

## 5. Аккреция и химическое расслоение планет земной группы

**5.1. Вводные замечания.** В гл. 4 мы обсуждали происхождение химических элементов и физические условия, существовавшие в протосолнечной туманности. Мы начали также рассматривать образование планетезималей: конденсацию твердых зерен из пара и их объединение под действием магнитного, электростатического и главным образом (на поздних стадиях) гравитационного притяжения. В результате такого объединения планетезималей возникли тела существенного размера – планеты. Состав современной солнечной атмосферы сравнивался с составом метеоритов – хондритов (рис. 4.7). Близкое сходство распространенности элементов тяжелее кислорода в хондритах и на Солнце приводит к предположению, что некоторые из возникших планет также имеют хондритовый валовой (т. е. общий средний) состав. Хондритовая модель Земли построена на таком предположении применительно к нашей собственной планете: строгий анализ применимости модели будет изложен в разд. 5.4.1.

Следующий шаг – более детальное исследование аккреции планет, поскольку такое исследование должно позволить предсказать некоторые химические различия между планетами и внутри их. Существуют два противоположных взгляда на происхождение химизма планет, а именно представления об *однородной* и *неоднородной* аккреции. Эти два представления можно подвергнуть проверке, сравнивая вытекающие из них следствия, касающиеся химического состава планет, с конечными продуктами аккреции – самими планетами. К сожалению, наши данные о составе планет довольно скудны. Помимо весьма подробных сведений о Земле мы располагаем только анализами образцов с поверхности Марса и Луны. Сведения о химии других планет – это оценки, сделанные косвенным путем, исходя из массы, объема, момента инерции и из общих соображений по поводу образования Солнечной системы.

Тем не менее, несмотря на эти трудности, нам известно, что большинство планет земной группы все-таки имеют, вероятно, весьма сходный химизм и что все они, за исключением Меркурия, не должны существенно отличаться по валовому составу от недифференцированных метеоритов-хондритов. Но была ли аккреция в масштабе планет однородной с *последующим* развитием слоев или же это расслоение возникло *непосредственно в результате* процессов неоднородной аккреции? Конечно, имеются надежные данные, полученные при изучении Солнечной системы в целом, других планет, их спутников и Меркурия, что планеты вне земной группы весьма заметно различаются по составу и что образованию планет должна была предшествовать фундаментальная неоднородность первичной Солнечной туманности. Однако, обсуждая происхождение Земли, мы интересуемся больше аккрецией как в пределах группы Земля – Венера – Марс, так и каждой из этих планет в отдельности. Был ли здесь однородный или неоднородный процесс? Этот вопрос разбирается на последующих страницах, причем в первую очередь обсуждаются причины и следствия сегрегации элементов 1) до аккреции планет и 2) во время и после аккреции (разд. 5.2, 5.3), а затем проводится проверка предсказаний, основанных на вариантах 1) и 2), путем сравнения с фактическими данными о планетах (разд. 5.4, 5.5).

**5.2. Модели аккреции и расслоения планет.** **5.2.1. Доаккреционная сегрегация элементов: неоднородная модель.** Мало сомнений имеется относительно того, что какое-то химическое разделение произошло уже при селективной конденсации различных элементов и соединений из высокотемпературного, с низкой плотностью, газового облака первичной Солнечной туманности. Например, сравнительно низкая плотность и большие размеры внешних планет (табл. 4.1) указывают на то, что в составе этих планет содержание относительно летучих легких элементов, таких, как Н, Не, С и О, гораздо больше, чем в составе планет земной группы. Это вполне закономерно, если исходить из того, что с удалением от Солнца температура падала (разд. 4.3.2). Другое свидетельство получено при изучении метеорита Allende (углистый хондрит категории С3; см. разд. 4.5.4). Небольшие белые включения в этом метеорите содержат значительную долю богатого кальцием и алюминием вещества, которое должно было конденсироваться первым из газа низкой плотности, составлявшего Солнечную туманность. Это доказывает, что вещество метеорита Allende прошло через стадию полностью газообразного состояния до того, как началась аккреция материнского метеорита. То же самое относится, очевидно, и ко всей первичной Солнечной туманности. Перед образованием планет температура вещества достигла (в основном вследствие разогрева при гравитационном сжатии) по меньшей мере  $1250^{\circ}\text{C}$  в отличие от нормальных температур межзвездного пространства, колеблющихся приблизительно от  $-150$  до  $-200^{\circ}\text{C}$ .

Температуры конденсации в Солнечной туманности Гроссман и Лаример [90] определили в 1974 г. экспериментальным путем при том относительном вакууме ( $10^{-4}$  атм), который существовал, вероятно, во время конденсации. Результаты их исследования представлены в табл. 5.1 в виде списка минералов, определяющих конечный химизм возникающих конденсатов. Эта таблица сильно упрощена, и следует отметить, что в указанных там минеральных образованиях могут присутствовать различные малые элементы, вызывающие небольшие изменения соответствующих температур. *Тугоплавкими* названы вещества, которые конденсируются при температурах выше  $1000^{\circ}\text{C}$ ; к ним относятся богатые кальцием и алюминием конденсаты типа Allende, образующиеся при самых высоких температурах. За ними следуют металлическое железо и железо-магниево-силикаты. Вещества, остающиеся *летучими* при температурах ниже  $1000^{\circ}\text{C}$ , включают щелочные элементы (хотя они могут входить в состав полевого шпата, сформировавшегося раньше), сульфид железа и окись железа. При самых низких температурах из разреженного газа конденсируются вещества, которые мы обычно считаем газообразными (у земной поверхности при температуре  $0-30^{\circ}\text{C}$ ).

Данные табл. 5.1 показывают, что большая часть вещества метеоритов и планет земной группы должна была сконденсироваться по мере остывания облака до начала и во время аккреции при температурах вплоть до  $100^{\circ}\text{C}$ , тогда как вещество внешних планет не могло конденсироваться, пока температура не упала значительно ниже  $0^{\circ}\text{C}$ . Это снова возвращает нас к радиальному температурному градиенту, упоминавшемуся ранее. Однако приверженцы неоднородной аккреции планет заявляют, что температура понижалась *локально* и что конденсаты формировались в течение всего времени, пока происходила аккреция планет. Это означает, что на любом данном расстоянии от Солнца различные вещества постепенно сегрегировались, переходя в твердое состояние в соответствии с температурой конденсации, в результате чего и возникло существующее ныне расслоение планет. В менее плотных внешних планетах развивались силикатные и железные ядра, после чего уже происходила конденсация и аккреция толстых газообразных оболочек. Для плотных планет земной группы, состоящих из скальных горных пород, ранние

Таблица 5.1. Приблизительные температуры конденсации вещества Солнечной туманности при давлении  $10^{-4}$  атм [90]

