю. Так как этот процесс требует, во-первых, наличия расплавленной внешней мантии, что является следствием процесса образования ядра, а во-вторых, — наличия мощного магнитного поля, созданного сильной конвекцией в ядре, то ясно, что предлагаемый механизм мог иметь место только *после* того как сформировалось ядро.

12.4. СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА ПОСЛЕ ИССЛЕДОВАНИЙ КОСМИЧЕСКИМИ АППАРАТАМИ «АПОЛЛОН». ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА

Общий состав Луны

В разделе 10.2 был сделан вывод о существовании важного сходства между внешними областями Луны и земной мантией. Исходная магма лунной коры оказалась очень близкой по составу к исходной магме примитивных океанических толеитов Земли, если из последних удалить значительные количества двух наиболее летучих из главных компонентов (Na_2O и SiO_2). (см. табл. 10.2). В обеих магмах значения распространенности редких земель очень близки. Физические свойства верхней мантии (см. рис. 10.2) вместе с данными экспериментальной петрологии показывают, что верхняя мантия Луны до глубины около 400 км состоит, вероятно, преимущественно из остаточного тугоплавкого дунита, в котором отношение $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ близко к аналогичному отношению в верхней мантии Земли (см. рис. 10.5).

За исключением летучих элементов (в том числе Na_2O и SiO_2 , см. рис. 6.8) общий химический состав петрологической системы кора — верхняя мантия Луны до глубины около 400 км подобен составу пиролита (см. табл. 10.5). Кроме того данные о тепловом потоке на Луне соответствуют среднему содержанию U и Th во всей Луне, аналогичному земной мантии (см. раздел 10.5). Главное различие между внешней частью Луны и верхней мантией Земли состоит в том, что внешняя часть Луны в различной степени, иногда чрезвычайно сильно обеднена более летучими, чем кремний, элементами. Если же не принимать этого во внимание, то общее сходство распространенности менее летучих элементов и в мантии Земли, и во внешних

областях Луны (равных половине ее общей массы) свидетельствует о некоторого рода генетической связи между обоими телами. Аналогичные доводы приводит и Биндер [79, 80].

Сказанное можно подтвердить сопоставлением изотопного состава кислорода в лунном веществе (включая исходное для морских базальтов вещество нижней мантии Луны) и в земной мантии. Примерно половина Луны и мантии Земли (по массе) состоит из кислорода, представленного тремя изотопами: ^{16}O , ^{17}O и ^{18}O . Различия отношений изотопов кислорода между планетами и различными классами метеоритов вызваны двумя причинами: во-первых, исходной изотопной неоднородностью различных областей Солнечной туманности до начала аккреции из-за неравномерного распределения ядерного компонента, богатого ^{16}O , появившегося, возможно, в результате вспышки Сверхновой, и, во-вторых, — химическим изотопным фракционированием, обусловленным, например, различными температурами, при которых твердое вещество, образующее путем аккреции планеты и родительские тела метеоритов, достигало равновесия и оказывалось отделенным от газов исходной Солнечной туманности.

Изотопный состав кислорода в лунных и земных базальтах идентичен [140]. Значит, вещество, из которого сформировались Земля и Луна, было однородно в отношении распределения компонента, возникшего при вспышке Сверхновой и содержащего ^{16}O , и выделилось из туманности при такой же средней температуре. В противоположность этому, в большей части классов метеоритов наблюдаются резко различные количества примеси компонента, богатого ^{16}O . В некоторых дифференцированных метеоритах — эвкритях и говардитах — кислород очень незначительно отличается в этом отношении от кислорода Земли и Луны и возможно даже идентичен ему [140], а наблюдаемые резкие отличия обусловлены эффектом химического фракционирования [548] (см. раздел 11.4). Единственными типами метеоритов, в которых изотопный состав кислорода идентичен составу его в веществе Земли и Луны, являются энстатитовые хондриты и ахондриты. Но многочисленные другие химические особенности этих метеоритов исключают всякую мысль о генетической связи их с Землей и Луной.

Данные по метеоритам непосредственно доказывают, что компонент пылевых частиц, содержащий ^{16}O , был неравномерно распределен в Солнечной туманности до начала аккреции родительских тел метеоритов и планет. Более того, наблюдаемые признаки химического фракционирования изотопов кислорода показывают, что исходное вещество различных типов метеоритов и планет выделялось из Солнечной туманности при различных температурах. В свете этих результатов идентичность изотопного состава кислорода Земли и Луны приобретает особое значение. В будущем очень важно определить отношения ^{16}O ,

^{17}O и ^{18}O в кислороде Венеры и Марса¹. Если эти планеты будут отличаться от Земли и Луны по распространенности в них компонента вспышки Сверхновой, содержащего ^{16}O , то этим будет в значительной мере подтверждена единственная в своем роде генетическая связь Земли с Луной.

С другой стороны, существуют некоторые проблемы в понимании ряда химических и физических особенностей нижней мантии Луны (см. рис. 10.2 и 10.5), которая, как принято считать, сложена веществом, исходным для морских базальтов (см. раздел 10.3). Обычно полагают, что общая распространенность Са, Al, U, Th, PЗЭ и других нелетучих элементов в этом веществе близка к распространенности их в земной мантии, но мы сделали вывод в разделе 10.3, что лунная нижняя мантия богаче FeO ($\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})=0,75\div 0,80$) и отношение пироксен/оливин в ней выше, чем в пиролите земной верхней мантии. В некоторой степени эти выводы зависят от принимаемой модели. Тем не менее, по мнению автора книги, такое заключение в наибольшей степени соответствует имеющимся петрологическим, геохимическим и геофизическим данным, характеризующим нижнюю мантию Луны, и его нельзя с достаточным основанием опровергнуть. В этом разделе делается попытка объяснить указанные свойства, опираясь на предположение о генетической связи между Землей и Луной.

Летучие элементы

Впечатляющая картина обеднения Луны летучими элементами по сравнению с углистыми хондритами I типа, обыкновенными хондритами и земной мантией иллюстрируется рис. 9.2, 11.12 и 11.13 и имеет непосредственное отношение к современным гипотезам происхождения Луны.

Привлекательная в динамическом отношении гипотеза двойной планеты, или коагуляции, предложенная Рускол [15, 16, 18, 497] наталкивается на значительные трудности при объяснении обеднения Луны летучими. Рускол [18], а также Каула и Харрис [298] считают, что при сильном разогреве в результате столкновений с планетезималиями в околоземном потоке летучие элементы испаряются и затем уносятся солнечным ветром. В настоящее время имеется масса доказательств влияния сверхскоростных ударов на лунные породы. В большинстве случаев в ходе этих процессов не происходит потери элементов средней летучести, таких как натрий, а высоколетучие элементы (например, Pb) перераспределяются и вновь конденсируются.

¹ Результаты, полученные автоматическими станциями «Викинг», показывают, что изотопный состав кислорода ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) атмосферы Марса близок к земному. Однако недостаточная точность этих определений и отсутствие данных для ^{17}O не позволяет решить вопрос, поставленный Рингвудом.—
Прим. ред.

Луна обеднена натрием, по-видимому, в 30 раз больше по сравнению с углистыми хондритами I типа и в 11 раз по сравнению с Землей (см. рис. 11.12 и 11.13). Известные нам закономерности явлений высокоскоростных ударов, очень мало говорят в пользу того, что такая степень обеднения могла быть вызвана сравнительно слабыми столкновениями в околоземном потоке, как это предполагает Рускол. Такие столкновения могут привести к некоторому ударному плавлению, но в этих условиях Na и многие другие летучие не могут существенно испариться. В свете эмпирических данных, характеризующих ударные явления, трудно поверить, что этот процесс может вызвать сильное обеднение такими элементами, как Ge (см. рис. 11.12 и 11.13). Для такого обеднения, по-видимому, нужно, чтобы произошло полное испарение как падающего тела, так и мишени, а затем наступила селективная повторная конденсация в условиях, когда летучие компоненты конденсируются в иной обстановке и в другом месте, куда они могут быть перенесены соответствующим механизмом. В модели Рускол такие условия не предусматриваются.

Обеднение летучими элементами вещества Луны сопоставимо с обеднением эвкритовых ахондритов. Поэтому, в принципе, гипотеза захвата после разрушения ряда предварительно дифференцированных планетезималей [522, 631], по-видимому, может правдоподобно объяснить обеднение Луны летучими. Это может быть так, хотя следовало бы напомнить, что распространенность летучих элементов в эвкритях заметно отличается от их распространенности в лунных базальтах [47].

Ганапази и Андерс [185] и Андерс [47] утверждают, что химия летучих элементов Луны говорит в пользу предпочитаемой ими гипотезы происхождения Луны как двойной планеты. Согласно этой гипотезе Луна, подобно Земле, образовалась путем гетерогенной аккреции в охлаждающейся Солнечной туманности при смешивании в соответствующих отношениях семи различных компонентов. Авторы обосновывают эту модель своей интерпретацией химических особенностей происхождения хондритовых метеоритов.

В разделе 7.3 показано, что эта гипотеза не может объяснить происхождение и химические особенности Земли. Предлагаемую Андерсом интерпретацию генезиса хондритов можно принять только со значительными оговорками; причины этого детально рассмотрены в разделе 9.6. В разделе 11.7 показано, что даже если принять его модель, основанную на хондритах, то процессы, ответственные за обеднение Луны летучими элементами, сильно отличаются от происходивших в хондритах. Фракционирование, обусловившее распространенность летучих в веществе Луны, происходило, вероятно, в среде, сильно обедненной водородом по сравнению с Солнечной туманностью,

и в этой среде металлическое железо, видимо, не находилось в состоянии свободной фазы (см. раздел 11.7).

На основе гипотезы отделения О'Киф [410] и Уайс [625] предсказали, и это предсказание оправдалось, что Луна должна быть обеднена летучими по сравнению с земной мантией. Согласно модели этих авторов, прото-Луна отделилась в конденсированном состоянии в виде огромной твердой или расплавленной массы. Внешняя часть ее сильно нагревалась вследствие приливного взаимодействия [410, 411], и это привело к потере летучих. Хотя я и допускаю, что в некоторой мере обеднение могло произойти таким образом, я настроен скептически относительно возможности на основе этой модели объяснить значительное обеднение другими элементами (см. рис. 11.13). Доводом для этого служит тот факт, что потеря летучих из больших объемов твердого или расплавленного вещества представляет собой очень медленный процесс, который контролируется диффузией летучих к поверхности.

По изложенным причинам (а также ряду других) я долгое время придерживался гипотезы, согласно которой составляющее Луну вещество полностью испарилось из мантии Земли, а затем селективно вновь конденсировалось в обстановке, в которой произошла потеря летучих (см. раздел 12.3). Я считаю, что такого рода процесс мог бы объяснить наблюдаемые соотношения летучих элементов в веществе Луны и земной мантии, как это показано на рис. 11.13. В этой модели сильное обеднение Луны Au, Ge, As и Sb частично обуславливается отсутствием металлического железа в системе во время процесса испарения и повторной компенсации. Ранее мы отмечали, что отсутствие металлического железа сильно сказывается на температуре конденсации этих элементов. Наконец, сходство в содержании S и Se в земной мантии и на Луне позволяет предположить, что их отделение происходило в среде с гораздо меньшей относительной распространенностью водорода, чем в Солнечной туманности (см. раздел 11.7). S и Se в Солнечной туманности так же высоколетучи, как H_2S и H_2Se (см. табл. 6.2).

Сидерофильные элементы

На важное значение геохимии сидерофильных элементов для понимания проблемы происхождения Луны указывали О'Киф [412, 413], а также О'Киф и Юри [416]. Этот вопрос детально проанализирован в целом ряде работ [484, 448, 158, 159, 599]. В главе 11 было показано, что особенности распределения этих элементов имеют первостепенное значение при формировании условий происхождения Луны. Основные выводы сводятся к следующим.

а. Распространенность сидерофильных элементов Fe, Ni, Co, W, P, Os, Ir, S и Se близки (в пределах коэффициента 2) в морских базальтах с низ-

ким содержанием Ti и в океанических толентах Земли. Это сходство распространяется, вероятно, на соответствующие исходные области в лунной и земной мантиях.

б. Распространенность Fe, Ni, Co, W, P, S и Se в исходной магме лунной коры также близка к распространенности этих элементов в океанических толентах Земли.

в. После внесения соответствующих поправок, учитывающих обеднение Cu и Ga за счет их летучести, исправленные значения распространенности этих элементов в морских базальтах с низким содержанием Ti и в исходной магме лунной коры оказываются близкими к океаническим толентам Земли.

г. Степень обеднения W и P вещества Луны, земной мантии и в родительских телах эвкритовых метеоритов требует, чтобы вещество этих объектов находилось в равновесии с богатой Fe металлической фазой в количестве, составляющем примерно 20—30 % от массы силикатов, и с последующим разделением этих фаз.

д. Однако максимальный размер металлического ядра Луны, допускаемый геофизическими данными, составляет только 2 % от массы Луны.

е. Более того, исходное для морских базальтов с низким содержанием Ti вещество и исходная магма лунной коры в недрах Луны никогда не были в равновесии с богатой Fe металлической фазой.

ж. Распространенность W, P, а может быть, S и Se в морских базальтах с низким содержанием Ti и в исходной магме лунной коры близка к их распространенности в эвкритовых метеоритах. Однако распространенность Ni, Co, Ig, Os, Cu и Ga гораздо меньше в эвкритах по сравнению с морскими базальтами с низким содержанием Ti и исходной магмой лунной коры.

Эти достижения действительно замечательны. Земная мантия сильно обеднена сидерофильными элементами из-за их тенденции входить в состав фазы металлического Fe, которая сегрегировала ядро. Несмотря на это, мы отмечали в главах 3 и 8, что картина распространенности сидерофильных элементов в земной мантии очень сложна. Некоторые из таких элементов — Ni, Co, Cu, Au, Ig и Re — гораздо более распространены (в 10 и даже более, чем в 100 раз) в мантии, чем можно было бы ожидать, если бы эти элементы перераспределились в условиях равновесия при низких давлениях в богатую Fe металлическую фазу. Согласно изложенному в главах 3 и 8, распространенность этих сидерофильных элементов обусловлена по меньшей мере двумя главными причинами:

1) присутствием больших количеств элемента с низкой атомной массой, такого как кислород, в веществе ядра, что вызвало сильные изменения значений коэффициента распределения между металлом и силикатами;

2) сильным изменением значений коэффициента распределения между силикатами и металлом из-за высокого давления в недрах Земли.

Важным моментом является то, что оба этих фактора действуют только в Земле. В разделе 7.3 и табл. 7.1 было показано, что не существует очевидного способа получить такие соотношения распространенности в результате химического фракционирования в Солнечной туманности до начала аккреции Луны. Таким образом, относительные распространенности сидерофильных элементов в верхней мантии Земли являются уникальным признаком земного происхождения.

Не представляется возможным, чтобы эти факторы действовали на Луне, где давление достигает только 47 кбар, тогда как на Земле 3900 кбар; кроме того максимальный размер ядра Луны не превышает 2 % от ее массы, а в случае Земли это 32,5 %; наконец, исходное вещество морских базальтов с низким содержанием Ti и исходная магма лунной коры никогда не были в равновесии с богатой железом металлической фазой.

Следовательно распространенность сидерофильных элементов в веществе Луны никоим образом не определялась процессами дифференциации в ее недрах.

Мы пришли к выводу, что распространенность сидерофильных элементов на Луне должна была формироваться в мантии Земли или в мантии планеты, подобной Земле. Принцип экономии говорит в пользу первой возможности. Отсюда следует, что вещество Луны так или иначе произошло из мантии Земли.

Гипотеза захвата после разрушения [522, 631] (см. раздел 12.3) инспирирована отчасти исследованием дифференцированных метеоритных тел, таких как эвкриты, палласиты и железные метеориты; согласно этой гипотезе Луна произошла из мантии этих тел. Однако серьезные различия в распространенности Ni, Co, Ir, Os, Cu и Ge в морских базальтах с низким содержанием Ti и в исходной магме лунной коры, с одной стороны, и в эвкритях — с другой (см. табл. 11.2), наряду с различиями в изотопном составе кислорода показывают, что родительское тело эвкритов не могло участвовать в образовании Луны. Точно так же, низкое содержание Ni и Co в оливинах палласитов показывает, что и их родительские тела тоже не принимали в этом участия. Фактически главная трудность состоит в том, что небольшое родительское тело, претерпевшее плавление и дифференциацию с сегрегацией 20—30 % металлической фазы (это необходимо для объяснения обеднения вольфрамом и фосфором), неизбежно уменьшит распространенность Ni, Co, Ir и Os до уровня, гораздо ниже установленного для Луны.

Наконец, мы отмечаем, что гипотеза захвата после разрушения не может объяснить отделение силикатной мантии от (расплавленного) железного ядра (см. раздел 12.3). Неизбежно некоторое количество железа окажется примешанным к силикатам, а это противоречит наблюдению, что морские базальты с низким содержанием Ti и исходная магма лунной коры не насыщены металлическим железом. Аналогичная дилемма стоит перед гипотезой коагуляции Рускол [18], которая обращается к процессам столкновения для объяснения обеднения железом околоземного потока планетезималей до начала аккреции Луны. Мы уже видели, что эта модель не в состоянии объяснить обеднение Луны летучими элементами.

Дальнейшие доказательства возможной генетической связи Земли и Луны

Лайтнер и Марти [351], а также Лейх и Нимейер [340] нашли, что некоторые материковые породы Луны содержат ксенон, который по изотопному составу одинаков с земным ксеноном. Этот компонент выделяется только при температурах выше 1000 °С. Так как земной ксенон отличается очень характерным и, вероятно, единственным в своем роде изотопным составом, обнаружение прочно связанного ксенона земного типа в лунных породах представляет огромный интерес. Если доказать, что это — ксенон Луны, а не является земным загрязнением, тогда он может свидетельствовать о тесной генетической связи между Луной и Землей.

Нимейер и Лейх [405] показали, что при тщательном измельчении лунных брекчий на воздухе ксенон может настолько прочно адсорбироваться, что для его выделения требуется температура свыше 1000 °С. Таким образом, возможно, что в лунные породы был внесен земной ксенон. Однако образец № 60025, в котором Лайтнер и Марти установили изотопный состав ксенона, соответствующий земному, состоял из осколков, которые не дробились. Более того, этот анортозит содержал необычно большое количество других летучих элементов явно лунного происхождения [311]. Марти (частное сообщение) утверждает, что ситуация не ясна и что исследованный ксенон вполне может быть лунным.

Если Луна произошла из земной мантии после формирования ядра Земли, возможно, что могла бы существовать измеримая разница в возрасте Луны и более мелких, менее дифференцированных тел, таких как хондриты. Гангарц и Вассербург [187], а также Тера и Вассербург [557] показали, что кривые одностадийной эволюции изотопного состава свинца для Луны и земной мантии дают по сути один и тот же возраст (4,4—4,45 млрд. лет), который заметно меньше возраста 4,55 млрд. лет, полученного для некоторых метеоритов. Разница в 10^8 лет согласуется с приемлемым временем аккреции Земли и формирования ядра (см. разделы 3.4 и 6.2).