Минеральная фаза	Состав	Температура конденсации, °C
Корунд	$Al_2O_3$	1410
Мелилит	$Ca_2Al_2SiO_7 - Ca_2MgSi_2O_7$	1205
Перовскит	$CaTiO_3$	1200
Шпинель	$MgAl_2O_4$	1150
Металлическое железо	$Fe(Ni)$	1130
Форстерит	$Mg_2SiO_4 (-Fe_2SiO_4)$	1120
Диопсид	$CaMgSi_2O_6$	
Энстатит	$MgSiO_3 (-FeSiO_3)$	1100
Анортит	$CaAl_2Si_2O_8$	
		Тугоплавкие Летучие
Щелочной полевой шпат	$(Na, K)AlSi_3O_8$	980
Троилит	$FeS$	430
Магнетит	$Fe_3O_4$	135
Водяной лед, метан и т. д.	$H_2O, CH_4, CO_2, O_2, N_2, H_2$ и т. д.	< 0

стадии имеют гораздо большее значение: согласно модели неоднородной аккреции, сначала образовалось высокотемпературное ядро, богатое кальцием и алюминием, затем оно сменилось ядром из металлического железа и, наконец, сформировались силикаты мантии: форстерит, диопсид, анортит и т. д. (табл. 5.1). Таким образом, возникает трехслойная гетерогенная структура, подобная той, что показана на рис. 5.1,а. В дальнейшем, как это можно предвидеть (так же, как и в однородной модели; см. разд. 5.2.2), внутренние области разогреваются до температуры, достаточной для плавления и сегрегации элементов по плотности, образуется плотное центральное ядро, богатое железом, а более легкие высокотемпературные конденсаты возвращаются в силикатную внешнюю оболочку (рис. 5.1,б). Затруднение с этой частью неоднородной модели состоит в том, что детали многослойной аккреции нельзя проверить непосредственными наблюдениями, так как слои образуют временную, переходящую структуру. Добротная научная теория должна давать такие предсказания, которые можно проверить, но этот аспект модели неоднородной аккреции туманен и нечеток.

Однако радиальные температурные градиенты в Солнечной туманности проверить подпадают, и мы уже отмечали ранее, что на внешних планетах конденсация закончилась при более низких температурах, чем на планетах земной группы. Но из этого следует, что должны существовать различия в составе, а значит, и в плотности также *внутри* этой группы. Если доаккреционная сегрегация элементов имела в этом масштабе какое-то значение, то планеты, расположенные дальше от Солнца, должны содержать больше щелочных полевых шпатов, троилита, магнетита и т. д., конденсирующихся при низких температурах. Помимо обогащения щелочными элементами в том же направлении должно наблюдаться *понижение отношения Fe/Si* и, следовательно, *средней плотности* (так как

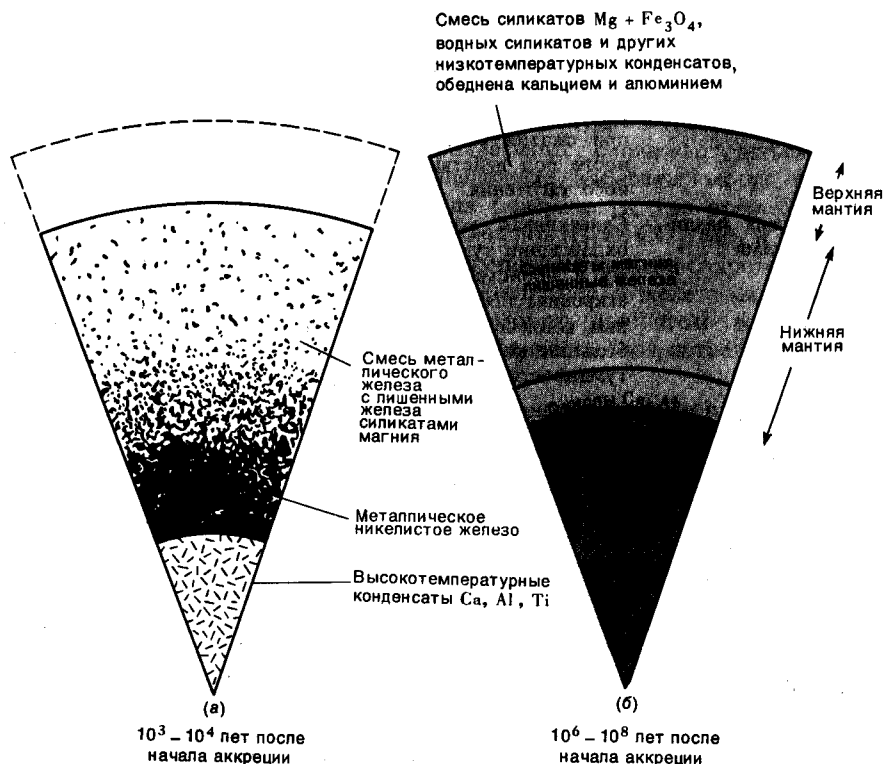


Рис. 5.1. Неоднородная аккреция расслоенной планеты земной группы. *а*—на поздних стадиях аккреции с разделением элементов по температурам конденсации, указанным в табл. 5.1; *б*—сразу же после аккреции, когда проис-

ходит внутреннее перераспределение элементов по разности плотностей, сопровождающее раннее нагревание планеты. Процесс *б* должен в итоге привести к образованию зон, показанных на рис. 1.1 [49].

железо значительно плотнее силикатов). Мы исследуем эти предсказания более подробно в совокупности с данными о планетах в разд. 5.3, а пока что представим основные черты данной модели в табл. 5.2 (в средней колонке).

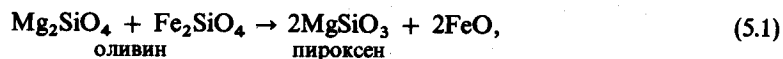
5.2.2. *Однородная аккреция планет с последующим расслоением.* В этой модели предполагается, что все вещества, вовлеченные в аккрецию при образовании каждой планеты, уже сконденсировались в зерна и в случае планет земной группы, сложенных скальными горными породами, имели температуру в каком-то интервале ниже  $100^\circ C$  (табл. 5.1). Допускается также, что эти зерна были полностью перемешаны и (в случае хондритовой модели Земли; разд. 5.4.1) имели состав, не сильно отличающийся от состава хондритов С1. Нет необходимости считать, что при подаче компонентов во время аккреции зерен происходили какие-то изменения их химического состава. Имеются, однако, существенные причины, которые могли привести к последовательной сегрегации элементов вследствие *разогрева*, повторявшегося как во время, так и после аккреции.

Вначале повторный разогрев связан с самой аккрецией, так как постепенное падение

Таблица 5.2. Основные характеристики моделей аккреции планет земной группы

Характеристика	Неоднородная аккреция	Однородная аккреция
Температура аккреции	Раскаленное вещество: температура выше самой высокой температуры конденсации, падает в процессе аккреции; высокие температуры обусловлены нагревом при сжатии Солнечной туманности под действием собственного тяготения	Сравнительно холодное вещество: температуры в диапазоне конденсации летучих (см. табл. 5.1)
Причина химических различий между планетами	Селективная конденсация при охлаждении туманности, поэтому и происходит гетерогенная аккреция; для низкотемпературных конденсатов благоприятны большие расстояния от центра туманности	Испарение летучих во время и после аккреции в связи с разогревом планет; участвующий в аккреции материал для всех планет однородный; степень испарения летучих возрастает с размером планеты
Восстановление железа и образование железного ядра	Конденсируется непосредственно в твердой металлической фазе при температурах более высоких, чем для силикатов и сульфидов железа	Восстановление силикатов и др. происходит при начальном разогреве и испарении летучих у поверхности планеты, находящейся в стадии аккреции (реакции (5.1) и (5.2))
Время дифференциации (сегрегации элементов)	Дифференциация еще до аккреции, а затем перестройка, связанная с послееккреционным плавлением, после которого происходят длительные изменения	Дифференциация происходит после аккреции благодаря начальному разогреву и плавлению, после которого происходят длительные изменения
Причина внутреннего разогрева планет	Изначально горячее вещество остывает, но затем снова нагревается, как в однородной модели	Высвобождение кинетической энергии во время аккреции; на ранней стадии тепло выделяется при распаде короткоживущих радиоактивных изотопов, затем имеет место длительный процесс выделения радиогенного тепла при распаде долгоживущих изотопов
Расслоенность планет	Селективная конденсация с образованием слоистой структуры благодаря градиенту температур поперек Солнечной туманности и возможному падению температуры при аккреции	Богатое железом вещество ядра планеты плавится близ поверхности вследствие начального разогрева и затем опускается, образуя силикатную мантию твердой
Предсказываемые химические и плотностные различия между планетами в предположении хондритового состава исходного вещества	Для планет характерно последовательное уменьшение, с удалением от Солнца, отношения Fe/Si и постепенное уменьшение содержания тугоплавких элементов относительно летучих; следовательно, плотность в этом направлении понижается	Планеты обладают сходным общим отношением Fe/Si, но различаются по количеству летучих и степени окисления в зависимости от размера; планеты меньшего размера удерживают сравнительно много летучих, сильнее окислены и имеют пониженную плотность по сравнению с более крупными планетами

зерен, образующих планету, вызывает потерю кинетической энергии, большая часть которой должна перейти в тепло. На ранних стадиях аккреции сила притяжения мала и скорость удара новых добавляющихся зерен низкая, но с ростом протопланеты скорости падения зерен возрастают, и повышение температуры становится более существенным. Некоторая часть конденсировавшегося материала может снова улечься (испариться); в частности, кислород, сера, углерод и щелочные элементы могут высвободиться главным образом из силикатов, оказаться на поверхности, где происходит аккреция, и рассеяться в пространстве в виде различных окислов ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $SO_2$  и т. д.). Потеря таких богатых кислородом соединений путем улечься должна сопровождаться восстановлением оставшегося силикатного вещества. Например, в железо-магниево-оливиновой смеси определенное количество железа может при этом восстановиться *без изменения в смеси отношения Fe/Si*, причем это количество возрастает при удалении кислорода в ходе следующей реакции:



сопровождающейся реакцией



Оба летучих элемента теряются, и процессы восстановления (преобразования) (реакции (5.1) и (5.2)) по мере увеличения размеров протопланеты усиливаются. При одном и том же исходном материале наиболее массивные планеты должны иметь наименее окисленный состав, так как они сильнее разогрелись во время аккреции. Поскольку кислород представляет собой один из самых легких элементов на планетах земной группы, из этой модели непосредственно вытекает, что *самые крупные планеты должны иметь наибольшую плотность* и содержать наименьшие концентрации сравнительно летучих щелочных элементов. Это очень важное следствие, так как оно отличается от того, что предсказывается моделью неоднородной аккреции (разд. 5.2.1), где ключевую роль играет расстояние от Солнца, а не размер планеты.

Вторая причина планетарного нагревания, когда аккреция уже завершена, — радиоактивный распад. В разд. 4.5.4 были изложены данные о том, что в первичной Солнечной туманности присутствовали, вероятно, сравнительно короткоживущие радиоактивные изотопы, такие, как  $^{244}Pu$ ,  $^{129}I$  и  $^{26}Al$ , и что значительные количества этих изотопов были включены в состав метеоритов. Очень неопределенным остается вопрос о времени, когда это произошло, но как раз время играет здесь решающую роль. Например, если вся Земля сформировалась еще тогда, когда возникли высокотемпературные конденсаты метеорита Allende, то она должна содержать около  $0,5 \text{ млн}^{-1} \text{ } ^{26}Al$ , т. е. такое количество этого изотопа, которого достаточно для того, чтобы вся наша планета расплавилась (см. расчеты в работе [165])! Но задержка на 0,7 млн. лет (период полураспада  $^{26}Al$ ) уменьшит выделение тепла вдвое.

Теперь нам ясно, что разогрев только что образовавшихся планет мог идти под действием двух процессов: аккреции и последующего распада короткоживущих радиоактивных изотопов. По мере нагревания, поддерживавшегося, возможно, после аккреции радиоактивным распадом разных изотопов, происходило плавление. Вещества, богатые восстановленным железом (реакции (5.1) и (5.2)), должны были плавиться первыми при температурах между 1000 и 1500°C, когда силикаты оставались еще твердыми. Поверх-

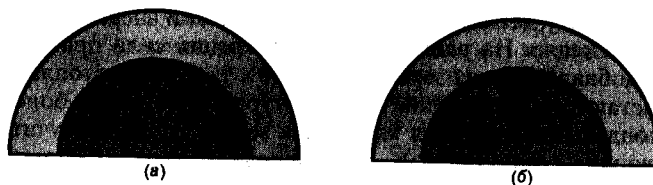


Рис. 5.2. Последовательные стадии образования как модель образования ядра внутри первично однородной планеты [65].

ность планеты была холодной вследствие излучения тепла в пространство, и поэтому предполагается, что вскоре после аккреции вокруг каждой планеты образовалась жесткая изолирующая кора. Следовательно, расплавленное вещество должно было собираться на некоторой глубине под поверхностью, возможно, в форме линз или каплевидных скоплений (рис. 5.2). По мере того как масса таких «капель» увеличивалась, сила тяжести становилась больше прочности силикатов, и «капли» проходили сквозь силикатную массу к центру планеты. Опускание тяжелых масс высвобождало еще больше гравитационной энергии в виде тепла, вызывая быстро развивающийся процесс, в результате которого появилось расплавленное ядро, состоящее преимущественно из железа, а силикатная мантия осталась твердой (более подробные сведения об условиях плавления и т.п. приводятся в гл. 6). Таким образом, первично однородные по составу планеты земной группы могли на ранней стадии своей истории стать внутренне расслоенными на две главные области — ядро и мантию (табл. 5.2).