Состав нижней мантии Луны

В разделе 10.3 мы пришли к выводу, что нижняя мантия Луны содержит, вероятно, больше FeO и SiO₂, чем мантия Земли. Исходное для морских базальтов вещество возможно содержит также более значительные количества MnO и Cr₂O₃, чем земная мантия. Как можно объяснить эти особенности на основе земного происхождения Луны? Приводимое ниже объяснение носит слишком гипотетический характер.

В 1975 г. Рингвуд [473] показал, что тепло, выделяемое в течение ранней стадии формирования ядра, должно было вызвать

сильную конвекцию в мантии и плавление внешней мантии до глубины 200—400 км (см. раздел 3.4). Затем огромный океан ультраосновной магмы подвергался фракционной кристаллизации, ведущим процессом которой было выделение оливина. Сначала мы предположили, что Луна сформировалась из вещества, испарившегося из магмы в результате нескольких падений крупных планетезималей. Вещество, составляющее в настоящее время материковые системы, образовалось, вероятно, вследствие нескольких ударов *вскоре после* формирования ядра, до того как произошла сильная фракционная кристаллизация магматического океана. Это вещество подвергалось конденсации за пределом Роша с образованием нескольких небольших Лун. Затем, после фракционирования оливина из магматического океана, получался состав, богатый FeO, SiO₂, MnO и Cr₂O₃ и значительно обедненный (в два раза) NiO, т. е. аналогичный предполагаемому составу исходного для морских базальтов вещества. На этой стадии произошло единственное мощное падение в магматический океан, в результате чего образовался крупный зародыш Луны, имеющий состав исходного вещества морских базальтов. Затем на этом крупном зародыше произошла аккреция мелких лун, которые образовали верхнюю мантию Луны. Аккреция продолжалась около 100 лет, причем верхняя мантия расплавлялась и подвергалась дифференциации с образованием лунной коры.

Для многих лунных пород наблюдается одна странная геохимическая особенность, которую также можно объяснить с помощью вышеописанного процесса. Морские базальты и многие материковые породы обычно обеднены тяжелыми РЗЭ по сравнению с РЗЭ средней атомной массы (см. рис. 10.6). Найквист с сотрудниками [408] считают, что эта особенность была характерна для Луны в период ее аккреции, в противоположность Земле, содержание РЗЭ в которой носит «хондритовый характер». Обеднение тяжелыми РЗЭ указывает на фракционирование вследствие кристаллизации граната, но трудно представить себе, как это могло происходить внутри Луны, поскольку для появления граната на ликвидусе необходимо высокое давление. Однако на глубине 200—300 км в примитивном земном магматическом океане давления порядка 70—100 кбар вели, по всей вероятности, к осаждению граната совместно с оливином, что и привело к обеднению тяжелыми редкими землями. Следовательно, эта особенность распространенности РЗЭ на Луне может быть также связана с ее земным происхождением.

12.5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

До настоящего времени еще не существует общего мнения о происхождении Луны. Возможно, что наиболее вероятной теорией, опирающейся на анализ динамики системы

Земля — Луна, является некоторый вариант гипотезы Рускол о двойной планете и коагуляции, однако, по моему мнению, перед ней стоят неразрешимые геохимические проблемы. То же относится к гипотезам захвата (с разрушением или захвата целой Луны). Кроме того последняя гипотеза совершенно невероятна по динамическим соображениям.

В последних трех главах этой книги был представлен целый ряд геохимических данных в поддержку гипотезы о происхождении Луны из мантии Земли после того, как сформировалось ядро. Главное доказательство, которое опирается на интерпретацию геохимии сидерофильных и летучих элементов, было опубликовано не так давно, поэтому ученые, придерживающиеся другого мнения, не располагали еще временем для критической оценки предлагаемой гипотезы.¹ Автор сознает, что прошло слишком мало времени, чтобы оценить свои построения со стороны. В этих обстоятельствах и до тех пор, пока точка зрения автора не станет предметом обстоятельного разбора в литературе, читатель должен подходить к результатам этой работы с достаточной степенью скептицизма.

Тем не менее здесь приведены некоторые доказательства, и их должны учитывать все, кто в будущем обратится к проблеме происхождения Луны. Можно полагать, что между предлагаемой здесь гипотезой происхождения Луны и гипотезой дрейфа континентов, появившейся в середине 50-х годов, существует некоторая аналогия. В указанные годы на основе палеомагнитных данных, полученных в особенности Ирвингом и Ранкорном, было показано, что в прошлом континенты перемещались один относительно другого на тысячи километров по сравнению с их положением в настоящее время. Эти данные и интерпретация их отвергались многими учеными, специалистами по Земле, в первую очередь из-за невозможности представить себе механизм, вызывающий дрейф континентов. Остальное — это история. В течение следующих десяти лет появились новые способы доказательств, возникли новые концепции, и теория тектоники плит, которая объясняет и специфический механизм смещения континентов, оказалась принятой практически всеми.

Автор книги считает, что в случае Луны геохимические данные *однозначно требуют*, чтобы Луна тем или иным способом произошла из мантии Земли после формирования ядра. Неясным остается вопрос о механизме образования Луны, несмотря на успехи в понимании явлений, сопровождающих падения крупных планетезималей в земную мантию, что дает некоторые основания для оптимизма. По крайней мере в настоящее время вопрос о механизме не выглядит столь трудноразрешимым.

¹ См., однако, работы Андерса [48], Уорена и Вессона [604] и Делано и Рингвуда [159].

мым, как казался большинству ученых — специалистов в области наук о Земле в 1956 году вопрос о дрейфе континентов.

Привлекательной чертой предлагаемой гипотезы происхождения Луны является то, что ее можно в принципе проверить и оценить с помощью новых данных, используя современные научные методы и оборудование. Следующие исследования должны быть особенно важными в этом отношении. (Порядок исследований не указывает на относительную степень их важности).

а. Всестороннее изучение распространенности и распределения сидерофильных элементов в лунных породах в более широком масштабе, чем проводилось до сих пор.

б. Экспериментальное изменение коэффициентов распределения сидерофильных элементов между металлическими фазами и силикатными фазами соответствующего состава в широком интервале условий температуры, давления и летучести кислорода.

в. Всестороннее изучение распространенности и распределения сидерофильных элементов в земных базальтах и ультраосновных породах, особенно в наиболее примитивных, наименее фракционированных и наименее измененных разновидностях. Беспокоит то, что распределение многих сидерофильных элементов в лунных породах гораздо лучше известно, чем в земных.

г. Экспериментальное изучение фракционирования сидерофильных элементов в процессе кристаллизации ультраосновной и основной магм и в ходе процессов частичного плавления, приводящих к образованию базальтов.

д. Исследование с помощью телескопов с Земли при использовании спектров отражения с целью установления на Луне районов, содержащих наиболее примитивные морские базальты с высоким содержанием магния и низким содержанием титана; эти исследования, вероятно, смогут дать самую прямую информацию об особенностях исходного вещества этих базальтов в недрах Луны. После идентификации этих базальтов будет, по-видимому, сделана попытка отбора образцов и доставки их на Землю с помощью автоматических станций типа, успешно использованного в СССР.

е. Всестороннее изучение химии и петрологии примитивных базальтов в сочетании с применением экспериментальных петрологических методов для установления минералогического и химического состава исходного вещества и глубины его расположения.

ж. Разработка автоматической станции, которая могла бы совершить посадку на Луне и измерить тепловой поток *in situ* в нескольких различных местах.

з. Завершить проект полярного спутника Луны, который должен дать гораздо более точные сведения о величине коэффициента момента инерции Луны, а также огромное количество важнейших геохимических и других данных о лунной поверхности.

и. Запуск аппаратов к Марсу и Венере, которые на время войдут в их атмосферу для отбора некоторого количества атмосферных газов и доставки их на Землю для точного анализа. В частности, важно установить, соответствует ли изотопный состав кислорода в CO_2 в атмосфере Марса и Венеры системе ^{16}C — ^{17}O — ^{18}O , характерной для Луны и Земли, или Марс и Венера содержат иные количества компонента ^{18}O Сверхновой. Кроме того, изотопные анализы ксенона покажут, действительно ли уникален в своем роде изотопный состав земного ксенона.

к. Тщательные исследования прочно связанного атмосферного ксенона в лунных breccиях с целью решения вопроса о его лунном или контаминированном земном происхождении.

л. Более прецизионное изучение стабильных изотопов других элементов, например азота, в лунных и земных породах, метеоритах и в образцах с дру-

гих планет с целью выяснения вопроса о большей близости Луны и Земли по сравнению с метеоритами и другими планетами.

м. Дальнейшее детальное геохронологическое изучение лунных пород, земных пород и метеоритов для решения вопроса, действительно ли Луна моложе некоторых типов метеоритов.

Некоторые пункты этой программы можно осуществлять с использованием лабораторного оборудования, имеющегося во многих странах. Другие пункты, как ж и з, в принципе выполнимы, но для этого необходима дальнейшая разработка при международном сотрудничестве. Надо ожидать, что большая часть этих исследований будет проведена в течение следующего десятилетия. Если это действительно осуществится, то имеются все шансы, что к тому времени мы сможем придти к общепринятой теории происхождения Луны, а не находиться перед множеством несовершенных и конкурирующих гипотез, как обстоит дело в настоящее время. Это будет достойным завершением столь успешной программы «Аполлон».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Альтшулер Л. В., Баканова А. А., Трунин Р. Ф.* Ударные адиабаты и нулевые изотермы семи металлов при высоких давлениях.— *Ж. эксперим. и теор. физики*, 1962, 42, с. 104.
2. *Альтшулер Л. В., Корнер С. Б.* О внутреннем строении Земли.— *Изв. АН СССР. Сер. геофиз.*, 1961, № 1, с. 33—37.
3. *Альтшулер Л. В., Крупников К. К., Лебедев Б. Н., Жучихин В. Н., Бражник М. И.* Динамическая сжимаемость и уравнение состояния железа при высоких давлениях.— *Ж. эксперим. и теор. физики*, 1958, 34, с. 874—885.
4. *Альтшулер Л. В., Симаков Г. В., Трунин Р. Ф.* К вопросу о химическом составе ядра Земли.— *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1968, № 1, с. 3—6.
5. *Альтшулер Л. В., Трунин Р. Ф., Симаков Г. В.* Ударное сжатие периклаза и кварца и состав нижней мантии Земли.— *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1965, № 10, с. 1—6.
6. *Виноградов А. П.* Химическая эволюция Земли: 1-е чтение им. В. И. Вернадского. 30.III 1959 г. М.: Изд-во АН СССР, 1959, 44 с.
7. *Виноградов А. П.* О происхождении вещества земной коры. Сообщ. I.— *Геохимия*, 1961, № 1, с. 3—29.
8. *Виноградов А. П.* Газовый режим Земли.— В кн.: *Химия земной коры/ Тр. Геохим. конф. посвящ. столетию со дня рождения акад. В. И. Вернадского*. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 5—21.
9. *Дубровский В. А., Паньков В. Л.* О составе земного ядра.— *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1972, № 7, с. 48—54.
10. *Каула У. М.* Механические процессы, влияющие на дифференциацию протолунного вещества.— В кн.: *Космохимия Луны и планет/ Труды Советско-Американской конференции по космохимии Луны и планет*. Москва, 4—8 июня 1974 г. М.: Наука, 1975, с. 630—637.
11. *Левин Б. Ю.* Строение Земли и планет и метеоритная гипотеза их происхождения.— *Природа*, 1949, № 10, с. 3—14.
12. *Лодочников Е. А.* Некоторые общие вопросы, связанные с магмой, дающей базальтовые породы.— *Зап. Всерос. минерал. о-ва*, 1939, 68, с. 207—223.
13. *Любимова Е. А.* Источники внутрипланетного тепла.— В кн.: *Химия земной коры/ Тр. Геохим. конф., посвящ. столетию со дня рождения акад. В. И. Вернадского*. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 1, с. 30—39.
14. *Рускол Е. Л.* О происхождении Луны. I. Образование околоземного роя тел.— *Астрон. ж.*, 1960, 37, № 4, с. 690—702.
15. *Рускол Е. Л.* О происхождении Луны. II. Рост Луны в околоземном спутниковом рое.— *Астрон. ж.*, 1963, 40, № 2, с. 288—296.
16. *Рускол Е. Л.* О происхождении Луны. III. Некоторые вопросы динамики околоземного роя.— *Астрон. ж.*, 1971, 48, № 4, с. 819—829.
17. *Рускол Е. Л.* О приливных изменениях наклонений орбит спутников Урана к плоскости его экватора.— *Астрон. вестн.*, 1973, 7, № 3, с. 150—153.
18. *Рускол Е. Л.* Происхождение Луны.— В кн.: *Космохимия Луны и планет/ Труды Советско-Американской конференции по космохимии Луны и планет*, Москва, 4—8 июня 1974 г. М.: Наука, 1975, с. 638—644.
19. *Сафронов В. С.* О росте планет в протопланетном облаке.— *Астрон. журн.*, 1954, 31, с. 499—510.
20. *Сафронов В. С.* О первоначальной температуре Земли.— *Изв. АН СССР. Сер. геофиз.*, 1959, № 1, с. 139—143.
21. *Сафронов В. С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969, 244 с.
22. *Сурков Ю. А., Федосеев Г. А.* Радиоактивность Луны, планет и метеоритов.— В кн.: *Космохимия Луны и планет/ Труды Советско-Американской конференции по Космохимии Луны и планет*, Москва, 4—8 июня 1974 г. М.: Наука, 1975, с. 358—371.

23. Трунин Р. Ф., Гоньшакова В. И., Симакова Г. В., Галдин Н. Е. Исследование горных пород под действием высоких давлений и температур ударного сжатия.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1965, № 9, с. 1—12.
24. Флоренский К. П. О начальном этапе дифференциации вещества Земли.— Геохимия, 1965, № 8, с. 909—917.
25. Шмидт О. Ю. Метеоритная теория происхождения Земли и планет.— Докл. АН СССР, 1944, 45, с. 245—249.
26. Шмидт О. Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. 2-е изд., доп. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950, 90 с.
27. Шмидт О. Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. 3-е изд., доп. М.: Изд-во АН СССР, 1957, 140 с.
28. Юри Г. Первичные атмосферы планет и происхождение жизни.— В кн.: Возникновение жизни на Земле/ Тр. Междунар. симпоз. 19—24 авг. 1957 г. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 20—27.
29. Adams J. B., McCord T. B. Mercuri: Evidens for an anorthositic crust from reflection spectra.— Bull. Am. Astron. Soc., 1979 (in press).
30. Adler I., Trombka J., Schmadebeck R., Lowman P., Blodget N., Yin L., Eller E. Results of the Apollo 15 and 16 x-ray experiment. In:— Proc. Fourth Lunar Sci. Conf. 1973, 3, p. 2783—2791.
31. Ahrens T. J. Shock wave data for pyrrhotite and constraints on the composition of the outer core. In:— U. S.—Japan Seminar on High-Pressure Research Applications in Geophysics, 1976, 31 p.
32. Ahrens T. J. Equations of state of iron sulfide and constraints on the sulfur content of the Earth.— J. Geophys. Res., 1979, 84, p. 985—998.
33. Ahrens T. J., Anderson D. L., Ringwood A. E. Equations of state and crystal structures of high pressure phases of shocked silicates and oxides.— Rev. Geophys., 1969, 7, p. 667—701.
34. Akaogi M., Akimoto S. Pyroxene-garnet solid solution equilibria in the systems Mg_2SiO_4 — $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ and Fe_2SiO_4 — $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$ at high pressures and temperatures.— Phys. Earth Planet Inter. 1977, 15, p. 90—106.
35. Akimoto S. I. The system MgO — FeO — SiO_2 at high pressures and temperatures—phase equilibria and elastic properties.— Tectonophysics, 1972, 13, p. 161—187.
36. Akimoto S. I., Fugisawa H. Olivine-spinel solid solution equilibria in the system Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 .— J. Geophys. Res., 1968, 73, p. 1467—1479.
37. Akimoto S., Akaogi M., Kawada K., Nishizawa O. Mineralogic distribution of iron in the upper half of the transition zone in the Earth's mantle.— Am. Geophys. U. Monogr., 1976, 19, p. 399—405.
38. Akimoto S., Matsui Y., Syono Y. High pressure crystal chemistry of orthosilicates and the formation of the mantle transition zone.— In: R. G. J. Strens (ed.). The Physics and Chemistry of Minerals and Rocks. Wiley, New York, 1976, p. 327—363.
39. Alfvén H. Remarks on the rotation of a magnetized sphere with application to solar rotation.— Avk. Mat. Astron. Fys. A, 1942, 28 (6), p. 2—9.
40. Alfvén H. On the Origin of the Solar System. Oxford Univ. Press, London, 1954.
41. Alfvén H. On the formation of celestial bodies.— Icarus, 1964, 3, p. 57—62.
42. Alfvén H. On the origin of the asteroids.— Icarus, 1964, 3, p. 52—56.
43. Alfvén H., Arrhenius G. Two alternatives for the history of the moon.— Science, 1969, 165, p. 11—17.
44. Anders E. Origin, age, and composition of meteorites.— Space Sci. Rev., 1964, 3, p. 583—714.
45. Anders E. Chemical processes in the early solar system, as inferred from meteorites.— Accounts Chem. Res., 1968, 1, p. 289—298.
46. Anders E. Meteorites and the early solar system.— Ann. Rev. Astron. Astrophys., 1971, 9, p. 1—34.
47. Anders E. Chemical compositions of the Moon, Earth, and eucrite parent body.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1977, A295, p. 23—40.
48. Anders E. Procrustean Science: Indigenous siderophiles in the lunar

highlands, according to Delano and Ringwood.—Proc. Ninth Lunar Plan. Sci. Conf., 1978, 1, p. 161—184.

49. *Anders E., Ganapathy R., Krähenbühl U., Morgan J. W.* Meteoritic material on the moon.—The Moon, 1973, 8, p. 3—24.

50. *Anderson A. T., Clayton R. N., Mayeda T. K.* Oxygen isotope thermometry of mafic igneous rocks.—J. Geol., 1971, 79, p. 715—729.

51. *Anderson D. L.* Phase changes in the upper mantle.—Science, 1967, 157, p. 1165—1173.

52. *Anderson D. L.* Chemical heterogeneity of the mantle.—Earth Planet. Sci. Lett., 1968, 5, p. 89—94.

53. *Anderson D. L.* Petrology of the mantle.—Miner. Soc. Am. Spec. Paper, 1970, 3, p. 85—93.

54. *Anderson D. L.* Internal constitution of Mars.—J. Geophys. Res., 1972, 77, p. 789—795.

55. *Anderson D. L.* Implications of the inhomogeneous planetary accretion hypothesis.—Comments Earth Sci.: Geophys., 1972, 2, p. 93—98.

56. *Anderson D. L.* The composition and origin of the moon.—Earth Planet. Sci. Lett., 1973, 18, p. 301—316.

57. *Anderson D. L.* Composition of the mantle and core.—Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1977, 5, p. 179—202.

58. *Anderson D. L., Jordan T.* The composition of the lower mantle.—Phys. Earth Planet. Inter., 1970, 3, p. 23—35.

59. *Anderson D. L., Sammis C., Jordan T.* Composition and evolution of the mantle and core.—Science, 1971, 171, p. 1103—1113.