Все эти события имели место вскоре после образования Солнечной системы, т.е. 4,6 млрд. лет назад. После этого планеты испытали процессы дальнейшего частичного плавления и сегрегации элементов, связанные как с начальным разогревом, так и с длительным радиогенным выделением тепла при распаде  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  и К. В частности, шел рост химически обособленного корового слоя, имеющегося на Земле и Луне и постулируемого для Марса и Венеры. В противоположность быстрому образованию планетных ядер развитие коры, согласно вполне надежным данным, заняло в истории каждой планеты значительный отрезок времени (по отношению к Земле эти данные представлены в гл. 7–10). Однако длительность этого развития является, по-видимому, функцией размера планеты (см. разд. 5.4) и связана с отношением объема к площади поверхности, что определяет отношение количества выделяемого тепла к величине тепловых потерь при излучении [118].

5.2.3. *Краткие выводы о моделях аккреции.* Главные особенности моделей неоднородной и однородной аккреции суммированы в табл. 5.2. Мы подчеркиваем, что это две крайние точки зрения: предложено много других возможных вариантов, так или иначе объединяющих эти два подхода (один из таких вариантов представлен в разд. 5.5).

Особенность, общая почти для всех моделей, — нагревание, происходящее вскоре после аккреции вследствие ряда возможных причин. Оно необходимо, чтобы отделить образующие ядро элементы в однородной модели и чтобы рассортировать их в неоднородной модели (рис. 5.1); в обоих случаях разделение осуществляется по плотности. Однако те химические и плотностные различия, которые вытекают из второй модели, имеют гораздо более фундаментальное значение и позволяют предвидеть далеко идущие следствия высокотемпературного процесса аккреции. В неоднородной модели предполагается,

что железо участвует в аккреции непосредственно, т.е. как восстановленный металл, тогда как в однородной модели исходным является сильно окисленное вещество, которое отождествляется (разд. 4.5) с самым первичным веществом Солнечной туманности, представленным в углистых метеоритах — хондритах. Возвращаясь к рис. 4.9, отметим, что имеются большие различия в степени окисленности вещества метеоритов: от наименее окисленных (группа E), практически не содержащих силикатов железа, до наиболее окисленных (группа C), в которых отсутствует металлическое железо. Еще важнее то, что для большинства групп характерны четкие различия в значениях Fe/Si; это отношение возрастает в следующем порядке: LL, L, C, E и H (последние две группы неразличимы). Чтобы объяснить эту особенность, необходимо, казалось бы, различные температуры конденсации, как в неоднородной модели. Однако имеются веские основания предполагать, что большинство метеоритов являются неравновесными образованиями, так как они прошли сравнительно короткий этап развития в условиях высоких температур (разд. 4.5). Хотя различные значения отношения Fe/Si могли бы свидетельствовать о неоднородной аккреции, в равной мере возможно, что наименее окисленные метеориты (E и H) имеют наивысшие значения Fe/Si *потому*, что они были заморожены на полпути к формирующемуся ядру материнской планеты. Чтобы сделать более уверенный выбор между разными моделями аккреции, необходимо перейти от мелких и, возможно, непредставительных образцов метеоритов к самым массивным планетам земной группы, включая Землю и Луну. Но прежде чем сделать это, полезно установить некоторые геохимические показатели, касающиеся относительных объемов силикатной, сульфидной и металлической зон во внутренних областях планет и распределения всех химических элементов между этими зонами.

**5.3. Сегрегация элементов: некоторые геохимические правила.** Многие геологические процессы, такие, как выветривание, осадконакопление, метаморфизм и частичное плавление, непрерывно отделяют одни химические элементы от других в ходе циклического преобразования горных пород. Например, физические и химические процессы обуславливают раздельное отложение осадков песчаных пляжей ( $\text{SiO}_2$ ), известняковых рифов ( $\text{CaCO}_3$ ) и залежей угля (преимущественно углерод). Поведение различных элементов как на поверхности, так и внутри планет определяется их электронной конфигурацией и родством по различным типам кристаллических связей. В дифференцированных метеоритах, например, элементы собираются в ясные, хотя и перекрывающиеся, группы силикатов, сульфидов и металлов. Выделяют следующие группы элементов:

а) *Литофильные* (от греческого «литос» — камень) элементы, которые встречаются, как правило, в соединении с кислородом в оксидах и силикатах: Rb, K, Ba, Na, Sr, Ca, Mg и др.

б) *Халькофильные* (от греческого «халькос» — медь) элементы, встречающиеся в основном в сульфидах: Cu, Zn, Pb, Sn, Ag и др.

в) *Сидерофильные* (от греческого «сидерос» — железо) элементы, встречающиеся обычно в металлическом виде: Fe, Ni, As, Pt, Ir, Au и др.

Те же правила применимы ко всем земным породам, и, очевидно, они связаны с фундаментальными свойствами элементов. По сути дела, способность элементов входить в те или иные соединения зависит от их положения в Периодической системе. Здесь мы упростим дело, используя только одно свойство каждого из элементов — его *электроотрицательность E*, которую измеряют в безразмерных величинах от 0 до 4 по шкале, предложенной Полингом [168]. Указанное свойство — это способность атома притягивать электроны и становиться вследствие этого отрицательно заряженным *анионом*. Так, эта



Таблица 5.3. Геохимические группы элементов и электроотрицательность катионов [168]

$E < 1,6$ Литофильные элементы	$1,6 < E < 2,0$ Халькофильные элементы	$2,0 < E < 2,4$ Сидерофильные элементы
Cs <sup>+</sup> 0,7	Zn <sup>2+</sup> 1,6	As <sup>3+</sup> 2,0
Rb <sup>+</sup> 0,8	(U <sup>4+</sup> 1,7)	(P <sup>5+</sup> 2,1)
K <sup>+</sup> 0,8	(W <sup>4+</sup> 1,7)	Ru <sup>4+</sup> 2,2
Ba <sup>2+</sup> 0,9	(Si <sup>4+</sup> 1,8)	Rh <sup>3+</sup> 2,2
Na <sup>+</sup> 0,9	(Ge <sup>4+</sup> 1,8)	Pd <sup>2+</sup> 2,2
Sr <sup>2+</sup> 1,0	Fe <sup>2+</sup> 1,8	Os <sup>4+</sup> 2,2
Ca <sup>2+</sup> 1,0	Co <sup>2+</sup> 1,8	Ir <sup>4+</sup> 2,2
Li <sup>+</sup> 1,0	Ni <sup>2+</sup> 1,8	Pt <sup>2+</sup> 2,2
Редкие земли 1,0–1,2	Pb <sup>2+</sup> 1,8	Au <sup>+</sup> 2,4
Mg <sup>2+</sup> 1,2	Mo <sup>4+</sup> 1,8	
Sc <sup>3+</sup> 1,3	Cu <sup>2+</sup> 1,9	
Th <sup>4+</sup> 1,3	Ag <sup>+</sup> 1,9	
V <sup>3+</sup> 1,4	Sn <sup>4+</sup> 1,9	
Zr <sup>4+</sup> 1,4	Hg <sup>3+</sup> 1,9	
Mn <sup>2+</sup> 1,5	Sb <sup>3+</sup> 1,9	
Be <sup>2+</sup> 1,5	Bi <sup>3+</sup> 1,9	
Al <sup>3+</sup> 1,5	Re <sup>3+</sup> 1,9	
Ti <sup>4+</sup> 1,5		
Cr <sup>3+</sup> 1,6		