60. *Anderson D. L., Sammis C., Jordan T.* Composition of the mantle and core.—In: E. C. Robertson (ed.) The nature of the Solid Earth. McGraw-Hill, New York, 1972, p. 41—66.

61. *Anderson O. L.* A proposed law of corresponding states for oxide compounds.—J. Geophys. Res., 1966, 71, p. 4963—4971.

62. *Andre C. G., Wolfe R. W., Adler I.* Evidence for a high-magnesium subsurface basalte in Mare Crisium from orbital x-ray fluorescence data.—In: Conference on Luna 24, Abstract, Lunar Science Institute, Houston, Texas, 1977, p. 8—11.

63. *Archbald P.* Unpublished results. Australian National University, Canberra, 1978.

64. *Argollo R. M.* Ga-Al and Ge-Si in volcanic rocks. M. Sc. Thesis (unpublished), Univ. Phode Island, 1974.

65. *Arkani-Hamed J.* Stress constraint on the thermal evolution of the Moon.—Proc. Fifth Lunar Sci. Conf., 1974, 3, p. 3127—3134.

66. *Arndt N. T.* Ultra basic magmas and high degree melting of the mantle.—Contrib. Mineral. Petrol., 1977, 64, p. 205—221.

67. *Arndt N. T., Naldrett A., Pyke D.* Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario.—J. Petrol., 1977, 18, p. 319—318.

68. *Arnold J. R., Metzger A. E., Reedy R.* Computer-generated maps of lunar composition from gamma-ray data.—In: Proc. Eighth Lunar Sci. Conf., 1977, 1, 945—948.

69. *Baedecker P. A., Shaudy R., Elzie J., Kimberlin J., Wasson J.* Trace element studies of rocks and soils from Oceanus Procellarum and Mare Tranquillitas.—In: Proc. Second Lunar Sci. Conf., 1971, 2, p. 1037—1061.

70. *Baedecker P. A., Chou C.-L., Grudewicz E. B., Wasson J. T.* Volatile and siderophilic trace elements in Apollo 15 samples: Geochemical implications and characterization of the long-lived and short-lived extralunar materials.—In: Proc. Fourth Lunar Sci. Conf., 1973, 2, p. 1177—1195.

71. *Baldwin R. B.* The Face of the Moon. Chicago University Press, 1949.

72. *Baldwin R. B.* The Measure of the Moon. Chicago University Press, 1963.

73. *Banerjee S. K.* Fractionation of iron in the solar system.—Nature, 1967, 216, p. 781.

74. Barsukov V. L., Tarasov L., Dimitriev L., Kolesov G., Shevaleevsky I., Garanin A. The geochemical and petrological features of regolith and rocks from Mare Crisium.—In: Proc. Eighth Lunar Sci. Conf., 1977, 3, p. 3319—3332.

75. Bielefeld M. J., Andre C., Eliason E., Clarke P., Adler I., Trombka J. Imaging of lunar surface chemistry from orbital x-ray data.—In: Proc. Eighth Lunar Sci. Conf., 1977, 1, p. 901—908.

76. Biemann K., Owen T., Rushneck D., La Fleur A., Howarth D. The atmosphere of Mars near the surface: Isotope ratios and upper limits on noble gases.—Science, 1976, 194, p. 76—77.

77. Bills B. G., Ferrari A. A lunar density model consistent with topographic, gravitational, librational, and seismic data.—J. Geophys. Res., 1977, 82, p. 1306—1314.

78. Binder A. B. Internal structure of Mars.—J. Geophys. Res., 1969, 74, p. 3110—3118.

79. Binder A. B. The origin of the Moon by rotational fission.—The Moon, 1974, 11, p. 53—76.

80. Binder A. B. On the petrology and early development of a moon of fission origin.—The Moon, 1976, 15, p. 275—314.

81. Binder A. B., Davis D. R. Internal structure of Mars.—Phys. Earth Planet. Inter., 1973, 7, p. 477—485.

82. Birch F. Elasticity and constitution of the Earth's interior.—J. Geophys. Res., 1952, 57, p. 227—286.

83. Birch F. Differentiation of the mantle.—Bull. Geol. Soc. Am., 1958, 69, p. 483—486.

84. Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, 2.—J. Geophys. Res., 1961, 66, p. 2199—2224.

85. Birch F. Some geophysical applications of high pressure research.—In: W. Paul, D. Warschauer (eds.), Solids Under Pressure. McGraw-Hill, New York, 1963, p. 137—162.

86. Birch F. Speculations on the earth's thermal history.—Bull. Geol. Soc. Am., 1965, 76, p. 133—154.

87. Brich F. Density and composition of the upper mantle: First approximation as an olivine layer.—In: Geophysical Monograph, 1969, 13, American Geophysical Union, Washington, D. C., p. 18—36.

88. Black L. P., Gale N., Moorbath S., Pankhurst R. Isotopic dating of very early Precambrian amphibolite facies gneisses from the Godthaab district, West Greenland.—Earth Planet Sci. Lett., 1971, 12, p. 245—259.

89. Blakeshear W. T., Gapcynski J. P. An improved value of the lunar moment of inertia.—J. Geophys. Res., 1977, 82, p. 1699—1701.

90. Blanchard D. P., Rhodes J., Dungan M., Rodgers K., Donaldson C., Brannon J., Jacobs J., Gibson E. The chemistry and petrology of basalts from Leg 37 of the Deep Sea Drilling Project.—J. Geophys. Res., 1976, 81, p. 4232—4246.

91. Blanchard D. P., Haskin L. A., Brannon J. C., Aaboe E. Chemistry of soils and particles from Luna 24.—In: Conference on Luna 24 (Abstract). Lunar Science Institute Houston, Texas, 1977, p. 37—40.

92. Blerkom D. V., Auer L. The geometry of VY Canoris Majoris derived from SiO maser lines.—Astrophys. J., 1976, 204, p. 775—780.

93. Bodenheimer P. Stellar evolution toward the main sequence.—Rep. Prog. Phys., 1972, 35, p. 1—54.

94. Bodenheimer P. Calculations of the early evolution of Jupiter.—Icarus, 1974, 23, p. 319—325.

95. Bodenheimer P. Calculations on the effects of angular momentum on the early evolution of Jupiter.—Icarus, 1977, 31, p. 356—368.

96. Boyce J. M., Dial A. L., Soderblom L. A. Ages of the lunar nearside light plains and maria.—In: Proc. Fifth Lunar Sci. Conf., 1974, 1, p. 11—23.

97. Boynton W. V., Wasson J. T. Distribution of 28 elements in size fractions of lunar mare and highland solids.—Geochim. Cosmochim. Acta, 1977, 41, p. 1073—1082.

98. *Boynton W. V., Chou C.-L., Robinson K. L., Warren P. H., Wasson J. T.* Lithophiles, siderophiles and volatiles in Apollo 16 soils and rocks.— In: Proc. Seventh Lunar Sci. Conf., 1976, *1*, p. 727—742.
99. *Brett R.* The earth's core: Speculations on its chemical equilibrium with the mantle.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, *35*, p. 203—221.
100. *Brett R.* A lunar core Fe-Ni-S.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, *37*, p. 165—170.
101. *Brett R.* The current status of speculations on the composition of the core of the Earth.— *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1976, *14*, p. 375—383.
102. *Brett R., Butler P., Meyer C., Reid A., Takeda H., Williams R.* Apollo 12 igneous rocks 12004, 12008, 12009 and 12022: A mineralogical and petrological study.— In: Proc. Second Lunar Sci. Conf., 1971, *1*, p. 301—317.
103. *Brey G., Green D. H.* Solubility of CO₂ in olivine melilitite at high pressure and the role of CO₂ in the Earth's upper mantle.— *Contrib. Mineral Petrol.*, 1976, *55*, p. 217—230.
104. *Brown H.* Rare gases and the formation of the earth's atmosphere.— In: C. P. Kuiper (ed.): *The Atmospheres of the Earth and Planets*, 2nd Ed. Chicago University Press, 1952, p. 258—266.
105. *Brown R. D.* Organic matter in interstellar space.— In: J. P. Wild (ed.): "In the Beginning..." Copernicus 500th Birthday Symposium, Australian Academy of Science, Canberra, 1974, Chapter 1, p. 1—14.
106. *Bullen K. E.* The variation of density and the ellipticities of strata of equal density within the earth.— *Mon. Not. Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl.*, 1936, *3*, p. 395—401.
107. *Bullen K. E.* The problem of the earth's density variation.— *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1940, *30*, p. 235—250.
108. *Bullen K. E.* Cores of the terrestrial planets.— *Nature*, 1952, *170*, p. 363—364.
109. *Bullen K. E.* Introduction to the Theory of Seismology.— Cambridge Univ. Press, London, 1963.
110. *Bullen K. E.* Cores of the terrestrial planets.— *Nature*, 1973, *243*, p. 68—70.
111. *Bullen K. E.* On planetary cores.— *The Moon*, 1973, *7*, p. 384—395.
112. *Bullen K. E.* An Introduction to the Theory of Seismology. Cambridge Univ. Press, London, 1974.
113. *Cameron A. G. W.* Formation of the solar nebula.— *Icarus*, 1963, *1*, p. 339—342.
114. *Cameron A. G. W.* The origin of the atmospheres of Venus and the Earth.— *Icarus*, 1963, *2*, p. 249—257.
115. *Cameron A. G. W.* Physical conditions in the primitive solar nebula.— In: P. Millman (ed.). *Meteorite Research*. Reidel, Dordrecht, Holland, 1969, p. 7—15.
116. *Cameron A. G. W.* Accumulation processes in the primitive solar nebula.— *Icarus*, 1973, *18*, p. 407—450.
117. *Cameron A. G. W.* Formation of the outer planets.— *Space Sci. Rev.*, 1973, *14*, p. 383—391.
118. *Cameron A. G. W.* The origin and evolution of the solar system.— *Sci. Am.*, 1975, *233*, p. 32—41.
119. *Cameron A. G. W.* Cosmogonical considerations regarding Uranus.— *Icarus*, 1975, *24*, p. 280—284.
120. *Cameron A. G. W.* Formation of the outer planets and satellites.— In: J. Burns (ed.). *Planetary Satellites*, Proceedings of the IAU Colloquium No 28 (in press), 1977.
121. *Cameron A. G. W.* Physics of the primitive solar accretion disc.— *The Moon and the Planets*, 1978, *18*, p. 5—40.
122. *Cameron A. G. W., Pine M. R.* Numerical models of the primitive solar nebula.— *Icarus*, 1973, *18*, p. 377—406.
123. *Cameron A. G. W., Pollack J. B.* On the origin of the solar system and of Jupiter and its satellites.— In: T. Gehrels (ed.). *Jupiter, the Giant Planet*. University of Arizona Press, Tucson, 1976.

124. *Cameron A. G. W., Ward W. R.* The origin of the Moon.—*Lunar Science*, 1976, 7, p. 120—122.
125. *Carswell D. A., Dawson J. B.* Garnet peridotite xenoliths in South African kimberlite and their petrogenesis.—*Contrib. Mineral. Petrol.*, 1970, 25, p. 163—184.
126. *Carver J. H., Horton B., McCoy D., O'Brien R., Sandercock E.* Comparison of lunar ultraviolet reflectivity with that of terrestrial rock samples.—*The Moon*, 1975, 12, p. 91—100.
127. *Cassen P.* Planetary magnetism and the interior of the Moon and Mercury.—*Phys. Earth Planet. Inter.*, 1977, 15, p. 113—120.
128. *Cassen P., Young R., Schubert G., Reynolds R.* Implications of an internal dynamo for the thermal history of Mercury.—*Icarus*, 1976, 28, p. 501—508.
129. *Chapman C. R.* Asteroids as meteorite parent-bodies: The astronomical perspective.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1976, 40, p. 701—719.
130. *Chapman C. R., Davis D. R.* Asteroid collisional evolution: Evidence for a much larger early population.—*Science*, 1975, 190, p. 553—556.
131. *Chapman D. R., Larson H. K.* On the lunar origin of tektites.—*J. Geophys. Res.*, 1963, 68, p. 4305—4358.
132. *Chappell B. W., Green D. H.* Chemical composition and petrogenetic relationships in Apollo 15 mare basalts.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, 18, p. 237—246.
133. *Charette M. P., Taylor S. R., Adams J. B., McCord T. B.* The detection of soils of Fra Mauro basalt and anorthosite gabbro composition in the lunar highlands by remote spectral reflectance techniques.—In: *Proc. Eighth Lunar Sci. Conf.*, 1977, 1, p. 1049—1061.
134. *Chou C.-L., Boynton W. V., Sundberg L. L., Wasson J. T.* Volatiles on the surface of Apollo 15 green glass and traceelement distributions among Apollo 15 soils.—In: *Proc. Sixth Lunar Sci. Conf.*, 1975, 2, p. 1701—1727.
135. *Clark S. P., Ringwood A. E.* Density distribution and constitution of the mantle.—*Rev. Geophys.*, 1964, 2, p. 35—88.
136. *Clark S. P., Turekian K., Grossman L.* Model for early history of the earth.—In: *E. C. Robertson (ed.): The Nature of the Solid Earth*. McGraw-Hill, New York, 1972, p. 3—18.
137. *Clarke D. B.* Tertiary basalts of Baffin Bay: Possible primary magma from the mantle.—*Contrib. Mineral. Petrol.*, 1970, 25, p. 203—224.
138. *Clayton R. N., Mayeda T.* Genetic relations between the Moon and Meteorites.—*Proc. Sixth Lunar Sci. Conf.*, 1975, 2, p. 1761—1769.
139. *Clayton R. N., Grossman L., Mayeda T.* A component of primitive nuclear composition in carbonaceous chondrites.—*Science*, 1973, 182, p. 485—488.
140. *Clayton R. N., Onuma N., Mayeda T. K.* A classification of meteorites based on oxygen isotopes.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, 30, p. 10—18.
141. *Cleary J. R.* The D'' region.—*Phys. Earth Planet. Inter.*, 1974, 9, p. 13—27.
142. *Coish R. A., Taylor L. A.* Igneous rocks from Mare Crisium.—In: *Mineralogy and Petrology Conference on Luna 24*, Abstracts. Lunar Science Institute, Houston, Texas, 1977, p. 48—50.
143. *Compston W. H., Berry H., Vernon M., Chappell B., Kaye M.* Rb—Sr chronology and chemistry of lunar material from the Ocean of Storms.—In: *Proc. Second Lunar Sci. Conf.*, 1971, 2, p. 1471—1485.
144. *Cook A. H.* The moment of inertia of Mars and the existence of a core.—*Geophys. J.*, 1977, 51, p. 349—356.
145. *Craig J., Lupton J. E.* Primordial neon, helium, and hydrogen in oceanic basalts.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, 31, p. 369—385.
146. *Crocket J. H.* Neutron activation analysis for noble metals in geochemistry.—In: *A. Brunfelt and E. Steinnes (eds.). Proceedings N. A. T. O. Advanced Study Institute: Activation Analysis in Geochemistry and Cosmochemistry*. Universitetsforlaget, Oslo, 1971, p. 339—350.
147. *Crocket J. H., Chyi L. L.* Abundances of Pd, Ir, Os and Au in an

ultramafic pluton.—In: Proceedings of the 24th International Geological Congress, Montreal, Section 10, 1972, p. 202—209.

148. *Crocket J. H., Teruta Y.* Palladium, iridium and gold contents of mafic and ultramafic rocks drilled from the Mid—Atlantic ridge.—*Can. J. Earth Sci.*, 1977, 14, p. 777—785.

149. *Cumming G. L., Richards J. R.* Ore lead ratios in a continuously changing Earth.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, 28, p. 155—171.

150. *Dainty A. M., Toksöz M. N., Solomon S., Anderson K., Goins N.* Constraints on lunar structure.—In: Proc. Fifth Lunar Sci. Conf., 1974, 3, p. 3091—3114.

151. *Dainty A. M., Toksöz M. N., Stein S.* Seismic investigation of the lunar interior.—In: Proc. Seventh Lunar Sci. Conf., 1976, 3, p. 3057—3075.

152. *Darwin G. H.* On the secular changes in the orbit of a satellite revolving around a tidally disturbed planet.—*Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1880, 171, p. 713—891.

153. *Darwin G. H.* Tidal Friction and Cosmogony.—*Scientific Papers 2*. Cambridge University Press, London, 1908.

154. *Darwin G. H.* The Tides.—Friedman, San Francisco, 1962.

155. *Davies G. F., Dziewonski A. M.* Homogeneity and constitution of the Earth's lower mantle and core.—*Phys. Earth Planet. Inter.*, 1975, 10, p. 330—343.

156. *Davies G. F., Gaffney E. S.* Identification of phases of rocks and minerals from Hugoniot data.—*Geophys. J.*, 1973, 33, p. 165—183.

157. *Dayhoff M., Eck R., Lippincott E., Sagan C.* Venus: Atmospheric evolution.—*Science*, 1967, 155, p. 556—558.

158. *Delano J. W., Ringwood A. E.* Indigenous abundances of siderophile elements in the lunar highlands: Implications for the origin of the Moon.—*The Moon and Planets*, 1978, 18, p. 385—425.

159. *Delano J. W., Ringwood A. E.* Siderophile elements in the lunar highlands: Nature of the indigenous component and implications for origin of the Moon.—In: Proc. Ninth Lunar Planet. Sci. Conf., 1978.

160. *Dickinson W. R., Luth W. C.* A model for plate tectonic evolution of mantle layers.—*Science*, 1971, 174, p. 400—404.

161. *Distin P. A., Whiteway S., Masson C.* Solubility of oxygen in liquid iron from 1785° to 1960°. A new technique for the study of slag-metal equilibria.—*Can. Metall. Quart.*, 1971, 10, p. 13—18.

162. *Dodd R. T.* Metamorphism of ordinary chondrites.—*Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1969, 33, p. 161—203.

163. *Dodd R. T.* The metal phase in unequilibrated chondrites and its implications for calculated accretion temperature.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1974, 36, p. 485—494.

164. *Dreibus G., Spettel B., Wänke H.* Lithium as a correlated element, its condensation behavior, and its use to estimate the bulk composition of the moon and the eucrite parent body.—In: Proc. Seventh Lunar Sci. Conf., 1976, 3, p. 3383—3396.

165. *Dreibus G., Kruse H., Spettel B., Wänke H.* The bulk composition of the moon and the eucrite parent body.—In: Proc. Eighth Lunar Sci. Conf., 1977, 1, p. 211—227.

166. *Duba A., Ringwood A. E.* Electrical conductivity, internal temperatures and thermal evolution of the Moon.—*The Moon*, 1973, 7, p. 356—376.

167. *Duke M. B., Silver L. T.* Petrology of eucrites, howardites and mesosiderites.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1967, 31, p. 1637—1665.

168. *Dziewonski A., Hales A., Lapwood E.* Parametrically simple earth models consistent with geophysical data.—*Phys. Earth Planet. Inter.*, 1975, 10, p. 12—48.

169. *Edgeworth K. E.* The origin and evolution of the solar system.—*Mon. Not. Roy. Astron. Soc.*, 1949, 109, p. 600—609.

170. *Elsasser W. M.* Early history of the Earth.—In: J. Geiss and E. Goldberg (eds.). *Earth Science and Meteorites*. North Holland, Amsterdam, 1963, p. 1—30.

171. *Eucken A.* Physikalische-chemische Betrachtungen über der früeste Entwicklungsgeschichte der Erde.—*Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math-Phys. Kl.*, 1944, *I*, S. 1—25.
172. *Fish F.* Angular momenta of the planets.—*Icarus*, 1967, *7*, p. 251—256.
173. *Fitch T. J.* Compressional velocity in source regions of deep earthquakes: An application of the master earthquake technique.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, *26*, p. 156—165.
174. *Fitch T. J.* In situ P-wave velocities in deep earthquake zones of the S. W. Pacific: Evidence for a phase boundary between the upper and lower mantle.—In: *M. Talwani and W. C. Pitman III (eds.)*, *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins* American Geophysical Union, Washington D. C., Maurice Ewing Series 1, 1977, p. 123—136.
175. *Flasar F. M., Birch F.* Energetics of core formation. A correction.—*J. Geophys. Res.*, 1973, *78*, p. 6101—6103.
176. *Florensky C. P., Basilevsky A., Burba G., Nicolaeva O., Pronin A., Volkov V., Ronca L.* First panoramas of the Venusian surface.—*Proc. Eighth Lunar Sci. Conf.*, 1977, *3*, p. 2655—2664.
177. *Fredriksson K.* The Sharps chondrite—new evidence on the origin of chondrules and chondrites.—In: *P. M. Millman (ed.)*, *Meteorite Research*, Reidel, Dordrecht, Holland, 1969, p. 155—165.
178. *Fredriksson K., Noonan A., Nelen J.* Meteoritic, lunar and Lolar impact chondrules.—*The Moon*, 1973, *7*, p. 475—482.
179. *Frey F. A.* Rare earth abundance in a high-temperature peridotite intrusion.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, *1969, *33*, p. 1429—1447.
180. *Frey F. A., Green D. H.* The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusion in Victorian basanites.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1974, *38*, p. 1023—1059.
181. *Frey F. A., Bryan W., Thompson G.* Atlantic Ocean Floor: Geochemistry and petrology of basalts from Legs 2 and 3 of the Deep Sea Drilling Project.—*J. Geophys. Res.*, 1974, *79*, p. 5507—5528.
182. *Friel J. J., Goldstein J.* An experimental study of phosphate reduction and phosphorus-bearing lunar metal particles.—In: *Proc. Seventh Lunar Sci. Conf.*, 1976, *1*, p. 791—806.
183. *Gaffey M. J., McCord T. B.* Asteroid surface materials: Mineralogical characteristics and cosmological implications.—In: *Proc. Eighth Lunar Sci. Conf.*, 1977, *1*, p. 113—143.
184. *Gahm G. E., Nordh H., Olofsson S.* The T-Tauri star RU Lupi and its circumstellar surroundings.—*Icarus*, 1975, *24*, p. 285—293.
185. *Ganapathy R., Anders E.* Bulk compositions of the moon and earth, estimated from meteorites.—In: *Proc. Fifth Lunar Sci. Conf.*, 1974, *2*, p. 1181—1206.
186. *Ganapathy R., Keys R., Laut J., Anders E.* Trace elements in Apollo 11 lunar rocks: Implications for meteorite influx and origin of moon.—*Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf.*, 1970, *2*, p. 1117—1142.
187. *Gancarz A. J., Wasserburg G. J.* Initial Pb of the Amitsoq gneiss, West Greenland and implications for the age of the Earth.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, *41*, p. 1283—1301.
188. *Garz T., Kock M., Richter J., Baschwek B., Holweger H., Unsold A.* Abundances of iron and some other elements in the sun and in meteorites.—*Nature*, 1969, *223*, p. 1254—1256.
189. *Gast P. W.* Limitations on the composition of the upper mantle.—*J. Geophys. Res.*, 1960, *65*, p. 1287—1297.
190. *Gast P. W.*, Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1968, *32*, p. 1057—1086.
191. *Gault D. E., Heitowit E.* The Partition of energy for hypervelocity impact craters formed in rock.—In: *Sixth Hypervelocity Impact Symposium*, Cleveland, Ohio, 1963.
192. *Gehrels T., Gill J., Haughey J.* Introduction.—In: *T. Gehrels (ed.)*, *Physical Studies of Minor Planets*. NASA, Washington, D. C., 1971.

193. *Gerstenkorn H.* Über Gezeitenreibung beim Zweikörper problem.—*Z. Astrophys.*, 1955, 36, S. 245—274.
194. *Gerstenkorn H.* The earliest past of the earth-moon system.—*Icarus*, 1969, 11, p. 189—207.
195. *Giuli R. T.* On the rotation of the Earth produced by gravitational accretion of particles.—*Icarus*, 1968, 8, p. 301—323.
196. *Giuli R. T.* Gravitational accretion of small masses attracted from large distances as a mechanism for planetary rotation.—*Icarus*, 1968, 9, p. 186—190.
197. *Glikson A. Y.* Geosynclinal evolution and geochemical affinities of early Precambrian systems.—*Tectonophysics*, 1970, 9, p. 397—433.
198. *Goins N. R., Dainty A., Toksöz M. N.* The deep seismic structure of the moon.—In: *Proc. Eighth Lunar Sci. Conf.*, 1977, 1, p. 471—486.
199. *Goldreich P.* History of the lunar orbit.—*Rev. Geophys.*, 1966, 4, p. 411—439.
200. *Goldreich P., Soter S.* Q in the solar system.—*Icarus*, 1966, 5, p. 375—389.
201. *Goldreich P., Ward W. R.* The formation of planetesimals.—*Astrophys. J.*, 1973, 183, p. 1051—1061.
202. *Goldschmidt V. M.* Über die Massenverteilung im Erdinneren, verglichen mit der Structur gewisser Meteoriten.—*Naturwissenschaften*, 1922, 42, S. 1—3.
203. *Goles G. C.* Trace elements in ultramafic rocks.—In: *P. J. Wyllie (ed.) Ultramafic and Related Rocks*, Wiley, New York, 1967, p. 352—362.
204. *Graboske H. C., Pollack J., Grossman A., Olness R.* The structure and evolution of Jupiter: The fluid contraction stage.—*Astrophys. J.*, 1975, 199, p. 265—281.
205. *Graham E. K.* On the compression of stishovite.—*Geophys. J.*, 1973, 32, p. 15—34.
206. *Gray C. M., Compston W.* Excess ^{26}Mg in the Allende meteorite.—*Nature*, 1974, 251, p. 495—497.
207. *Green D. H.* Alumina content of enstatite in a Venezuelan high-temperature peridotite.—*Bull. Geol. Soc. Am.*, 1963, 74, p. 1397—1402.
208. *Green D. H.* The origin of basaltic and nephelinitic magmas.—*Trans. Leicester Lit. Phil. Soc.*, 1970, 64, p. 28—54.
209. *Green D. H.* A review of experimental evidence on the origin of basaltic and nephelinitic magmas.—*Phys. Earth Planet. Inter.*, 1970, 3, p. 221—235.
210. *Green D. H.* Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: Application to oceanic volcanism.—*Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, A268, p. 707—725.
211. *Green D. H.* Magmatic activity as the major process in the chemical evolution of the Earth's crust and mantle.—*Tectonophysics*, 1972, 13, p. 47—71.
212. *Green D. H., Nicholls J., Viljoen M., Viljoen R.* Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archaean magmatism.—*Geology*, 1975, 3, p. 11—14.
213. *Green D. H., Ringwood A. E.* The genesis of basaltic magmas.—*Contrib. Mineral. Petrol.*, 1967 15, p. 103—190.
214. *Green D. H., Ringwood A. E.* Significance of a primitive lunar basaltic composition present in Apollo 15 soils and breccias.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, 19, p. 1—8.
215. *Green D. H., Ringwood A. E., Ware N. G., Hibberson W. O., Major A., Kiss E.* Experimental petrology and petrogenesis of Apollo 12 basalts.—In: *Proc. Second Lunar Sci. Conf.*, 1971, 1, p. 601—615.
216. *Green D. H., Ware N. G., Hibberson W. O., Major A.* Experimental petrology of Apollo 12 basalts. Part 1, sample 12009.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, 13, p. 85—96.
217. *Gros J., Takahashi H., Hertogen H., Morgan J. W., Anders E.* Composition of the projectiles that bombarded the lunar highlands.—In: *Proc. Seventh Lunar Sci. Conf.*, 1976, 2, p. 2403—2425.

218. *Grossman L.* Condensation in the primitive solar nebula.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1972, 36, p. 597—619.
219. *Grossman L., Larimer J.* Early chemical history of the solar system.— *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1974, 12, p. 71—101.
220. *Grossman L., Olson E.* Origin of the high-temperature fraction of C2 chondrites.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1974, 38, p. 173—187.
221. *Gunten von H. P., Krähenbühl U., Meyer G., Wegmüller F.* On the partition of volatile trace elements between minerals and agglutinates in grain size fractions of Apollo 17 soils.— In: *Lunar and Planetary Science*, 1978, 9, p. 436—438. Lunar and Planetary Institute, Houston.
222. *Gurney J. J., Ahrens L. H.* Zinc content of some ultramafic and basic rocks.— *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 1973, 73, p. 301—307.
223. *Haddon R. W., Cleary J. R.* Evidence for scattering of seismic PKP waves near the mantle-core boundary.— *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1974, 8, p. 211—234.
224. *Hall H., Murthy V. R.* Early chemical history of the earth: Some critical elemental fractionations.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, 11, p. 239—244.
225. *Hanks T. C., Anderson D. L.* The early thermal history of the earth.— *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1969, 2, p. 19—29.
226. *Hansen M., Anderko K.* Constitution of Binary Alloys, 2nd Ed. McGraw-Hill, New York, 1958.
227. *Hapke B.* Interpretations of optical observations of Mercury and the Moon.— *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1977, 15, p. 264—274.
228. *Hargraves R. B., Collinson D., Arvidson R., Spitzer C.* The Viking magnetic properties experiment.— *J. Geophys. Res.*, 1977, 82, p. 4547—4558.
229. *Harris P., Tozer D.* Fractionation of iron in the solar system.— *Nature*, 1967, 215, p. 1449—1451.
230. *Hartmann W. K.* Angular momentum of Icarus.— *Icarus*, 1969, 10, p. 445—446.
231. *Hartmann W. K.* Growth of planetesimals in nebulae surrounding young stars.— In: *Evolution Stellaire Avant La Sequence Principale. Proc. Liege Symposium*, June 30—July 2, 1969. Liege Collec. in—8°, 5th Ser., 1970, 19, p. 215—227.
232. *Hartmann W. K.* Moons and Planets. Wadsworth, Belmont, California, 1972.
233. *Hartmann W. K.* Planet formation: Compositional mixing and lunar compositional anomalies.— *Icarus*, 1976, 27, p. 553—559.
234. *Hartmann W. K., Davis D.* Satellite-sized planetesimals and lunar origin.— *Icarus*, 1975, 24, p. 504—515.
235. *Hartmann W. K., Davis D., Chapman C., Soter S., Greenberg R.* Mars: Satellite origin and angular momentum.— *Icarus*, 1975, 25, p. 588—594.
236. *Hartmann W. K., Larson S.* Angular momenta of planetary bodies.— *Icarus*, 1967, 7, p. 257—260.
237. *Haskin L. A., Allen R. O., Helmke P. A., Paster T. P., Anderson M. R., Korolev R. L., Zweifel K. A.* REE and other trace elements in Apollo 11 samples.— In: *Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf.*, 1970, 2, p. 1213—1231.
238. *Hayashi C.* Evolution of protostars.— *Ann. Rev. Astron. Astrophys.*, 1966, 4, p. 171—192.
239. *Head J. W.* Lunar volcanism in space and time.— *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1976, 14, p. 265—300.
240. *Head J. W., Settle M., Stein R.* Volume of material ejected from major lunar basins: Implications for the depth of excavation of lunar samples (abstract).— In: *Lunar Science VI. Lunar Science Institute, Houston*, 1975, p. 352—354.
241. *Helmke P. A., Blanchard D., Haskin L., Telander K., Weiss C., Jacobs J.* Major and trace elements in igneous rocks from Apollo 15.— *The Moon*, 1973, 8, p. 129—148.
242. *Herbig G. H.* On the interpretation of FU Orionis.— In: *A. Beere (ed.). Vistas in Astronomy. Pergamon, Oxford*, Vol. 8, 1966, p. 109—125.

243. *Herbig G. H.* Introductory Remarks to Symposium: "Évolution des Étoiles avant séjour sur la séquence principale."—*Mim. Soc. R. Sci. Liege* 8°, 5th Ser., 1970, 19, p. 13—26.
244. *Hertogen J., Janssens M. J., Takahashi H., Palme H., Anders E.* Lunar basins and craters: Evidence for systematic compositional changes of bombarding population.—*Proc. Eighth Lunar Sci. Conf.*, 1977, 1, p. 17—45.
245. *Hewins R. H., Goldstein J. I.* Metal-olivine associations and Ni—Co contents in two Apollo 12 mare basalts.—*Earth Planet. Sci. Lett.* 1974, 24, p. 59—70.
246. *Higgins G. H., Kennedy G. C.* The adiabatic gradient and the melting point gradient in the core of the earth.—*J. Geophys. Res.*, 1971, 76, p. 1870—1878.
247. *Hill M. N.* Recent exploration of the ocean floor.—*Phys. Chem. Earth*, 1957, 2, p. 129—163.
248. *Hofman A. W., Magaritz M.* Diffusion of Ca, Sr, Ba and Co in a basalt melt: Implications for the geochemistry of the mantle.—*J. Geophys. Res.*, 1977, 82, p. 5432—5440.
249. *Holland H. D.* On the chemical evolution of the terrestrial and Cytherean atmospheres.—In: P. Brancazio and A. G. W. Cameron (eds.). *The Origin and Evolution of Atmospheres and Oceans*. Wiley, New York, 1963, p. 86—101.
250. *Hörz F., Gibbons R., Hill K., Gault P.* Large scale cratering in the lunar highlands: Some Monte Carlo considerations.—In: *Proc. Seventh Lunar Sci. Conf.*, 1976, 3, p. 2931—2945.
251. *Hoyle F.* On the condensation of the planets.—*Mon. Not. Roy. Astron. Soc.*, 1946, 106, p. 406—414.
252. *Hoyle F.* On the origin of the solar nebula.—*Q. J. Roy. Astron. Soc.*, 1960, 1, p. 28—55.
253. *Huang S. S.* Occurrence of planetary systems in the universe as a problem in stellar astronomy.—In: *Vistas in Astronomy*, 1969, 11, Pergamon, Oxford, p. 217—263.
254. *Huang S. S.* Extrasolar planetary systems.—*Icarus*, 1973, 18, p. 339—376.
255. *Hubbard N. L., Gast P. W.* Chemical composition and origin of non-mare lunar basalts.—In: *Proc. Second Lunar Sci. Conf.*, 1971, 2, p. 999—1020.
256. *Hubbard N. L., Meyer C., Nyquist L., Shih C.* Chemical composition of lunar anorthosites and their parent liquids.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, 13, p. 71—75.
257. *Hubbard N. L., Minear J. W.* A chemical and physical model for the genesis of lunar rocks: Part II. Mare basalts (abstract).—*Lunar Science*, 1975, VI, p. 405—407.
258. *Hubbard W. B., Smoluchowski R.* Structure of Jupiter and Saturn.—*Space Sci. Rev.*, 1973, 14, p. 599—662.
259. *Huebner J. S., Duba A., Wiggins L., Smith H.* Electrical conductivity of orthopyroxene: Measurements and implications.—In: *Lunar and Planetary Science*, 1978, 9, p. 561—563. Lunar and Planetary Institute, Houston.
260. *Huebner J. S., Lipin B., Wiggins L.* Partitioning of chromium between silicate melts and crystal.—*Proc. Seventh Lunar. Sci. Conf.*, 1976, 2, p. 1195—1220.
261. *Hutchinson R., Paul D. H., Harris P. G.* Chemical composition of the upper mantle.—*Min. Mag.*, 1970, 37, p. 726—729.
262. *Imamura K., Honda M.* Distribution of tungsten and molybdenum between metal, silicate, and sulfide phases of meteorites.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1976, 40, p. 1073—1080.
263. *Ingersoll A. P.* The runaway greenhouse: A history of water on Venus.—*J. Atmos. Sci.*, 1969, 26, p. 1191—1198.
264. *Ito E., Matsumoto T., Suito K., Kawai N.* High-pressure breakdown of enstatite.—*Proc. Jpn. Acad.*, 1972, 48, p. 412—415.
265. *Ito E., Matsui Y., Suito K., Kawai N.* Synthesis of γ -Mg₂SiO₄.—*Phys. Earth Planet. Inter.*, 1974, 8, 342—344.

266. *Jackson E. D.*—In: P. J. Wyllie (ed.). *Ultramafic and Related Rocks*, Wiley, New York, 1967, p. 20—38.
267. *Jackson I. A., Ahrens T. J., Richeson H.* Dynamic compression of forsterite to 150 GPa.—*EOS*, 1977, 6, p. 518.
268. *Jackson I. A., Liebermann R. C., Ringwood A. E.* The elastic properties of $(Mg_xFe_{1-x})O$ solid solutions.—*Phys. Chem. Miner.*, 1978, p. 11—31.
269. *Jacobs J. A.*—The Earth's Core. Academic, London, 1975.
270. *Jacovsky B. M., Ahrens T. J.* Constraints on lunar formation by impact volatilization.—In: *Lunar and Planetary Science*, 1978, 9, p. 582—584. Lunar and Planetary Institute, Houston.
271. *Jeans J. H.* The motion of tidally distorted bodies with special reference to theories of cosmogony.—*Mem. Roy. Astron. Soc.*, 1917, 62, p. 1—48.
272. *Jeans J. H.* *Problems of Cosmogony and Stellar Dynamics*. Cambridge Univ. Press, London, 1919.
273. *Jeffreys H.* On certain possible distributions of meteoric bodies in the solar system.—*Mon. Not. Astron. Soc.*, 1916, 77, p. 84—112.
274. *Jeffreys H.* *The Earth*, 2nd Ed. Cambridge University Press, London, 1929.
275. *Jeffreys H.* The resonant theory of the origin of the moon 2.—*Mon. Not. R. Astron. Soc.*, 1930, 91, p. 169—173.
276. *Jeffreys H.* The density distributions in the inner planets.—*Mon. Not. R. Astron. Soc. Geophys. Suppl.*, 1937, 4, p. 62—71.
277. *Jeffreys H.* The times of *P*, *S* and *SKS* and the velocities of *P* and *S*.—*Mon. Not. R. Astron. Soc. Geophys. Suppl.*, 1939, 4, p. 498—533.
278. *Johnson L. R.* Array measurements of *P* velocities in the upper mantle.—*J. Geophys. Res.*, 1967, 72, p. 6309—6325.
279. *Johnson L. R.* Array measurements of *P* velocities in the lower mantle.—*Bull. Seism. Soc. Am.*, 1969, 59, p. 973—1008.
280. *Johnston D. H., McGetchin T. R., Toksöz M. N.* Thermal state and internal structure of Mars.—*J. Geophys. Res.*, 1974, 79, p. 3959—3971.
281. *Johnston D. H., Toksöz M. N.* Internal structure and properties of Mars.—*Icarus*, 1977, 32, p. 73—84.
282. *Jordan T.* Lateral heterogeneity and mantle dynamics.—*Nature*, 1975, 275, p. 745—750.
283. *Jordan T.* Lateral heterogeneity in the lower mantle (abstract).—*EOS*, 1976, 57, p. 326.
284. *Jordan T.* Lithospheric slab penetration into the lower mantle beneath the Sea of Okhotsk.—*J. Geophys.*, 1977, 43, p. 473—496.
285. *Jovanovic S., Reed G. W., Jr.* Chemical fractionation of Ru and Os in the moon.—In: *Proc. Seventh Lunar Sci. Conf.*, 1976, 3, p. 3437—3446.
286. *Jovanovic S., Reed G. W., Jr.* Is osmium chemically fractionated in the moon? A response.—*Proc. Eighth Lunar Sci. Conf.*, 1977, 1, p. 53—56.
287. *Kant I.* *Allgemeine Naturgeschichte und Theorie des Himmels*, 1755.
288. *Kaula W. M.* *An Introduction to Planetary Physics*. Wiley, New York, 1968.
289. *Kaula W. M.* Interpretation of lunar mass concentrations.—*Phys. Earth Planet. Inter.* 1969, 2, p. 123—137.
290. *Kaula W. M.* Dynamical aspects of lunar origin.—*Rev. Geophys. Space Phys.*, 1971, 9, p. 217—238.
291. *Kaula W. M.* The seven ages of a planet.—*Icarus*, 1975, 26, p. 1—15.
292. *Kaula W. M.* On the origin of the moon with emphasis on bulk composition.—In: *Proc. Eighth Lunar Sci. Conf.*, 1977, 1, p. 321—331.
293. *Kaula W. M.* Lecture given at Ninth Lunar and Planetary Science Conference, Houston, March 1978.
294. *Kaula W. M.* Thermal evolution of Earth and Moon growing by planetesimal impacts.—*J. Geophys. Res.*, 1978, 84, p. 999—1008.
295. *Kaula W. M.* The moment of inertia of Mars.—*Geophys. Res. Lett.*, 1979, 6, p. 194—196.