*Примечание.* В скобках указаны элементы, проявляющие свойства, которые характерны для группы литофильных элементов: их малый ионный размер и большой заряд благоприятствуют образованию сложных анионов с кислородом; здесь они отнесены к другим группам только по значениям их электроотрицательности.

величина принимает наивысшее значение у галогенов (F<sup>-</sup>, 4,0), она высока также у кислорода (O<sup>2-</sup>, 3,5), имеет среднее значение у серы (S<sup>2-</sup>, 1,5). Однако она низка у элементов со свойствами металлов: они теряют электроны и становятся положительно заряженными катионами (например, Mg<sup>2+</sup>, 1,2; Si<sup>4+</sup>, 1,8; Fe<sup>2+</sup>, 1,8). Кроме кислорода, серы и нескольких сложных анионов (например, силикатов, фосфатов и т. д.), все остальные интересующие нас элементы образуют катионы; величины их электроотрицательности приведены в табл. 5.3.

Если два каких-либо элемента заметно различаются по значениям  $E$ , то образующаяся между ними связь будет, скорее всего, *ионной*, для которой характерно сильное электростатическое притяжение (например, NaCl). Все указанные в табл. 5.3 элементы со значениями  $E$  меньше 1,6 обладают сродством для образования ионной связи с кислородом и демонстрируют тем самым на планетах земной группы литофильное поведение. За исключением элементов, также относящихся к литофильным из-за их большого заряда, способствующего образованию сложных анионов с кислородом (в табл. 5.3 эти

элементы заключены в скобки), другие элементы со значениями  $E$  между 1,6 и 2,0 относятся, как правило, к халькофильным. Это связано с тем, что они мало отличаются по электроотрицательности, скажем, от серы ( $E = 2,5$ ); в результате эти элементы как бы «делят» электроны между собой, образуя, следовательно, ковалентные связи. На деле существует целый ряд различных разновидностей связи от полностью ионной до полностью ковалентной, что зависит от электроотрицательности соединяющихся элементов. Третий тип встречающейся в природе связи характерен для металлов, которые имеют правильную структуру с плотной упаковкой и часто состоят из атомов только одного вида. Положительно заряженные металлические ионы окружены «газом», состоящим из подвижных электронов, что и обуславливает высокую тепло- и электропроводность металлов. К этой группе относятся элементы, имеющие электроотрицательность между 2,0 и 2,4; они называются сидерофильными, так как на Земле часто встречаются вместе с металлическим железом. Здесь заключен интересный парадокс, поскольку железо, дающее название этой группе, имеет значение электроотрицательности 1,8 и должно быть отнесено, по принятой здесь классификации, к халькофильным элементам. Прежде чем объяснить этот парадокс, приведем зависимость между электроотрицательностью элементов и их геохимическим сродством:

литофильные элементы:  $E < 1,6$ , но, кроме того, элементы с более высокими значениями  $E$ , образующие сложные анионы;

халькофильные элементы:  $1,6 < E < 2,0$ , за исключением упомянутых выше элементов, образующих сложные анионы;

сидерофильные элементы:  $2,0 < E < 2,4$ .

(По классификации, принятой в Периодической системе, наиболее литофильные элементы — это катионы щелочной и щелочноземельной групп, тогда как халькофильные и сидерофильные относятся главным образом к переходным группам, причем для сидерофильных элементов характерна тенденция иметь высокие массовые числа.)

Что же можно сказать, исходя из этих геохимических правил, относительно распределения элементов в недрах планет земной группы? Это распределение зависит от относительного содержания главных присутствующих элементов; в планете, имеющей состав углистых хондритов (рис. 5.3), 92% массы приходится всего на пять элементов, а именно на железо, кислород, кремний, магний и серу. Если дать этим элементам возможность образовывать соединения, то появится литофильный слой, в котором будут преобладать магниевые силикаты (оливины и пироксены). При взгляде на относительное распределение масс, показанное на рис. 5.3, может показаться, что кислорода недостаточно, чтобы соединиться со всем имеющимся магнием и кремнием, но это не так, потому что кислород — легкий элемент, и некоторая его часть после этого еще останется. Вследствие своей электроотрицательности железо ведет себя как халькофильный элемент и автоматически будет соединяться с имеющейся серой. Однако некоторая часть железа должна соединиться с остающимся кислородом и вести себя, таким образом, как литофильный элемент. Тем не менее большая распространенность железа (рис. 5.3) обуславливает возможность того, что часть его останется в металлическом виде после использования всего кислорода и всей серы; следовательно, в планетах земной группы образуется сидерофильный слой. Это особенно вероятно, если кислород улетучился (реакции (5.1) и (5.2)), и поэтому количество кислорода на планете определяет размер сидерофильного слоя.

В результате образования указанных соединений должны возникнуть три отдельных слоя, в которых будут преобладать последовательно 1) силикаты магния и железа, 2) FeS

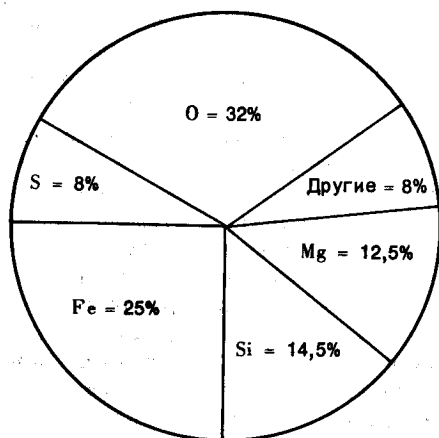
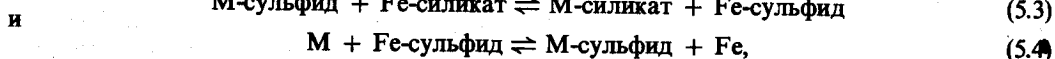
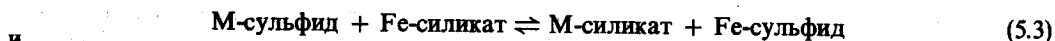


Рис. 5.3. Приблизительное содержание главных химических элементов, образующих 92% массы твердого вещества планеты, имеющей такой же состав, как у углистых хондритов. Органические соединения, вода и другие элементы составляют вместе остальные 8% [239]. Заметим, что показанная на рисунке распространенность элементов та же, которая выводится в гл. 4 на основании изучения числа атомов метеоритов, но здесь она преобразована в относительные атомные массы (путем деления на атомные веса). Это повышает кажущееся обилие железа, но в иных отношениях не влияет на порядок распространенности элементов, установленный в гл. 4.