296. Kaula W. M., Bigeleisen P. E. Early scattering by Jupiter and its collision effects in the terrestrial zone.—*Icarus*, 1975, 25, p. 18—33.
297. Kaula W. M., Harris A. W. Dynamically plausible hypotheses of lunar origin.—*Nature*, 1973, 245, p. 367—369.
298. Kaula W. M., Harris A. W. Dynamics of lunar origin and orbital evolution.—*Rev. Geophys. Space Phys.*, 1975, 13, p. 363—371.
299. Kaula W. M., Schubert G., Lingenfelter R., Sjogren W., Wollenhaupt W. Apollo laser altimetry and inferences as to lunar structure.—*In: Proc. Fifth Lunar Sci. Conf.*, 1974, 3, p. 3049—3058.
300. Kawai N., Nishiyama A. Conductive SiO₂ under high pressure.—*Proc. Jpn. Acad.*, 1974, 50, 72—75.
301. Kawai N., Nishiyama A. Conductive MgO under high pressure.—*Proc. Jpn. Acad.*, 1974, 50, p. 634—635.
302. Kay R. W. The rare earth geochemistry of alkaline basaltic volcanics: Ph. D. Thesis, Columbia University, 1971.
303. Kay P. W., Hubbard N., Gast P. Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks.—*J. Geophys. Res.*, 1970, 75, p. 1585—1613.
304. Keihm S. J., Langseth M. G. Lunar thermal regime to 300 km.—*In: Proc. Eighth Lunar Sci. Conf.*, 1977, 1, p. 499—514.
305. Kennedy G. C., Higgins G. H. Temperature gradients at the core-mantle interface.—*The Moon*, 1973, 7, p. 14—21.
306. Kesson S. E. Mare basalts: melting experiments and petrogenetic interpretations.—*Proc. Sixth Lunar Sci. Conf.*, 1975, 1, p. 921—924.
307. Kesson S. E., Ringwood A. E. Mare basalt petrogenesis in a dynamic moon.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, 30, p. 155—163.
308. Kesson S. E., Ringwood A. E. Unpublished experimental data, 1976.
309. Kesson S. E., Ringwood A. E. Further limits on the bulk composition of the moon.—*Proc. Eighth Lunar Sci. Conf.*, 1977, 1, p. 411—431.
310. Kovach R. L., Anderson D. L. The interiors of the terrestrial planets.—*J. Geophys. Res.*, 1965, 70, p. 2873—2882.
311. Krähenbühl U., Ganapathy R., Morgan J. W., Anders E. Volatile elements in Apollo 16 samples: Implications for highland volcanism and accretion history of the moon.—*Proc. Fourth Lunar Sci. Conf.*, 1973, 2, p. 1325—1348.
312. Krähenbühl U., Grütter A., von Gunten R., Meyer G., Wegmüller F., Wytenbach A. Volatile and non-volatile elements in grain-size fractions of Apollo 17 soils 75081, 72461 and 72501.—*In: Proc. Eighth Lunar Sci. Conf.*, 1977, 3, p. 3901—3916.
313. Kuhl K. V. Mass-loss from T-Tauri stars.—*Astrophys. J.*, 1964, 140, p. 1409—1433.
314. Kuiper G. P. On the origin of the solar system.—*In: J. A. Hyneck (ed.) Astrophysics*. McGraw-Hill, New York, 1951, p. 357—424.
315. Kuiper G. P. (ed.) *The Atmospheres of the Earth and Planets*, 2nd Ed. Chicago University Press, 1952, p. 306—405.
316. Kuiper G. P. On the origin of the lunar surface features.—*Proc. Nat. Acad. Sci. Wash.*, 1954, 40, p. 1096—1112.
317. Kuiper G. P. The formation of the planets, Part II.—*J. Roy. Astron. Soc. Can.*, 1955, 50, p. 105—121.
318. Kuiper G. P. The surface of the moon.—*In: D. P. LeGalley (ed.) Space Science*. John Wiley, New York, Chapter 15, 1963, p. 630—649.
319. Kuno H., Yamasaki K., Iida C., Nagashima K. Differentiation of Hawaiian magmas.—*Jpn. J. Geol. Geogr.*, 1957, 28, p. 179—218.
320. Kurat G., Keil K., Prinz M., Nehru C. Chondrules of lunar origin.—*In: Proc. Third Lunar Sci. Conf.*, 1972, 1, p. 707—721.
321. Kusaka T., Nakano T., Hayashi C. Growth of solid particles in the primordial solar nebula.—*Prog. Theor. Phys.*, 1970, 4, p. 1580—1595.
322. Lamar D. L. Optical ellipticity and internal structure of Mars.—*Icarus*, 1962, 1, p. 258—265.
323. Lambeck K. Comments on the gravity and topography of Mars.—*J. Geophys. Res.*, 1979, 84, p. 6241—6247.
324. Langseth M. G., Clark S. P., Chute J. L., Keihm S. J., Weckler A. E.

Heat-flow experiment.—In: Apollo 15 Prelim. Sci. Rept., NASA Publication SP 289, 1972, p. 11—1 to 11—23.

325. Langseth M. G., Keihm S. J., Chute J. L. Heat-flow experiment.—In: Apollo 17 Prelim. Sci. Rept., NASA publication SP 330, 1973, p. 9—1 to 9—24.

326. Langseth M. G., Keihm S. J., Peters K. Revised lunar heatflow values.—In: Proc. Seventh Lunar Sci. Conf., 1976, 3, p. 3143—3171.

327. Laplace P. S. Exposition du Systeme du Monde, Paris, 1796.

328. Larimer J. W. Chemical fractionations in meteorites I. Condensation of the elements.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1967, 31, p. 1215—1238.

329. Larimer J. W. Composition of the earth. Chondritic or achondritic?—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, 35, p. 769—786.

330. Larimer J. W., Anders E. Chemical fractionations in meteorites—II. Abundance patterns and their interpretation.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1967, 31, p. 1239—1270.

331. Larimer J. W., Anders E. Chemical fractionations in meteorites—III. Major element fractionation in chondrites.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1970, 34, p. 367—387.

332. Larson R. B. The dynamics of a collapsing protostar.—*Mon. Not. R. Astron. Soc.*, 1969, 6, p. 265—295.

333. Larson R. B. The evolution of spherical protostars with masses $0.25 M_{\odot}$ to $10 M_{\odot}$.—*Mon. Not. R. Astron. Soc.*, 1972, p. 121—145.

334. Larson R. B. Collapse calculations and their implications for the formation of the solar system.—In: H. Reeves (ed.). *The Origin of the Solar System. Proceedings of a symposium in Nice*. CNRS, Paris, 1972, p. 142—149.

335. Larson R. B. Processes in collapsing interstellar clouds.—*Ann. Rev. Astron. Astrophys.*, 1973, 11, p. 219—238.

336. Latimer W. M. Astrochemical problems in the formation of the earth.—*Science*, 1950, 112, p. 101—104.

337. Laul J. C., Hill D. W., Schmitt R. A. Chemical studies of Apollo 16 and 17 samples.—In: Proc. Fifth Lunar Sci. Conf., 1974, 2, p. 1047—1066.

338. Lee T., Papanastassiou D. Mg isotopic anomalies in the Allende meteorite and correlation with O and Sr effects.—*Geophys. Res. Lett.*, 1974, 1, p. 225—228.

339. Lee T., Papanastassiou, Wasserburg G. J. Aluminium-26 in the early solar system: Fossil of fuel.—*Astrophys. J.*, 1977, 211, p. L107—L110.

340. Leich D. A., Niemeyer S. Trapped xenon in anorthositic breccia 60015.—In: Proc. Sixth Lunar Sci. Conf., 1975, 2, p. 1953—1965.

341. Levin B. J. Internal constitution of terrestrial planets.—In: A. Doolfus (ed.). *Surfaces and Interiors of Planets and Satellites*. Academic Press, New York, 1970, p. 462—510.

342. Levin B. J. Origin of the earth.—*Tectonophysics*, 1972, 13, p. 7—29.

343. Levin B. J. Revision of initial size, mass and angular momentum of the solar nebula and the problem of its origin.—In: H. Reeves (ed.). *The Origin of the Solar System Proceedings of a symposium held in Nice*. CNRS, Paris, 1972, p. 341—357.

344. Lewis J. S. Consequences of the presence of sulphur in the core of the earth.—*Science*, 1971, 112, p. 101—104.

345. Lewis J. S. Metal/silicate fractionation in the solar system.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, 15, p. 286—290.

346. Lewis J. S. Chemistry of the planets.—*Ann. Rev. Phys. Chem.*, 1973, 24, p. 339—352.

347. Liebermann R. C. Elasticity of pyroxene-garnet and pyroxene-ilmenite phase transformations in germanates.—*Phys. Earth Planet. Inter.*, 1974, 8, p. 361—374.

348. Liebermann R. C., Ringwood A. E. Birch's law and polymorphic phase transformations.—*J. Geophys. Res.*, 1973, 78, p. 6926—6932.

349. Liebermann R. C., Ringwood A. E. Elastic properties of anorthite and the nature of the lunar crust.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, 31, p. 69—74.

350. Liebermann R. C., Ringwood A. E., Major A. Elasticity of polycrystalline stishovite.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, 32, p. 127—140.

351. *Lightner B., Marti K.* Lunar trapped xenon.—In: Proc. Fifth Lunar Sci. Conf., 1974, 2, p. 2023—2031.
352. *Liu L. G.* Silicate perovskite from phase transformations of pyrope-garnet at high pressures and temperatures.—*Geophys. Res. Lett.*, 1974, 1, p. 277—280.
353. *Liu L. G.* Post-oxide phases of olivine and pyroxene and mineralogy of the mantle.—*Nature*, 1975, 258, p. 510—512.
354. *Liu L. G.* The high-pressure phases of $MgSiO_3$.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, 31, p. 200—208.
355. *Liu L. G.* Mineralogy and chemistry of the Earth's mantle above 1000 km.—*Geophys. J.*, 1977, 418, p. 53—62.
356. *Liu L. G.* High-pressure $NaAlSiO_4$: The first silicate calcium ferrite isotype.—*Geophys. Res. Lett.* 1977 4, p. 183—186.
357. *Liu L. G., Ringwood A. E.* Synthesis of a perovskite-type polymorph of $CaSiO_3$. *Earth-Planet. Sci. Lett.*, 1975, 28, p. 209—211.
358. *Loubet M., Shimizu N., Allegre C. J.* Rare earth elements in alpine peridotites.—*Contrib. Mineral. Petrol.*, 1975, 53, p. 1—12.
359. *Lovering J. F., Wark D. A.* Marker events in the early evolution of the solar system: Evidence from rims on the Ca- and Al-rich inclusions in carbonaceous chondrites.—*Proc. Eighth Lunar Sci. Conf.*, 1977, 1, p. 95—112.
360. *Lubimova E. A.* Thermal history of the earth.—*Geophys. J.*, 1958, 1, p. 115—134.
361. *McAdoo D. C., Burns J. A.* Further evidence for collisions among asteroids.—*Icarus*, 1973, 18, p. 285—293.
362. *McCallum I. S., Okamura F. P., Ghose S.* Mineralogy and petrology of sample 67075 and the origin of lunar anorthosites.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, 20, p. 36—53.
363. *McCord T. B., Clark R. N.* The mercury soil: Presence of Fe^{2+} .—In: *Lunar and Planetary Science*, 1979, 10, pt. 2, p. 789—791.
364. *McCrea W. H.* The origin of the solar system.—*Proc. R. Soc. London*, 1960, Ser. A 256, p. 245—266.
365. *McCrea W. H.* Origin of the Solar System.—In: H. Reeves (ed.). *The Origin of the Solar System. Proceeding of a Symposium held in Nice. CNRS, Paris*, 1972, p. 2—17.
366. *McCrea W. H., Williams I. P.* Segregation of materials in cosmogony.—*Proc. Roy. Soc. London*, 1965, Ser. A 287, p. 143—164.
367. *MacDonald G. J. F.* Calculations on the thermal history of the earth.—*J. Geophys. Res.*, 1959, 64, p. 1967—2000.
368. *MacDonald G. J. F.* On the internal constitution of the inner planets.—*J. Geophys. Res.*, 1962, 67, p. 2945—2974.
369. *MacDonald G. J. F.* Tidal friction.—*Rev. Geophys.*, 1964, 2, p. 467—541.
370. *McElroy M. B., Yung Y., Nier A. O.* Isotopic composition of nitrogen: Implications for the past history of Mars' atmosphere.—*Science*, 1976, 194, p. 70—72.
371. *McElhinny W.* *Paleomagnetism and Plate Tectonics.* Cambridge Univ. Press, London, 1973.
372. *McQueen R. G., Marsh S. P.* Equations of state for nineteen metallic elements from shock wave measurements to two megabars.—*J. Appl. Physics*, 1960, 31, p. 1253—1269.
373. *McQueen R. C., Marsh S. P.*—In: S. P. Clark (ed.). *Handbook of Physical Constants.* Geol. Soc. Am. Mem. 97, 1966.
374. *McQueen R. G., Marsh S. P., Fritz J. N.* Hugoniot equation of state of twelve rocks.—*J. Geophys. Res.*, 1967, 72, p. 4999—5036.
375. *Mao N.* Velocity-density systematics and iron content of the mantle.—*EOS*, 1974, 55, p. 416.
376. *Mason B.* Composition of the earth.—*Nature*, 1966, 211, p. 616—618.
377. *Mason B.* (ed.) *Handbook of Elemental Abundances in Meteorites.* Gordon and Breach, New York, 1971.
378. *Mestel L.* Magnetohydrodynamics, hydrodynamics, dynamics of the

solar system in the different models.—In: H. Reeves (ed.). Origin of the Solar System. Proceeding of a Symposium held at Nice. CRNS, Paris, 1972, p. 21—27.

379. Metzger A. E., Trombka J., Reedy R., Arnold J. Element concentrations from lunar orbital gamma ray experiments.—In: Proc. Fifth Lunar Sci. Conf., 1974, 2, p. 1067—1078.

380. Metzger A. E., Haines E., Parker R., Radocinski R. Thorium concentrations in the lunar surface. I: Regional values and crustal content.—In: Proc. Eighth Lunar Sci. Conf., 1977, 1, p. 949—999.

381. Meyer C., Jr., McKay D. S., Anderson D. H., Butler P., Jr. The source of sublimates on the Apollo 15 green and Apollo 17 orange glass samples.—In: Proc. Sixth Lunar Sci. Conf., 1975, 2, p. 1673—1699.

382. Miller S. L. A production of amino acids under possible primitive earth conditions.—Science, 1953, 117, p. 528—529.

383. Miller H. E. Formation of an iron-poor Moon by partial capture.—Icarus, 1975, 24, p. 256—268.

384. Mizutani H., Matsui T., Takeuchi H. Accretion process of the moon.—The Moon, 1972, 4, p. 476—489.

385. Moorbath S., O'Nions R. K., Pankhurst R. J., Gale N. H., McGregor V. R. Further rubidium-strontium age determinations on the very early Precambrian rocks of the Godthaab District, West Greenland.—Nature, 1972, 240, p. 78—82.

386. Morgan J. W. Uranium.—In: B. Mason (ed.). Handbook of Elemental Abundances in Meteorites. Gordon and Breach, New York, 1971, p. 529—548.

387. Morris G. B., Raitt R. W., Shor G. G. Velocity anisotropy and delay-time maps of the mantle near Hawaii.—J. Geophys. Res., 1969, 74, p. 4300—4316.

388. Mueller R. F. Phase equilibria and the crystallization of chondritic meteorites.—Geochim. Cosmochim. Acta, 1964, 28, p. 189—207.

389. Mufson S. C., List H. Mass loss from the infrared star CIT6.—Astrophys. J., 1975, 202, p. 183—190.

390. Munk W. H., Davies D. The relationship between core accretion and the rotation rate of the Earth.—In: H. Craig, S. Miller, G. Wasserburg (eds.).—Isotopic and Cosmic Chemistry. North Holland, Amsterdam, 1964, p. 341—346.

391. Murthy V. R., Hall H. The chemical composition of the earth's core: Possibility of sulphur in the core.—Phys. Earth planet. Inter., 1970, 2, p. 276—282.

392. Murthy V. R., Evenson N. M., Hall H. T. A model of early lunar differentiation.—Nature, 1971, 234, p. 267.

393. Mutch T. A., Head J. W. The geology of Mars: A brief review of some recent results.—Rev. Geophys. Space Phys., 1975, 13, p. 411—416.

394. Mutch T. A., Saunders R. S. The geologic development of Mars: A review.—Space Sci. Rev., 1976, 19, p. 3—57.

395. Mysen B., Kushiro I. Partitioning of iron, nickel and magnesium between metal, oxide and silicates in Allende meteorite as a function of fO_2 —Carnegie Inst. Washington Yearb., 1976, 75, p. 678—684.

396. Nakamura Y., Latham G., Lamlein D., Ewing M., Duennebier F., Dorman J. Deep lunar interior inferred from recent seismic data.—Geophys. Res. Lett., 1974, 1, p. 137—140.

397. Nakamura Y., Duennebier F., Latham G., Dorman J. Structure of the lunar mantle.—J. Geophys. Res., 1976, 81, p. 4818—4824.

398. Nakamura Y., Latham G. V., Dorman J., Duennebier F. Seismic structure of the moon: A summary of current status.—In: Proc. Seventh Lunar Sci. Conf., 1976, 3, p. 3113—3121.

399. Naldrett A. J., Mason G. D. Contrasting Archaean ultramafic igneous bodies in Dundonald and Clerque Townships, Ontario.—Can. J. Earth Sci., 1968, 5, p. 111—143.

400. Narita S., Nakano T., Hayashi C. Rapid contraction of protostar to the shape of quasi-hydrostatic equilibrium. III. Prog. Theor. Phys. Jpn., 1970, 43, p. 942—964.

401. *Nesbitt R. W.* Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn Block, Western Australia; evidence for an Archaean ultramafic liquid.—*Geol. Soc. Aust. Spec. Pub.*, 1972, 3, p. 331—350.
402. *Nesbitt R. W., Sun S. S.* Geochemistry of Archaean spinifex-textured periodotite and magnesian and low-magnesian tholeiites.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, 31, p. 443—453.
403. *Ness N. F., Behannon K., Leeping R., Whang Y.* Observations of Mercury's magnetis field.—*Icarus*, 1976, 28, p. 479—488.
404. *Neugebauer G., Becklin E., Hyland H.* Infrared sources of radiation.—*Ann. Rev. Astron. Astrophys.*, 1971, 9, p. 67—102.
405. *Niemeyer S., Leich D.* Atmosphere rate gases in lunar rock 60015.—*In: Proc. Seventh Lunar Sci. Conf.*, 1976, 1, p. 587—597.
406. *Nunes P. D., Tatsumoto M., Unruh D.* U-Th-Pb systematics of anorthositic gabbros 78155 and 77017-implications for early lunar evolution.—*In: Proc. Sixth Lunar Sci. Conf.*, 1975, 2, p. 1431—1444.
407. *Nuttli O. W.* Travel times amplitudes of S waves from nuclear explosions in Nevada.—*Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1969, 59, p. 385—398.
408. *Nyquist L. E., Bansal B., Wooden H., Wiesman H.* Sr-isotopic constraints on the petrogenesis of Apollo 12 basalts.—*In: Proc. Eighth Lunar Sci. Conf.*, 1977, 2, p. 1383—1415.
409. *O'Keefe J. A.* The origin of the moon and the core of the earth.—*In: B. G. Marsden and A. G. W. Cameron (eds.) The Earth-Moon System*, Plenum Press, New York, 1966, p. 224—233.
410. *O'Keefe J. A.* Origin of the Moon.—*J. Geophys. Res.*, 1969, 74, p. 2758—2767.
411. *O'Keefe J. A.* The origin of the Moon.—*J. Geophys. Res.*, 1970, 75, p. 6565—6574.
412. *O'Keefe J. A.* The origin of the Moon: Theories involving joint formation with the Earth.—*Astrophys. Space Sci.*, 1972, 16, p. 201—211.
413. *O'Keefe J. A.* Geochemical evidence for the origin of the Moon.—*Naturwissenschaften*, 1972, 59, p. 45—52.
414. *O'Keefe J. A.* Inclination of the Moon's orbit: The early history.—*Irish Astron. J.*, 1972, 10, p. 241—250.
415. *O'Keefe J. A., Sullivan E.* Fission origin of the Moon: Cause and timing.—*Icarus*, 1978, 35, p. 272—283.
416. *O'Keefe J. A., Urey H. C.* The deficiency of siderophile elements in the Moon.—*Phil. Trans. R. Soc. London*, 1977, Ser. A 285, p. 569—575.
417. *Olinger B.* The composition of stishovite.—*J. Geophys. Res.*, 1976, 81, p. 5341—5343.
418. *Olsen E., Fuchs L., Forbes W.* Chromium and phosphorus enrichment in the metal of Type II carbonaceous chondrites.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, 37, p. 2037—2042.
419. *Onuma N., Clayton R. N., Mayeda T. K.* Oxygen isotope cosmo thermometer.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1972, 36, p. 169—188.
420. *Opik E. J.* The origin of the moon.—*Irish Astron. J.*, 1955, 3, p. 245—248.
421. *Opik E. J.* Tidal deformations and the origin of the Moon.—*Astron. J.*, 1961, 66, p. 60—67.
422. *Opik E. J.* Selective escape of gases.—*Geophys. J.*, 1963, 7, p. 490—509.
423. *Opik E. J.* Survival of comet nuclei and the asteroids.—*Adv. Astron. Astrophys.*, 1963, 2, p. 219—262.
424. *Opik E. J.* Evolution of the Moon's surface, 1.—*Irish Astron. J.*, 1967, 8, p. 38—52.
425. *Opik E. J.* The Moon's surface.—*Ann. Rev. Astron. Astrophys.*, 1969, 7, p. 473—526.
426. *Opik E. J.* Comments on lunar origin.—*Irish Astron. J.*, 1972, 10, p. 190—238.
427. *Orowan E.* Density of the Moon and nucleation of the planets.—*Nature*, 1969, 222, p. 867.

428. *Ostriker J. P.* Hydrodynamics of the collapse; rotation and contraction.— In: H. Reeves (ed.). *The Origin of the Solar System*. Proceedings of a Symposium held in Nice, CNRS, Paris, 1972, p. 154—162.
429. *Oversby V. M., Ringwood A. E.* Time of formation of the earth's core.— *Nature*, 1971, 234, p. 463—465.
430. *Owen T., Biemann K., Rushneck D., Biller J., Howarth D., Lafleur A.* The composition of the atmosphere at the surface of Mars.— *J. Geophys. Res.*, 1977, 82, p. 4635—4639.
431. *Oyama V. I., Carle G. C., Woeller F., Pollack J. B.* Venus lower atmospheric Composition. Analysis by Gas Chromatography.— *Science*, 1979, 203, p. 802—804.
432. *Oxburgh E. R., Turcotte D. L.* Thermal structure of island arcs.— *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1970, 81, p. 1665—1688.
433. *Papanastassiou D., Wasserburg G. J.* Rb-Sr ages and initial strontium in basalts from Apollo 15.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, 17, p. 324—337.
434. *Papanastassiou D., Wasserburg G. J.* Rb-Sr study of a dunite and evidence for early lunar differentiates.— In: *Proc. Sixth Lunar Sci. Conf.*, 1975, 2, p. 1467—1489.
435. *Phillips R. J., Saunders R. S.* The isostatic state of Martian topography.— *J. Geophys. Res.*, 1975, 80, p. 2893—2898.
436. *Pidgeon R. T.* Big Stubby and the early history of the Earth.— In: R. Zartman (ed.). *Fourth International Conference, Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology*, p. 334—335. U. S. Geological Survey Open-File Report, 1978, p. 78—701.
437. *Podolak M., Cameron A. G. W.* Models of the giant planets.— *Icarus*, 1974, 22, p. 123—148.
438. *Poldervaart A.* Chemistry of the earth's crust.— *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 1955, 62, p. 119—144.
439. *Pollack J. B., Colburn D., Kahn R., Hunter J., Camp W., Carlston C., Wolf M.* Properties of aerosols in the Martian atmosphere as inferred from Viking lander imaging data.— *J. Geophys. Res.*, 1977, 82, p. 4479—4496.
440. *Pollack J. B., Grossman A., Moore R., Graboske H.* A calculation of Saturn's gravitational contraction history.— *Icarus*, 1977, 30, p. 11—128.
441. *Pollack J. B., Reynolds R.* Implications of Jupiter's early contraction history for the composition of the Galilean satellites.— *Icarus*, 1974, 21, 248—253.
442. *Prentice A. J. R.* The formation of planetary systems.— In: J. P. Wild (ed.). *In the Beginning... Copernicus 500th Birthday Symposium*, Australian Academy of Sciences, Canberra, 1974, p. 15—47.
443. *Press F.* Earth models consistent with geophysical data.— *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1970, 3, p. 3—22.
444. *Prior G. T.* Classification of meteorites.— *Min. Mag.*, 1920, 19, p. 51—63.
445. *Prior G. T.* *Catalogue of Meteorites*. British Museum, London, 1953, 2nd Ed.
446. *Rader L. F., Swadley W., Hoffman C., Lipp H.* New chemical determinations of zinc in basalts and rocks of similar composition.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1963, 27, p. 695—716.
447. *Raitt R.* The crustal rocks.— In: M. N. Hill (ed.). *The Sea*, Vol. 3, Interscience, New York, 1963, Chapter 6.
448. *Rammensee W., Wänke H.* On the partition coefficient of tungsten between metal and silicate and its bearing on the origin of the moon.— *Proc. Eighth Lunar Sci. Conf.*, 1977, 1, p. 399—409.
449. *Ramsey W. H.* On the constitution of the terrestrial planets.— *Mon. Not. Roy. Astron. Soc.*, 1948, 108, p. 406—413.
450. *Ramsey W. H.* On the nature of the earth's core.— *Mon. Not. R. Astron. Soc.*, 1949, 5, p. 409—426.
451. *Reasenber R.* The moment of inertia and isostasy of Mars.— *J. Geophys. Res.*, 1977, 82, p. 369—375.
452. *Reed G. W., Allen R., Jovanovic S.* Volatile metal deposits on lunar

soils-relation to volcanism.—In: Proc. Eighth Lunar Sci. Conf., 1977, 3, p. 3917—3930.

453. Reid A. F., Ringwood A. E. New dense phases of geophysical significance.—*Nature*, 1974, 252, p. 681—682.

454. Reid A. F., Ringwood A. E. High pressure modification of ScAlO_3 and some geophysical implications.—*J. Geophys. Res.*, 1975, 80, p. 3363—3370.

455. Reid A. F., Wadsley A. D., Ringwood A. E. High pressure NaAlGeO_4 , a calcium ferrite isomorph and model structure for silicates at depth in the earth's mantle.—*Acta Crystallogr.*, 1967, 23, p. 736—739.

456. Reid A. M., Meyer C., Jr., Harmon R. S., Brett R. Metal grains in Apollo12 igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1970, 9, p. 1—5.

457. Reynolds R. T., Summers A. L. Calculations on the composition of the terrestrial planets.—*J. Geophys. Res.*, 1969, 74, p. 2494—2511.

458. Ringwood A. E. Constitution of the mantle, III: Consequences of the olivine-spinel transition.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1958, 15, p. 195—212.

459. Ringwood A. E. On the chemical evolution and densities of the planets.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1959, 15, p. 257—283.

460. Ringwood A. E. Some aspects of the thermal evolution of the earth.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1960, 20, p. 241—259.

461. Ringwood A. E. Mineralogical constitution of the deep mantle.—*J. Geophys. Res.*, 1962, 67, p. 4005—4010.

462. Ringwood A. E. The origin of the high-temperature minerals in carbonaceous chondrites.—*J. Geophys. Res.*, 1963, 68, p. 1141—1143.

463. Ringwood A. E. The chemical composition and origin of the earth.—In: P. M. Hurley (ed.). *Advances in Earth Sciences*, MIT Press, Cambridge, 1966, p. 287—356.

464. Ringwood A. E. Chemical evolution of the terrestrial planets.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1966, 30, p. 41—104.

465. Ringwood A. E. Genesis of chondritic meteorites.—*Rev. Geophys.*, 1966, 4, p. 113—174.

466. Ringwood A. E. Composition and evolution of the upper mantle.—In: P. Hart (ed.). *The Earth's Crust and Upper Mantle*, 1—17, *Am. Geophys. U. Geophys. Monogr.* 13, 1969.

467. Ringwood A. E. Phase transformations and the constitution of the mantle.—*Phys. Earth Planet. Inter.*, 1970, 3, p. 109—155.

468. Ringwood A. E. Origin of the Moon: The precipitation hypothesis.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1970, 8, p. 131—140.

469. Ringwood A. E. Petrogenesis of Apollo 11 basalts and implications for lunar origin.—*J. Geophys. Res.*, 1970, 75, p. 6453—6479.

470. Ringwood A. E. Core-mantle equilibrium: Comments on a paper by R. Brett.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, 35, p. 223—230.

471. Ringwood A. E. Some comparative aspects of lunar origin.—*Phys. Earth Planet. Inter.*, 1972, 6, p. 366—376.

472. Ringwood A. E. The early evolution of planets.—In: J. P. Wild (ed.). *In the Beginning... Copernicus 500th Birthday Symposium*, Australian Academy of Sciences, Chapter 3, 1974, p. 48—85.

473. Ringwood A. E. *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. McGraw-Hill, New York, 1975.

474. Ringwood A. E. Some aspects of the minor element chemistry of lunar mare basalts.—*The Moon*, 1975, 12, p. 127—157.

475. Ringwood A. E. Limits on the bulk composition of the moon.—*Icarus*, 1976, 28, p. 325—349.

476. Ringwood A. E. Basaltic magmatism and the composition of the Moon I: Major and heat producing elements.—*The Moon*, 1977, 16, p. 389—423.

477. Ringwood A. E. Composition of the core and implications for the origin of the Earth.—*Geochem. J.*, 1977, 11, p. 111—135.

478. Ringwood A. E. Origin of the Moon.—In: *Lunar and Planetary Science*, 1978, 9, p. 961—963. Lunar and Planetary Institute, Houston.

479. Ringwood A. E. Water in the solar system.—In: A. McIntyre (ed.). *Water-Planets, Plants and People*, Austral. Acad. Sci., Canberra, 1978, p. 18—34.

480. Ringwood A. E., Anderson D. L. Earth and Venus: A comparative study.—*Icarus*, 1977, 30, p. 243—253.
481. Ringwood A. E., Clark S. P. Internal constitution of Mars.—*Nature*, 1971, 234, p. 89—92.
482. Ringwood A. E., Essene E. Petrogenesis of Apollo 11 basalts, internal constitution and origin of the moon.—In: Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf., 1970, 1, p. 769—799.
483. Ringwood A. E., Kesson S. E. A dynamic model for mare basalt petrogenesis.—In: Proc. Seventh Lunar Sci. Conf., 1976, 2, p. 1697—1722.
484. Ringwood A. E., Kesson S. E. Basaltic magmatism and the bulk composition of the Moon, II. Siderophile and volatile elements in Moon, Earth and chondrites: Implications for lunar origin.—*The Moon*, 1977, 16, p. 425—464.
485. Ringwood A. E., Major A. Synthesis of Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 solid solutions.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1966, 1, p. 241—245.
486. Ringwood A. E., Major A. High pressure transformations in pyroxene II.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1968, 5, p. 76—78.
487. Ringwood A. E., Major A. The system Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 at high pressures and temperatures.—*Phys. Earth Planet. Inter.*, 1970, 3, p. 89—108.
488. Ringwood A. E., Major A. Synthesis of majorite and other high pressure garnets and perovskites.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, 12, p. 411—418.
489. Ross C. J., Foster M. D., Myers A. T. Origin of dunites and olivine-rich inclusions in basaltic rocks.—*Am. Mineral.*, 1954, 39, p. 693—737.
490. Ross J. E., Aller L. H. The chemical composition of the sun.—*Science*, 1976, 191, p. 1223—1229.
491. Rubey W. W. Geologic history of sea water.—*Bull. Geol. Soc. Am.*, 1951, 62, p. 1111—1147.
492. Rubey W. W. Development of the hydrosphere and atmosphere with special reference to the probable composition of the early atmosphere.—In: A. Poldervaart (ed.). *Crust of the Earth*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 1955, 62, p. 631—650.
493. Rubincam D. P. Tidal friction and the early history of the moon's orbit.—*J. Geophys.*, 1975, 80, p. 1537—1548.
494. Runcorn S. K. Palaeomagnetic evidence for continental drift and its geophysical cause.—In: S. K. Runcorn (ed.). *Continental Drift*. Academic Press, New York, 1962, p. 1—39.
495. Runcorn S. K. Changes in the convection pattern in the earth's mantle and continental drift: Evidence for a cold origin of the earth.—*Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 1965, 258, p. 228—251.
496. Runcorn S. K. Early melting of the moon.—*Proc. Eighth Lunar Sci. Conf.*, 1977, 1, p. 463—469.
497. Ruskol E. L. On the possible differences in the bulk composition of the Earth and Moon forming in the circumterrestrial swarm.—In: S. K. Runcorn and H. C. Urey (eds.). *The Moon*. Reidel, Dordrecht, Holland, 1972, p. 426—428.
498. Ryder G., Wood J. A. Serenitatus and Imbrium impact melts: Implications for large-scale layering in the lunar crust.—In: Proc. Eighth Lunar Sci. Conf., 1977, 1, p. 655—668.
499. Safronov V. S. The primary inhomogeneties of the Earth's mantle.—*Tectonophysics*, 1964, 1, p. 217—221.
500. Safronov V. S. On the mass transport in the model of the solar system by O. G. W. Cameron.—In: H. Reeves (ed.). *On the Origin of the Solar System*. CNRS, Paris, 1972, p. 361—366.
501. Safronov V. S., Zvjagina E. V. Relative sizes of the largest bodies during the accumulation of planets.—*Icarus*, 1969, 10, p. 109—115.
502. Sagan C. Structure of lower atmosphere of Venus.—*Icarus*, 1962, 1, p. 151—169.
503. Sagan C. Origins of the atmospheres of the Earth and Planets.—In: S. K. Runcorn (ed.). *International Dictionary of Geophysics*. Pergamon, London, 1967.