и 3) металлическое железо. При условии, что температура достаточно высока, эти слои расположатся в порядке плотности. Таким образом, предполагается, что в ядре Земли должны существовать внутренняя металлическая область и внешняя область, богатая сульфидами; кора и мантия должны иметь силикатный состав (см. рис. 1.1 и гл. 6–8). Это сидерофильный, халькофильный и литофильный слои, а остающиеся металлические элементы (М) распределятся по этим слоям в соответствии со своими электрохимическими свойствами (табл. 5.3). В течение всей истории активного развития планет земной группы происходят равновесные реакции, такие, как



постепенно сортируя три указанные категории элементов и направляя их в соответствующие слои. На Земле эффективность этого процесса была высокой благодаря долгому периоду внутренней активности, но разделение элементов в полной мере еще не достигнуто. Например, в земной коре до сих пор обнаруживаются следы золота и платины, хотя наибольшее содержание этих элементов должно быть в ядре планеты (чем не заманчивый объект разработки для предприимчивого старателя?). Если же говорить серьезно, то табл. 5.3 позволяет заключить, что на любой планете такие элементы, как алюминий, кальций и щелочные, должны накапливаться почти исключительно в мантии и коре, а никель должен входить в состав ядра.

В конце данного раздела имеет смысл повторить, что деление на слои в решающей степени зависит от того, сколько имеется кислорода и серы. Если бы Земля действительно состояла из вещества углистых хондритов (как на рис. 5.3), которое сильно окислено, то она была бы почти целиком литофильной с малым халькофильным ядром (около 20% всей массы Земли приходилось бы на FeS) и без каких-либо свободных металлов. Поскольку же Земля имеет весьма значительное ядро (32% ее массы), из этого следует, что, если во всех других отношениях ее химизм близок к химизму углистых хондритов, она должна была потерять несколько процентов кислорода. Таким образом, общее окислен-

ное состояние планеты может определять размер ее ядра, присутствие в нем металлической области и положение границ между соответствующими слоями.

**5.4. Планеты земной группы и Луна.** 5.4.1. *Земля и хондритовая модель Земли.* Здесь мы снова обращаем взор на Землю и ближайшие к ней тела Солнечной системы. Теперь наша главная задача — изучить те характеристики, которые накладывали бы полезные ограничения на модели аккреции. В частности, нас интересует то, как предсказывают эти модели состав планет и их плотность в зависимости от размера планеты и (или) от расстояния между планетой и Солнцем (последняя характеристика в табл. 5.2). Поскольку Земля и Луна подверглись наиболее полным исследованиям, полезно начать с них, а затем провести сравнение с другими планетами.

Земля — самая плотная и самая крупная планета земной группы (табл. 4.1), и это, по всей видимости, согласуется с предсказаниями модели однородной аккреции. Чтобы провести дальнейшую проверку этого заключения, необходимо сравнить валовой состав Земли с составом первичной Солнечной туманности (как у хондритов на рис. 4.7). Но этого сделать нельзя, так как наши знания об особенностях состава Земли ограничены непосредственными наблюдениями земной коры, которая не отражает состава всей Земли в целом. Однако с помощью геохимической теории (разд. 5.3) можно оценить различия между составом хорошо изученной континентальной коры (гл. 9) и составом протосолнечной туманности и провести заслуживающие внимания сопоставления. На рис. 5.4 видно, что соответствие между составами земной коры и солнечной атмосферы хуже, чем для хондритов. Земная кора образовалась путем частичного плавления из литофильной мантии; эти расплавы выборочно обогащены литофильными элементами (гл. 7–9), поэтому кора представляет собой наиболее ярко выраженную литофильную область Земли. Таким образом, неудивительно, что содержание литофильных элементов (Na, Al, Ca, K, Sr, Rb, Zr, Ba и т. д.) в коре сильно повышено, а халькофильных (например, Zn, Cu, Cd, Ag) и сидерофильных (Ni, Pd, Pt, Rh и Au) понижено. Заметьте, что железо попало на рис. 5.4 на прямую одинаковой распространенности, а магний оказался единственным литофильным элементом, распространенность которого в земной коре понижена. Особенности процессов частичного плавления в мантии таковы, что железо попадает в первые же расплавы, а магний остается в мантийном материале (истощенный перидотит; см. гл. 7). Отношение Fe/Mg в мантии соответственно гораздо ниже, чем в коре, а вся литофильная зона Земли (кора плюс мантия) по сравнению с солнечной атмосферой должна быть обогащена магнием и обеднена железом.

Учитывая, что сидерофильно-халькофильное ядро составляет 32% массы Земли, а остальные 68% приходятся на литофильные кору и мантию (о чем говорилось при обсуждении плотностного разреза в гл. 3), мы можем сделать на основании анализа рис. 5.4 вывод, что валовой состав Земли, по-видимому, очень близок к составу *нелетучих компонентов* солнечной атмосферы и, следовательно, по рис. 4.7, к составу хондритов. Это послужило основой для разработки хондритовой модели Земли, впервые предложенной в 1950-х годах. По этой модели валовой состав Земли отвечает составу углистых хондритов (рис. 5.3) при условии, что большая часть воды и органических соединений ими потеряна. Ввиду важного значения хондритовой модели, в которой предполагается однородная аккреция (табл. 5.2), на проверку ее обоснованности и вытекающих из нее следствий было обращено большое внимание. При этом обнаружилось много осложнений, и сейчас можно сказать, что хондритовая модель должна считаться только хорошим *приближением* к оценке состава Земли.