504. *Sato M., Hickling H., McLane J.* Oxygen fugacity values of Apollo 12, 14, and 15 lunar samples and reduced state of lunar magmas.— In: Proc. Fourth Lunar Sci. Conf., 1973, 1, p. 1061—1079.
505. *Sato Y.* Pressure-volume relationship of stishovite under hydrostatic compression.— Earth Planet. Sci. Lett., 1977, 34, p. 307—312.
506. *Schatzman E.* A theory of the origin of magnetic activity during star formation.— Ann. Astrophys., 1962, 25, p. 18—29.
507. *Schatzman E.* Cosmogony of the solar system and origin of the deuterium.— Ann. Astrophys., 1967, 30, p. 963—974.
508. *Schilling J. G.* Iceland mantle; plume: Geochemical study of Reykjanes Ridge.— Nature, 1973, 243, p. 565—571.
509. *Schnetzler C. C., Philpotts J. A.* Alkali, alkaline earth and rare earth element concentrations in some Apollo 12 soils, rocks and separated phases.— In: Proc. Second Lunar Sci. Conf., 1971, 2, p. 1101—1122.
510. *Schonfeld E.* A model for the lunar anorthostic gabbro.— In: Proc. Sixth Lunar Sci. Conf., 1975, 2, p. 1375—1386.
511. *Schonfeld E.* Comparison of orbital chemistry with crustal thickness and lunar sample chemistry.— In: Proc. Eighth Lunar Sci. Conf., 1977, 1, p. 1149—1162.
512. *Schonfeld E.* Martian volcanism (abstract).— Lunar Sci., 1977, 8, p. 843—845.
513. *Schonfeld E., Bielefeld M. J.* Correlation between geochemical features and photogeological features in Mare Crisium (abstract).— In: Conference on Luna 24. Lunar Science Institute, Houston, Texas, 1977, p. 167—169.
514. *Schreiber E., Anderson O. L.* Properties and composition of lunar materials: Earth analogues.— Science, 1970, 168, p. 1579—1580.
515. *Shoemaker E.* Cratering history and early evolution of the moon.— In: C. Watkins (ed.). Lunar Science III. Lunar Science Institute, Houston, Texas, 1972, p. 696—698.
516. *Siegfried R. W., Solomon S. C.* Mercury: Internal structure and thermal evolution.— Icarus, 1974, 23, p. 192—205.
517. *Sill G. T.* Sulphuric acid in the Venus clouds.— Commun. Lunar Planet. Lab., Univ. Arizona, 1972, 171, p. 191—198.
518. *Silver L. T.* Lead volatilization and volatile transfer processes on the Moon.— In: C. Watkins (ed.). Lunar Science III. Lunar Science Institute, Houston, Texas, 1972, p. 701—703.
519. *Sinclair W. S., Sjogren W., Williams J., Ferrari A.* The lunar moment of inertia derived from combined Doppler and laser ranging data.— In: C. Watkins (ed.). Lunar Science VII. Lunar Science Institute, Houston, Texas, 1976, p. 817—819.
520. *Singer S. F.* The origin of the moon and geophysical consequences.— Geophys. J., 1968, 15, p. 205—226.
521. *Singer S. F.* Origin of the moon by capture and its consequences.— Trans. Am. Geophys. U., 1970, 51, p. 637—641.
522. *Smith J. V.* Origin of the Moon by disintegrative capture with chemical differentiation followed by sequential accretion.— In: Lunar Science V, (abstract) Lunar Science Institute, Houston, Texas, 1974, p. 718—720.
523. *Solomon S. C.* Some aspects of core-formation in Mercury.— Icarus, 1976, 28, p. 509—521.
524. *Solomon S. C., Chaiken J.* Thermal expansion and thermal stress in the moon and terrestrial planets: Clues to early thermal history.— In: Proc. Seventh Lunar Sci. Conf., 1976, 3, p. 3229—3243.
525. *Sonett C. P., Colburn D., Dual D., Parkin C., Smith B., Schubert G., Schwartz K.* The lunar electrical conductivity profile.— Nature, 1971, 230, p. 359—362.
526. *Steele I. M., Smith J. V.* Minor elements in lunar olivine as a petrologic indicator.— In: Proc. Sixth Lunar Sci. Conf., 1975, 1, p. 451—467.
527. *Steinhart J. S., Meyer R. P.* Explosion studies of continental structure.— Carnegie Inst. Washington Publ., 1961, 622, p. 409—520.

528. *Steuber A. M., Goles G. C.* Abundances of Na, Mn, Cr, Sc and Co in ultramafic rocks.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1967, *31*, p. 75–93.
529. *Stevenson D. J.* Hydrogen in the earth's core.—*Nature*, 1977, *268*, p. 130–131.
530. *Stevenson D. J.* The outer planets and their satellites.— In: *The Origin of the Solar System*, John Wiley, New York, 1978, p. 395–431.
531. *Stevenson D. J., Salpeter E.* Interior models of Jupiter.— In: T. J. Gehrels (ed.), *Jupiter. Proceedings of the IAU Symposium No. 30*. Arizona University Press, Tucson, 1976.
532. *Stolper E.* Experimental petrology of eucritic meteorites.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, *41*, p. 587–611.
533. *Stolper E.* Trace elements in shergottite meteorites: Implications for the origin of planets.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1979, *42*, p. 239–242.
534. *Strom R. G.* Origin and relative age of lunar and Mercurian intercrater plains.—*Phys. Earth Planet. Inter.*, 1977, *15*, p. 156–172.
535. *Strom R. G., Trask N., Guest J.* Tectonism and volcanism on Mercury.—*J. Geophys. Res.*, 1975, *80*, p. 2478–2507.
536. *Strom S. E., Strom K. M., Grasdale G. L.* Young stellar objects and dark interstellar clouds.—*Ann. Rev. Astron. Astrophys.*, 1975, *13*, p. 187–216.
537. *Studier M., Hayatsu R., Anders E.* Organic compounds in carbonaceous chondrites.—*Science*, 1965, *149*, p. 1455–1459.
538. *Studier M., Hayatsu R., Anders E.* Origin of organic matter in early solar system, 1. Hydrocarbons.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1968, *32*, p. 151–174.
539. *Studier M., Hayatsu R., Anders E.* Origin of organic matter in early solar system, 5. Further studies of meteoritic hydrocarbons and a discussion of their origin.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1972, *36*, p. 189–215.
540. *Sun S. S., Nesbitt R. W.* Chemical heterogeneity of the Archaean mantle, composition of the earth and mantle evolution.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, *35*, p. 429–448.
541. *Surkov Y. A.* Geochemical studies of Venus and Venera 9 and 10 automatic interplanetary stations.— In: *Proc. Eighth Lunar Sci. Conf.*, 1977, *3*, p. 2665–2685.
542. *Tatsumoto M.* Isotopic composition of lead in oceanic basalt and its implication to mantle evolution.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, *38*, p. 63–87.
543. *Tatsumoto M., Hedge C., Knight R., Unruh D., Doe B.* U—Th—Pb, Rb—Sr and K measurements on some Apollo 15 and 16 samples.— In: J. W. Chamberlain and C. Watkins (eds.), *The Apollo 14 Lunar Samples*. The Lunar Science Institute, Houston, Texas, 1972, p. 391–395.
544. *Tatsumoto M., Knight R., Doe B.* U—Th—Pb systematics of Apollo 12 lunar samples.—*Proc. Second Lunar Sci. Conf.*, 1971, *2*, p. 1521–1546.
545. *Tatsumoto M., Nunes P., Knight R., Hedge C., Unruh D.* U—Th—Pb, Rb—Sr and K measurements of two Apollo 17 samples.—*EOS*, 1973, *54*, p. 614–615.
546. *Taylor C. R., Chipman J.* Equilibria of liquid iron and sample basic and acid slags in a rotating iron furnace.—*AIME Trans.*, 1943, *154*, p. 228–245.
547. *Taylor H. P., Jr.* The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks.—*Contrib. Miner. Petrol.*, 1968, *19*, p. 1–71.
548. *Taylor H. P., Jr., Duke M., Silver L., Epstein S.* Oxygen isotope studies of minerals in stony meteorites.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1965, *29*, p. 489–512.
549. *Taylor S. R.* Chemical evidence for lunar melting and differentiation.—*Nature*, 1973, *245*, p. 203–205.
550. *Taylor S. R.* Tektites: A post-Apollo view.—*Earth Sci. Rev.*, 1973, *9*, p. 101–123.
551. *Taylor S. R.* Island arc models and the composition of the continental crust.— In: M. Talwani and W. Pitman (eds.), *Island Arcs, Deep Sea Trenches*

- and Backarc Basins. *Am. Geophys. Un. Monogr.*, 1977, 19, American Geophysical Union, Washington D. C., p. 325, 335.
552. *Taylor S. R., Bence A. E.* Evolution of the lunar highlands crust.—In: *Proc. Sixth Lunar Sci. Conf.*, 1975, 1, p. 1121—1142.
553. *Taylor S. R., Jakes P.* The geochemical evolution of the moon.—In: *Proc. Fifth Lunar Sci. Conf.*, 1974, 2, p. 1287—1305.
554. *Ter Haar D.* Further studies of the origin of the solar system.—*Astrophys. J.*, 1950, 111, p. 179—190.
555. *Ter Haar D., Cameron A. G. L.* Historical review of theories of the origin of the solar system.—In: *R. Jastrow and A. G. L. Cameron (eds.)*. Origin of the Solar System, Academic, New York, 1963, p. 4—37.
556. *Tera F., Wasserburg G. J.* Lunar ball games and other sports (abstract).—In: *C. Watkins (ed.)*. Lunar Science VII. Lunar Science Institute, Houston, Texas, 1976, p. 858—860.
557. *Tera F., Wasserburg G. J.* U—Th—Pb systematics on lunar rocks and inferences about lunar evolution and the age of the moon.—In: *Proc. Fifth Lunar Sci. Conf.*, 1974, 2, p. 1571—1599.
558. *Thompson R. I., Struttmatter P., Erikson E., Witteborn F., Strecker D.* Observation of preplanetary discs around MWC 349 and LkH α 101.—*Astron. J.*, 1977, 218, p. 170—180.
559. *Tittman B. R., Ahlberg L., Curnow J.* Internal friction and velocity measurements.—In: *Proc. Seventh Lunar Sci. Conf.*, 1976, 3, p. 3123—3132.
560. *Toksöz M. N., Dainty A., Solomon S., Anderson K.* Structure of the moon.—*Rev. Geophys. Space Phys.*, 1974, 12, p. 539—567.
561. *Toksöz M. N., Hsui A. T.* Thermal history and evolution of Mars.—*Icarus*, 1978, 34, p. 537—547.
562. *Toksöz M. N., Hsui A. T., Johnson D.* Evolution of the moon revisited.—In: *C. Watkins (ed.)*. Lunar Science VII. Lunar Science Institute, Houston, Texas, 1976, p. 867—869.
563. *Toulmin P., Baird A., Clark B., Keil K., Rose H., Christian R., Evans P., Kelliher W.* Geochemical and mineralogical interpretation of the Viking inorganic chemical results.—*J. Geophys. Res.*, 1977, 82, p. 4625—4634.
564. *Turekian K., Clark S. P.* Inhomogeneous accumulation of the earth from the primitive solar nebula.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1969, 6, p. 346—348.
565. *Unruh D., Tatsumoto M.* Implications from Luna 24 sample 24170 to U—Pb evolution in the lunar mantle.—In: *Mare Crisium: The View from Luna 24*, Pergamon, New York, 1978, p. 679—694.
566. *Unruh D., Tatsumoto M.* Evolution of mare basalts: The complexity of the U—Th—Pb system.—In: *Proc. Eighth Lunar Sci. Conf.*, 1977, 2, p. 1673—1696.
567. *Urey H. C.* *The Planets*. Yale University Press, New Haven, Connecticut, 1952.
568. *Urey H. C.* On the dissipation of gas and volatilized elements from proto-planets.—*Astrophys. J. Suppl.*, 1954, 1, p. 147—173.
569. *Urey H. C.* Diamonds, meteorites and the origin of the solar system.—*Astrophys. J.*, 1956, 124, p. 623—637.
570. *Urey H. C.* Boundary conditions for the origin of the solar system.—In: *L. H. Ahrens, F. Press, K. Rankama, and S. Runcorn, (eds.)*. Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 2. Pergamon Press, London, 1957, p. 46—76.
571. *Urey H. C.* *Meteorites and the Origin of the Solar System*. 41st Guthrie Lecture, Yearbook of the Physical Society, London, 1957, p. 14—29.
572. *Urey H. C.* The early history of the solar system as indicated by the meteorites.—In: *Proc. Chem. Soc.*, 1958, p. 67—78.
573. *Urey H. C.* Chemical evidence relative to the origin of the solar system.—*Mon. Not. R. Astron. Soc.*, 1960, 131, p. 199—223.
574. *Urey H. C.* On the chemical evolution and densities of the planets.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1960, 18, p. 151—153.
575. *Urey H. C.* Evidence regarding the origin of the earth.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1962, 26, p. 1—13.

576. Urey H. C. Origin and history of the moon.—In: Z. Kopal (ed.). *Physics and Astronomy of the Moon*. Academic, New York, Chapter 13, 1962, p. 481—523.
577. Urey H. C. The origin and evolution of the solar system.—In: D. P. LeGalley (ed.). *Space Science*. John Wiley, New York, Chapter 4, 1963, p. 123—168.
578. Urey H. C., Craig H. The composition of the stone meteorites and the origin of meteorites.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1953, 4, p.36—82.
579. Vaniman D., Papike J. The Apollo 17 drill core: Chemistry and stratigraphy of monomineralic fragments and the discovery of a new very low-Ti (VLT) mare basalt.—In: C. Watkins (ed.). *Lunar Science VIII*. Lunar Science Institute, Houston, Texas, 1977, p. 952—954.
580. Vereshchagin L. F., Yakovlev E. M., Timofeev Y. A. Possibility of transition of hydrogen into the metallic state.—*JETP Letters*, 1975 21, p. 85—86.
581. Verhoogen J. Temperatures within the earth.—In: L. Ahrens, K. Runkama and S. Runcorn (eds.). *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. I. Pergamon, London, 1956, p. 17—43.
582. Viljoen R. P., Viljoen M. J. Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group.—*Geol. Soc. S. Afr. Spec. Pub.*, 1969, 2, p. 87—112.
583. Viljoen R. P., Viljoen M. J. Evidence for the composition of the primitive mantle and its products of partial melting, from a study of the rocks of the Barberton Mountain Land.—*Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.*, 1969, 2, p. 275—295.
584. Vilminot J. C. Les enclaves de peridotite et de pyroxenolite a spinelle dans le basalte du Rocher du Lion.—*Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 1965, 88, p. 109—118.
585. Vollmer R. Terrestrial lead evolution and formation time of the Earth's core.—*Nature*, 1977, 270, p. 144—147.
586. von Weizsäcker C. F. Über die Entstehung des Planetensystems.—*Z. Astrophys.*, 1944, 22, S. 319—355.
587. Wai C. M., Wasson J. Nebula condensation of moderately volatile elements and their abundances in ordinary chondrites.—*Earth Planet Sci. Lett.*, 1977, 36, p. 1—13.
588. Wai C. M., Wetherill G. W., Wasson J. T. The distribution of trace quantities of germanium between metal, silicate and sulfide phases.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1968 32, p. 1269—1278.
589. Walker D., Hays F. Plagioclase flotation and lunar crust formation.—*Geology*, 1977, 5, p. 425—428.
590. Walker D., Kirkpatrick R. J., Longhi J., Hays J. F. Crystallization history and origin of lunar picritic basalt 12002: Phase equilibria, cooling rate studies and physical properties of the parent magma.—*Geol. Soc. Am. Bull.*, 1976, 87, p. 646—656.
591. Walker D., Longhi J., Hays J. F. Differentiation of a very thick magma body and its implications for the source regions of mare basalts.—In: *Proc. Sixth Lunar Sci. Conf.*, 1975, 1, p. 1103—1120.
592. Walker D., Longhi J., Stolper E. M., Grove T. L., Hays J. F. Origin of titaniferous lunar basalts.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1975, 39, p. 1219—1236.
593. Walker J. C., Turekian K., Hunten D. An estimate of the present-day deep-mantle degassing rate from data on the atmosphere of Venus.—*J. Geophys. Res.*, 1970, 75, p. 3358—3561.
594. Wang C. Y. A simple earth model.—*J. Geophys. Res.*, 1972, 77, p. 4318—4329.
595. Wang H., Simmons G. FeO and SiO₂ in the lower mantle.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, 14, p. 83—86.
596. Wang H., Todd T., Richter D., Simmons G. Elastic properties of plagioclase aggregates.—In: *Proc. Fourth Lunar Sci. Conf.*, 1973, 3, p. 2663—2671.
597. Wänke H., Baddenhausen H., Blum K., Cendales M., Dreibus G.,

Hofmeister H., Kruse H., Jagoutz E., Palme C., Spettel B., Thacker R., Vilcsek E. On the chemistry of lunar samples and achondrites. Primary matter in the lunar highlands: A re-evaluation.— In: Proc. Eighth Lunar Sci. Conf., 1977, 2, p. 2191—2213.

598. Wänke H., Dreibus G., Palme H. Are the siderophile elements found in the lunar highlands of truly meteoritic origin?— In: Lunar and Planetary Science, 9. Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas, 1978, p. 1202—1204.

599. Wänke H., Dreibus G., Palme H. Primary matter in the lunar highlands: The case of the siderophile elements.— In: Proc. Ninth Lunar Planet. Sci. Conf., 1978, 1, p. 83—110.

600. Wänke H., Palme H., Baddenhausen H., Dreibus G., Jagoutz E., Kruse H., Palme C., Spettel B., Teschke F., Thacker R. New data on the chemistry of lunar samples: Primary matter in the lunar highlands and the bulk composition of the moon.— In: Proc. Sixth Lunar Sci. Conf., 1975, 2, p. 1313—1340.

601. Wänke H., Palme K., Baddenhausen H., Dreibus G., Jagoutz E., Kruse H., Spettel B., Teschke F., Thacker R. Chemistry of Apollo 16 and 17 samples: Bulk composition, late stage accumulation and early differentiation of the moon.— In: Proc. Fifth Lunar Sci. Conf., 1974, 2, p. 1307—1335.

602. Wänke H., Palme H., Kruse H., Baddenhausen H., Cendales M., Dreibus G., Hofmeister H., Jagoutz E., Palme C., Spettel B., Thacker R. Chemistry of lunar highland rocks: A refined evaluation of the composition of the primary matter.— In: Proc. Seventh Lunar Sci. Conf., 1976, 3, p. 3479—3499.

603. Ward W. R., Cameron A. G. W. Disc evolution within the Roche limit.— In: Lunar and Planetary Science, 9. Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas, 1978, p. 1205—1207.

604. Warren P. H., Wasson J. T. Compositional-petrographic investigation of pristine nonmare rocks.— In: Proc. Ninth Lunar Planet. Sci. Conf., 1978, 1, p. 185—218.

605. Wasson J. T. Formation of ordinary chondrites.— Rev. Geophys. Space Phys., 1972, 10, p. 711—759.

606. Wasson J. T. Meteorites. Springer-Verlag, Berlin, 1974.

607. Wasson J. T., Chou C. C. Fractionation of moderately volatile elements in ordinary chondrites.— Meteoritics, 1974, 9, p. 69—84.

608. Wasson J. T., Wai C. M. Explanation for the very low Ga and Ge concentrations in some iron meteorite groups.— Nature, 1976, 261, p. 114—116.

609. Wedepohl K. (ed.). Handbook of Geochemistry II. Springer-Verlag, New York, 1974.

610. Weidenschilling S. J. Mass loss from the region of Mars and the asteroid belt.— Icarus, 1975, 26, p. 361—366.

611. Weidenschilling S. J. Accretion of the terrestrial planets II.— Icarus, 1976, 27, p. 161—170.

612. Weidenschilling S. J. The distribution of mass in the planetary system and solar nebula.— Astrophys. Space Sci., 1977, 51, p. 153—158.

613. Weidenschilling S. J. Iron/silicate fractionation and the origin of Mercury.— Icarus, 1978, 35, p. 99—111.

614. Werner M. W., Becklin E. E., Neugebauer G. Infrared studies of star formation.— Science., 1977, 197, p. 723—732.

615. Wetherill G. W. Late heavy bombardment of the moon and terrestrial planets.— In: Proc. Sixth Lunar Sci. Conf., 1975, 2, p. 1539—1561.

616. Wetherill G. W. The role of large bodies in the formation of the Earth and Moon.— In: Proc. Seventh Lunar Sci. Conf., 1976, 3, p. 3245—3257.

617. Wetherill G. W. Where do the meteorites com from? A reevaluation of the Earth—crossing Apollo asteroids as sources of chondritic meteorites.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1976, 40, p. 1297—1317.

618. Wetherill G. W. Evolution of the Earth's planetesimal swarm subsequent to the formation of the Earth and Moon.— In: Proc. Eighth Lunar Sci. Conf., 1977, 1, p. 1—6.

619. Wetherill G. W. Fragmentation of asteroids and delivery of fragments to Earth.— In: A. H. Delsemme (ed.). Proceedings of the IAU Colloquium 39:

Relationships between Comets, Minor Planets and Meteorites. Univ. of Toledo press, Toledo, Ohio, 1977.

620. *Wetherill G. W., Williams J. G.* Origin of differentiated meteorites.— In: Proceedings of the Second International Conference on the Origin and Distribution of Elements. Paris (in press), 1978.

621. *Wiik H. B.* The chemical composition of some stony meteorites.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1956, 2, p. 91—117.

622. *Wilhelms D. E.* Mercurian volcanism questioned.— *Icarus*, 1976, 28, p. 551—558.

623. *Williams D. L., Von Herzen R. P.* Heat loss from the Earth; new estimate.— *Geology*, 1974, 2, p. 327—328.

624. *Wise D. U.* An origin of the moon by rotational fission during formation of the earth's core.— *J. Geophys. Res.*, 1963, 68, p. 1547—1554.

625. *Wise D. U.* Origin of the Moon from the Earth: Some new mechanisms and comparisons.— *J. Geophys. Res.*, 1969, 74, p. 6034—6045.

626. *Wiskerchen M. J., Sonett C. P.* A lunar metal core?— In: Proc. Eighth Lunar Sci. Conf., 1977, 3, p. 515—535.

627. *Wlotzka F., Spettel B., Wänke H.* On the composition of metal from Apollo 16 fines and the meteoritic component.— In: Proc. Fourth Lunar Sci. Conf., 1973, 2, p. 1483—1491.

628. *Wood J. A.* Petrology of the lunar soil and geophysical implications.— *J. Geophys. Res.*, 1970, 32, p. 6497—6513.

629. *Wood J. A.* Lunar petrogenesis in a well-stirred magma ocean.— In: Proc. Sixth Lunar Sci. Conf., 1975, 1, p. 1087—1102.

630. *Wood J. A., McSween H. Y.* Chondrules as condensation products.— In: A. H. Delsemme (ed.). Proceedings of the IAU Colloquium No. 39: Relationships between comets, minor planets and meteorites. Univ. of Toledo Press, Toledo, Ohio, 1977, p. 365—373.

631. *Wood J. A., Mitler H. E.* Origin of the moon by a modified capture mechanism, or: Half a loaf is better than a whole one (abstract).— In: Lunar Science V. Lunar Science Institute, Houston, Texas, 1974, p. 851—853.

632. *Wu H., Broadfoot L.* The extreme ultraviolet albedos of the planet Mercury and the Moon.— *J. Geophys. Res.*, 1977, 82, p. 759—761.

633. *Young A. T.* Are the clouds of Venus sulphuric acid?— *Icarus*, 1973, 18, p. 564—582.

634. *von Zahn U., Krankowsky D., Mauerberger K., Nier A. O., Herten D. M.* Venus Thermosphere: In situ Composition Measurements, the Temperature Profile, and the Homopause Altitude.— *Science*, 1979, 203, p. 768—769.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Аккреция

— гомогенная 111

— Нептуна 94, 95

— Урана 94, 95

Астероиды 156, 159

— аккреция 160

— состав 157

— эволюция 156

Атмосфера 134

Атмосфера первичная

— — диссипация 134

Б

Базальты морские 180

— — глубина зарождения 188

— — петрогенезис 180

— — происхождение 16

— — изотопный состав O_2 , 250, 251

Базальты с низким содержанием Ti

— — исходное вещество 185

В

Венера 148—152

— атмосфера 151, 152

— летучие вещества 151

— плотность 148

— состав облаков 149

— сходство с Землей 150

— условия аккреции 150

Вольфрам

— геохимия на Луне 206

Г

Газ солнечный 102, 103

Газы первичные

— — дисперсия 133

Гидросферные 134

Гипотеза

— гетерогенной аккреции 119

— гомогенной аккреции 125

— Дарвина 239

— двойной планеты 232, 236, 258

— дрейфа континентов 258

— захвата 234, 258

— захвата после разрушения 244, 258

— коагуляции 236, 258

— одностадийная 113

— окисления-восстановления 109

— осаднения 239

— осаднения, модифицированная 245

— отделения 239

— первичного вещества Венке 177

— троилитового ядра 223

Граница Мохоровичича (Мохо) 9

Д

Диски 69

— перенос количества движения 87

— формирование 77

Ж

Железо

— в метеоритах 101

— в нижней мантии 46

— в ядре Земли 47

— обеднение им Луны 238

— образование ядра Земли 63

— распространенность в Земле 66

З

Звезды

— развитие 73—77

— светимость 73, 74

— типа Т-Тельца 76

Земля

— аккреция 127

— аккреция гомогенная 111—113, 138

— верхняя мантия 13—22

— — — разложение воды в, 138

— — — распространенность элементов 123

— — — состав 122

— — — сходство с нижней мантией 30

— внутреннее строение 9

- геохимия мантии 30
- гипотеза гетерогенной аккреции 119—125
- граничные условия происхождения 66
- как исходное тело Луны 213
- континентальная кора
 - — — образование зародыша 65
 - — — кора 10
- магма базальтовая 16, 67
- — — ультраосновная 19
- мантия 13—22
 - — — геохимия 30—46
 - — — захват H_2O и CO_2 137
 - — — модельный состав 39
 - — — первичная химическая однородность 67
 - — — пределы плавления 36
 - — — распространенность сидерофильных элементов 138
 - — — 254
 - — — сидерофильные элементы 131
 - — — содержание окислов железа 133, 134
 - — — состояние окисления 131
 - — — термическое состояние 68
- модель гетерогенной аккреции 121
 - — — одностадийная 116
 - — — пиролитовая 16
 - — — трудности 117
 - — — химически неоднородной мантии 30
 - — — химически однородной мантии 30
 - — — хондритовая 67
 - нагревание 111
 - нижняя мантия 25—30
 - — — свойства 27
 - — — скорость сейсмических волн 29
 - — — содержание железа 27, 122
 - обеднение летучими элементами 111
 - одностадийная гипотеза 113—118
 - переходная зона 22—25
 - перидотитовый слой 13
 - продолжительность аккреции 95, 123

- подразделение внутреннего строения 9—30
 - происхождение 69
 - ранние теории аккреции III
 - ранняя термическая история 68
 - распределение температур в ходе аккреции 128
 - — — — после аккреции 61, 62
 - — — — распространенность высокотемпературных конденсатов 66
 - — — — железа 66
 - — — система ядро — мантия 115
 - — — содержание кислорода в ядре 64
 - — — — серы в ядре 50—52
 - — — состав 9, 66—68
 - — — состав атмосферы 116
 - — — субдукция литосферных плит 31, 67
 - — — термическая эволюция 58—65
 - — — формирование, роль фракционирования и улетучивания 39
 - — — ядро
 - — — время формирования 68
 - — — состав 47, 68
 - — — тепловой режим процесса формирования 61
 - — — формирование 58, 129
- Золото на Луне 221, 224

К

Кобальт в лунных базальтах и земных толентах 201

Л

Луна

- аккреция 241, 257
- анортозитовые материк 170
- базальтовые моря 170
- базальты с высоким содержанием Ti 201
- верхняя мантия 178—180
- — — плотность 180
- — — скорость сейсмических волн 180
- внутреннее строение 166
- геохимия 200
- геохимия вольфрама 206
- геохимия материков 177

- гипотеза повторного плавления кумулатов 182
- главные элементы исходной магмы материков 214
- дифференциация коры 194
- зародыш 257
- зональное строение 189
- к теории происхождения 231
- литосфера 197
- мантия, аноксидные породы 173
- материка, летучие элементы 228
- — — сидерофильные компоненты 214
- метеоритный компонент 214
- модели 192—194
- морские базальты 180
- неоднородность 170
- нижняя мантия 180
- — — химические и физические особенности 251
- обеднение летучими элементами 252
- общий состав 178, 249
- первичная магма лунной коры 174
- петрологические провинции коры 170
- плотность 110, 168
- происхождение 86, 257, 258
- — гипотеза Дарвина 239
- — — двойной планеты 232, 236
- — — захвата 232, 234
- — — захвата после разрушения 244, 245
- — — коагуляции 236
- — — осаждения 239, 240
- — — осаждения модифицированная 245
- — — отделения 239
- — — первичного вещества Венке 177
- — — из земной мантии 256, 257
- тепловой поток 194
- ударные модели 246
- радиоактивность 194
- распределение температур 198
- распространенность Ni и Co 218, W и P 210
- родительское тело эвкритов 211
- сидерофильные компоненты 200, 214, 255
- система кора — верхняя мантия 170
- скорость сейсмических волн 166, 179
- содержание Ni 203
- состав и строение 163
- состав коры и мантии 189, 190
- состав недр 191
- состав нижней мантии 256
- состав пироксенового компонента коры 193
- структура мантии 167
- тепловой режим 194
- термическая история 196
- термическая эволюция 199
- фракционная кристаллизация коры 172
- электропроводимость 198
- ядро
- — геохимические данные 221
- — максимальный размер 208
- — проблема 221
- — состав 208
- Лунная кора, природа первичной магмы 174
- Лунные недра, состав 191
- Луноотражения 197, 198

М

- Марс 139—148
- аккреция 95, 148
- внутреннее строение 141
- изотопные отношения O_2 и C 147
- изотопный состав N_2 147
- кора 140
- летучие вещества 146
- мантия 143
- момент инерции 140
- плотность 139
- распространенность K 145
- содержание серы 142
- содержание урана 145, 146
- сходство с хондритом Karoonda 141
- географические свойства 146
- химическая эволюция 142

Меркурий 152—156

- глобальное магнитное поле 154
- дифференциация 154
- масса 90, 153
- плотность 153
- роль вулканизма 154
- термическая история 154

Метеориты 156, 161

- классификация 157, 159
- происхождение 156, 157
- шерготитовые 212

Н

Неоднородность геохимическая, виды 33

Никель в лунных базальтах и земных толентах 201

О

Оксиды железа в мантии 54, 133

Оксид железа

- в нижней мантии 57
- в составе Земли 55
- во внешнем ядре 52

Отношение Ni/Co 218

П

Пиролит 39

Планетезимали

- в аккреции Земли 62
- состав 96—99, 125
- температурный режим 96
- химическая неоднородность 99
- химическое равновесие 98

Планеты 69

- аккреция 90—96
- внешние 80
- плотность 99
- гиганты 80, 89
- земной группы 139
- плотность 99
- системы регулярных спутников 80
- формирование 88
- хондритовые модели 164

Правило Бодэ 69

Протозвезды 69

— развитие 73

— наблюдения 75

Протопланеты 96

С

Сера, конденсация 52

Система Земля—Луна 86, 87, 234, 239, 240

Слой «D», происхождение 124

Солнечная система

- главные физические свойства 69
- масса 70
- момент количества движения 83
- орбиты планет 69
- происхождение 69—72

Солнечная туманность 77, 81, 106, 111, 250, 254

— масса 88

— окислительно - восстановительные условия 100

— последовательность конденсации 102

— равновесие системы газ — твердое вещество 100

— химическая неоднородность 79

— окисление железа 100

Солнце

— вращение 86

— состав 80

Ф

Фосфор 206, 209

Х

Хондриты 161, 252

— обыкновенные 162, 163, 185

— углистые I типа, происхождение 161

— — — распространенность элементов 37, 42

Э

Эвкриты, родительское тело 211

Элементы главные, в пиролите 37

— легкие, во внешнем ядре 49

— летучие в лунных материках 228

— — — в морских базальтах 225

— — — обеднение Земли 67, 126, 127

— — — обеднение Луны 251

— — — особенности распространения 42

— — — сопоставление с распространенностью в земной мантии 227

- нелетучие литофильные, в пиролите 37
- несовместимые 10
- редкоземельные, распространенность 18, 257
- сидерофильные 44, 253
- — базальтов Земли 200
- — в мантии 68, 131
- — лунных морских базальтов 200
- — общий анализ 205
- — особенности распространения 48
- — остаточные концентрации 215, 220
- совместимые 34

Ю

Юпитер 80—83

Я

- Ядро Земли
 - внешнее
 - — легкие элементы 49
 - — плотность 52
 - — окись железа 52
 - — скорость распространения гидродинамического звука 49
 - время формирования 68
 - сидерофильные элементы 44
 - состав 47, 68
 - тепловой режим формирования 61
 - формирование 45, 47, 58

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Благодарности	8
ЧАСТЬ I. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ	9
Глава 1. Система мантия — кора	9
1.1. Основные подразделения внутреннего строения Земли	9
1.2. Кора	10
1.3. Верхняя мантия	13
1.4. Переходная зона	22
1.5. Нижняя мантия	25
Глава 2. Геохимия мантии	30
2.1. Сопоставление моделей химически однородной и неоднородной мантии	30
2.2. Особенности распространенности совместимых элементов в породах верхней мантии	34
2.3. Главные элементы и нелетучие литофильные элементы в пиролите по сравнению с их первичной распространенностью	37
2.4. Особенности распространенности летучих и сидерофильных элементов	42
Глава 3. Состав и формирование ядра	47
3.1. Роль металлического железа	47
3.2. Легкие элементы во внешнем ядре	49
3.3. Окись железа как главный компонент внешнего ядра	52
3.4. Формирование ядра	58
Глава 4. Граничные условия происхождения Земли	69
ЧАСТЬ II. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ	66
Глава 5. Протозвезды, диски и планеты	69
5.1. Космогонические основания	69
5.2. Развитие протозвезд	73
5.3. Формирование дисков	77
5.4. Внешние планеты и системы их регулярных спутников	80
5.5. Распределение момента количества движения в Солнечной системе	83
5.6. К вопросу о происхождении Луны	86
Глава 6. Вопросы формирования планет в первичной Солнечной туманности	88
6.1. Масса туманности	80
6.2. Аккреция планет	96
6.3. Температурный режим и состав планетезималей	90
6.4. Равновесия системы газ—твердое вещество в туманности	107
6.5. Химическое фракционирование между планетами земной группы	101
Глава 7. Ранние теории аккреции Земли	111
7.1. Гомогенная аккреция	111
7.2. Одностадийная гипотеза	113
7.3. Гипотеза гетерогенной аккреции	119
Глава 8. Возврат к гипотезе гомогенной аккреции	125
8.1. Некоторые общие соображения	125
8.2. Аккреция Земли	127

8.3. Формирование ядра	129
8.4. Сидерофильные элементы и состояние окисления в мантии	131
8.5. Атмосфера и гидросфера	134
8.6. Заключение	138
ЧАСТЬ III. ЛУНА И ПЛАНЕТЫ	139
Глава 9. Планеты земной группы	139
9.1. Введение	139
9.2. Марс	139
9.3. Венера	148
9.4. Меркурий	152
9.5. Астероиды и метеориты	156
9.6. Хондритовые модели состава и образования планет	165
Глава 10. Строение и состав Луны	166
10.1. Внутреннее строение	166
10.2. Система кора—верхняя мантия Луны	170
10.3. Морские базальты и нижняя мантия	180
10.4. Дополнительные источники сведений о составе лунных недр	191
10.5. Тепловой режим Луны	194
Глава 11. Геохимия Луны	200
11.1. Введение	200
11.2. Сидерофильные элементы лунных морских базальтов и базальтов Земли	200
11.3. Вольфрам и фосфор	206
11.4. Родительское тело эвкритов	211
11.5. Сидерофильные компоненты лунных материков	214
11.6. Геохимические данные и проблема лунного ядра	221
11.7. Летучие элементы в морских базальтах и их исходном веществе	225
11.8. Летучие элементы в лунных материках	228
Глава 12. К теории происхождения Луны	231
12.1. Введение	231
12.2. Состояние вопроса до исследований космическими аппаратами «Аполлон»	234
12.3. Новые вариации старых тем	242
12.4. Состояние вопроса после исследований космическими аппаратами «Аполлон». Геохимические свидетельства	249
12.5. Заключение	257
Список литературы	261
Предметный указатель	287

А. Е. Рингвуд

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ И ЛУНЫ

Редактор издательства М. Д. Мирзоева
Переплет художника Ф. Н. Буданова
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Н. В. Жидкова
Корректор Л. М. Кауфман
ИБ № 4902

Сдано в набор 02.03.82. Подписано в печать 06.09.82.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 1. Гарнитура
«Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 18,5. Усл.
кр.-отт. 19,0. Уч.-изд. л. 20,97. Тираж 5700 экз. Заказ
№ 777/8747—1. Цена 3 р. 40 коп.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633,
Москва, К-12. Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного
Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга»
им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государст-
венном комитете СССР по делам издательств, полиграфии
и книжной торговли. 191126, Ленинград, Социалистическая
ул., 14.

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
ГОТОВИТ К ПЕЧАТИ
НОВЫЕ КНИГИ

КОСЫГИН Ю. А. *Тектоника*. 2-е изд., перераб. и доп. 40 л., 4 р. 90 к.

Рассматривается геологическая структура осадочной оболочки Земли. Описываются пликативные и дизъюнктивные дислокации слоистой структуры и впервые выделяемые инъективные дислокации (магматическая тектоника). Рассматриваются структура континентов и океанического дна и основные закономерности размещения полезных ископаемых. Излагаются вопросы динамической тектоники и современные тектонические гипотезы. Во втором издании (1-е изд.— 1969 г.) введены дополнительные разделы, посвященные методологии геологических исследований, а также глубинной тектонике.

Для геологов, занимающихся тектоникой, региональной геологией, геологической съемкой и поисками полезных ископаемых.



ОФФМАН П. Е., БУШ Э. А. *Фундаментальный и сопутствующие процессы формирования земной коры*. 20 л., 3 р. 50 к.

На основании кондиционных графических описаний рассматривается методология изучения структур земной коры, проблемы тектонических движений и сопутствующие геологические процессы. Доказывается, что способ образования тектонических структур достоверно определяет их морфологию, распределение состава и мощностей пород, слагающих данную структуру.

Для геологов, особенно для тектонистов и специалистов по поискам нефтяных и газовых месторождений.

РУДИЧ Е. М. Движущиеся материка и эволюция океанического ложа. 20 л., 3 р. 40 к.

На основании анализа данных глубоководного бурения в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах, их окраинных и средиземных морях выявлены общие закономерности пространственного размещения мелководных и глубоководных осадков различного возраста. Установлена тенденция к постепенному уменьшению относительной роли мелководных отложений в течение последних 160 млн. лет. Намечена возможная последовательность формирования океанических впадин и связь этого процесса с крупноамплитудными опусканиями земной коры. Отмечено значительное сходство и некоторые различия в развитии впадины Тихого океана и впадин Атлантического и Индийского океанов.

Для геологов, океанологов, геофизиков и географов.

●

САЛИН Ю. С. Стратиграфическая корреляция. 12 л., 1 р. 80 к.

Стратиграфическая корреляция рассматривается как операция, лежащая в основе всей геологии. В рамках топологической модели Вернера определяются стратиграфические и геохронологические понятия (одновременность, шкала, стратиграфическое подразделение, фации, несогласия и т. д.), разрабатываются алгоритмы решения практических задач корреляции. Применение алгоритмов иллюстрировано примером сопоставления на ЭВМ неогеновых разрезов Восточной Камчатки. Построение геологической карты по данным стратиграфической схемы представлено как цепь усложнений и пополнений модели Вернера. Дается обзор существующих математических методов стратиграфической корреляции.

Для стратиграфов, тектонистов, геологов-съемщиков и поисковиков; будет полезна студентам и преподавателям геологических специальностей вузов.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов: № 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61; № 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

Издательство «Недра»

405b