В 1963 г. С. Тейлор [212] решил сопоставить распространенность элементов в земной

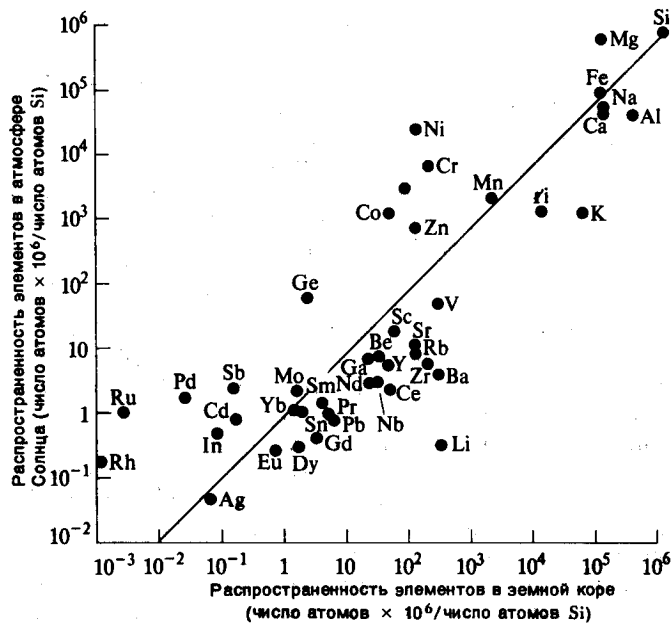


Рис. 5.4. Сравнение распространенности элементов в солнечной атмосфере и в континентальной коре Земли. Как и на рис. 4.7, распространенность кремния соответствует значениям  $10^6$  (на обеих осях). H, He, C, O и N на схеме не показаны, так как они значительно более обильны в солнечной атмосфере и либо были потеряны Землей, либо только частично захвачены при ее аккреции [248].

коре с составом высокожелезистых метеоритов (группа H), так как имелись уже многочисленные данные об их сходстве с земными породами в следующем: 1) эти хондриты обеднены водой и органическими соединениями по сравнению с группой углистых метеоритов и 2) имеющееся в них железо содержится в форме свободного металла и сульфида. Тейлор подсчитал долю общей распространенности каждого элемента в хондритовой (состава хондритов группы H) Земле, отвечающую наблюдаемой распространенности данного элемента в коре. Оказалось, что у большинства сильно литофильных элементов значительная доля их ожидаемого «обилия», в расчете на всю Землю, падает на одну только кору, но в двух случаях — по отношению к урану и торью — получилось, что кора в действительности содержит больше этих элементов (в 1,7 и 2,1 раза соответственно), чем должно быть во всей Земле хондритового состава! Другое важное заключение относится к щелочным элементам — калию, рубидию и цезию, содержание которых в коре из-за их очень сильно выраженных литофильных тенденций должно достигать 50–100% всего своего земного «обилия». Они должны иметь в коре не меньшую концентрацию, чем, например, барий, лантан и церий, которые обладают несколько большей электроотрицательностью (см. табл. 5.3). Однако доля хондритовой распространенности в коре для K, Rb и Cs составляет 21, 26 и 22% соответственно, а для Ba, La и Ce — 93, 82 и 59%; отсюда следует, что Земля обеднена калием, рубидием и цезием относительно их содержания в хондритах примерно на две трети. Итак, из проведенного анализа следует, что Земля содержит:

- а) вдвое больше U и Th, чем в хондритах группы H;
- б) только треть доли K, Rb и Cs в этих метеоритах.

Проведенный Рингвудом в 1975 г. новый анализ хондритовой модели Земли [185] был основан на предполагаемом составе мантии, а не коры, причем использовались

данные об ультраосновных породах, базальтовых магмах и т. д. (см. гл. 7, а также работу [165]). Поскольку на мантию приходится 68% массы Земли, а на кору — меньше 1%, сравнение хондритов с мантийным материалом представляется более оправданным. Рингвуд пришел к тем же выводам, которые изложены выше, но отметил, что метеориты группы Н и большинство обычных хондритов обеднены тугоплавкими элементами (Са, Al и др., табл. 5.1), в том числе ураном и торием, по сравнению с углистыми хондритами. Кроме того, по мнению Рингвуда, как и по мнению многих других современных исследователей, Тейлор переоценил содержание U и Th в коре. Следовательно, сравнение валового состава Земли с составом *углистых* хондритов дает гораздо лучшее совпадение для тугоплавких элементов, но остается расхождение, связанное с обеднением щелочами. Хотя существуют некоторые данные, что «недостающие» щелочные элементы могли попасть в ядро Земли (вследствие их возможного халькофильного поведения при высоких давлениях; см. гл. 6), для модели однородной аккреции (табл. 5.2) обеднение Земли щелочными элементами не является затруднением, так как эти элементы могли улечься во время аккреции вслед за водой, двуокисью углерода и т. д. Однако данные по одной только Земле не могут опровергнуть представление о неоднородной аккреции, потому что, исходя из критериев табл. 5.2, мы должны сравнить состав других планет с составом Земли и лишь после этого делать какие-либо определенные заявления по поводу различий в значениях Fe/Si и т. д. Такое сравнение проводится в следующих разделах.

5.4.2. *Луна.* Веками владела Луна воображением ученых, но хороших сведений о ней было мало вплоть до недавних космических экспедиций, которые принесли новые и захватывающие открытия. Многие из них касаются истории развития Луны в геологическом смысле и, что еще важнее, состава ее недр. Но нам необходимо обсудить прежде всего вопрос о происхождении Луны, так как данные по этому вопросу для нас полезнее всего.

Луна имеет радиус 1738 км и среднюю плотность 3340 кг/м<sup>3</sup>. Это, следовательно, один из самых крупных спутников в Солнечной системе, что позволяет выдвинуть предположение, что Луна когда-то была самостоятельной планетой. Исторические свидетельства и геологические данные, касающиеся изменения лунной орбиты, указывают на то, что Луна постепенно увеличивает свой момент количества движения (а значит, и расстояние от Земли) за счет нашей планеты. А это в свою очередь указывает на тесную связь Земли и Луны в прошлом. О происхождении Луны мнения расходятся: одни считают, что аккреция Луны происходила совместно с аккрецией Земли в пространстве, по мнению других, Луна откололась от Земли или даже была независимым «скитальцем» в Солнечной системе и затем уже была захвачена Землей (обзоры имеющихся гипотез см. в работах [119, 249, 202]). Теория бинарной совместной аккреции завоевала наиболее широкое признание главным образом по динамическим соображениям; например, легче допустить, что Земля могла захватить много мелких обломков, чем одну крупную готовую Луну. Интересно обсудить на этом фоне данные о химических различиях между Землей и Луной.

С Земли хорошо видно, что поверхность Луны делится на светлые и темные участки, которые отождествляются с разными топографическими особенностями: более светлые участки называют *возвышенностями, горами* и т. п., более темные — *морями* (когда-то думали, что это и на самом деле океанические впадины). Возвышенности сложены анортозитами и габбро-анортозитами (70–100% кальциевого плагиоклаза), имеющими возраст 4,0–4,5 млрд. лет. По-видимому, из этих пород сформировалась древняя кора Луны, а затем, при возникновении лунных морей около 4 млрд. лет назад, она была расколота, ве-

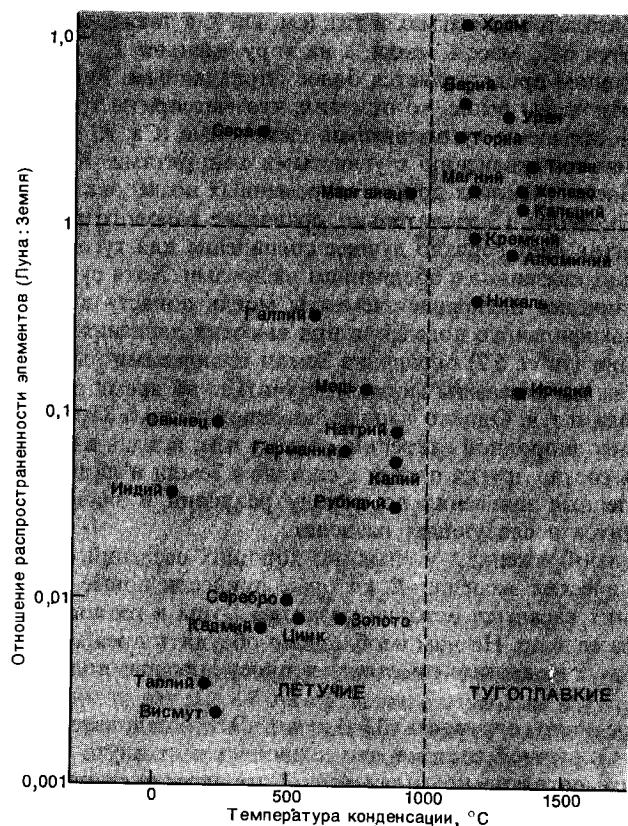


Рис. 5.5. Сравнение распространенности элементов в лунных и земных базальтах. Вертикальная штриховая линия отделяет летучие фазы от тугоплавких: распространенность элементов подчиняется этому разделению (см. табл. 5.1) [213].

роятно, в результате ударов крупных планетезималей. Впадины морей заполнились после этого обширными потоками базальтовой лавы, возраст которой составляет 3,2–3,9 млрд. лет, но свидетельств более поздней вулканической деятельности не обнаружено.

Базальтовые лавы дают некоторые важнейшие сведения о составе Луны, так как, подобно земным базальтам, они образуются, по-видимому, в результате частичного плавления во внутренних областях планеты (см. также гл. 7). На рис. 5.5 представлена диаграмма отношения распространенности некоторых элементов в лунных и земных базальтах в зависимости от температуры конденсации этих элементов (табл. 5.1). Щелочные элементы включены на рис. 5.5 в группу летучих, и в лунных базальтах они относительно истощены, тогда как содержание тугоплавких элементов повышено. Учитывая, что никель и иридий — это два тугоплавких элемента, которые в обычном случае проявляют сидерофильные тенденции, можно считать наилучшим описанием диаграммы, приведенной на рис. 5.5, следующее.

По сравнению с земными базальтами в лунных базальтах летучие и сидерофильные элементы истощены, а содержание тугоплавких литофильных элементов повышено.

Выпадающее из этой закономерности обогащение лунных базальтов летучей серой связано с кристаллизацией в них троилита ( $\text{FeS}$ ), тогда как в относительно богатой кис-

лородом земной вулканической обстановке образуется газ  $\text{SO}_2$ , при отгонке которого остающееся железо соединяется с кислородом в кристаллическом магнетите ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ).

Является ли специфичная геохимия лунных базальтов характеристикой той области лунных недр, где эти базальты выплавились, или же эти геохимические особенности возникли при излиянии базальтовой лавы на лунную поверхность в условиях высокого вакуума? Два вида доказательств указывают на первое. С одной стороны, значительные потери маловероятны, поскольку элементы могут улечиваться, только оказавшись на поверхности или очень близко к ней [213]. С другой стороны, анализ образцов, взятых со всех мест посадки «Аполлона», показал удивительно постоянное соотношение летучих и тугоплавких элементов. Был сделан вывод, что область образования лунных базальтов по сравнению с мантией Земли обогащена тугоплавкими элементами за счет летучих и сидерофильных. Подобные же заключения были сделаны в результате изучения анортозитовых пород лунных возвышенностей, а именно, что эти породы обогащены  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  и другими тугоплавкими составляющими. *Эта коренная особенность лунной геохимии, отличающая лунные породы от их земных аналогов, обнаруживается во всех без исключения образцах лунных пород.*

Помимо этих геохимических данных экспедициями «Аполлонов» были получены интересные результаты геофизических исследований. Была развернута сеть сейсмоприемников, которые начали записывать сигналы от ударов специально для этого сбрасываемых отработанных частей космического корабля, от ударов природных тел о поверхность Луны и от лунотрясений, которых отмечается около 3000 в год. Сведения о внутреннем строении Луны, полученные путем интерпретации этих сигналов, представлены на рис. 5.6. Наиболее четкий сейсмический раздел находится на Луне на глубине около 60 км, где скорость  $P$ -волн меняется от 7 км/с (это значение считается характерным для анортозит-габбро-базальтовой коры) до 7,7 км/с в лунной «мантии», имеющей, вероятно, перидотитовый состав (см. гл. 7). Скорости продольных волн последовательно возрастают от 7,7 до 8,3 км/с до глубины 1000 км; в этом глубинном интервале регистрируются и поперечные волны. Поэтому область до глубины 1000 км определяется как лунная «литосфера». Ниже 1000 км скорость  $P$ -волн падает на 0,3 км/с, а  $S$ -волны затухают, что отнюдь не означает, что здесь имеют место какие-то ошеломляющие изменения состава или фазового состояния, а просто свидетельствует о появлении некоторого количества расплава. Вся центральная область радиусом 700 км находится, возможно, в частично расплавленном состоянии и считается лунной «астеносферой». До сих пор еще отсутствуют сейсмические данные о том, имеет ли Луна металлическое ядро, хотя некоторые исследователи заявляют, что они располагают палеомагнитными данными о его существовании.

Измерения теплового потока (см. приложение 9) на Луне дали значения, составляющие около половины соответствующих значений для Земли (см. гл. 8), т.е. значительно более высокие, нежели ожидалось, так как у Луны большее отношение площади поверхности к объему и, следовательно, она должна была бы потерять свое внутреннее тепло и остыть быстрее, чем Земля. Чтобы можно было получить наблюдаемый тепловой поток на Луне, сильно обедненной калием, а значит, и радиоактивным  $^{40}\text{K}$  (рис. 5.5), содержание  $\text{U}$  и  $\text{Th}$  на Луне, согласно предположениям, должно значительно превышать их относительную распространенность на Солнце. Есть и другие доказательства (рис. 5.5) того, что Луна обогащена тугоплавкими литофильными элементами по сравнению с Землей и хондритами.

Уместно теперь прямо спросить: какой свет проливают эти данные на различные мо-



дели аккреции? Низкие содержания как летучих, так и сидерофильных элементов (табл. 5.1) позволяют предположить, что на Луне сконцентрировались высокотемпературные конденсаты, и, таким образом, Луна представляет собой крупный, но загрязненный примесями аналог включений метеорита Allende. Даже если Луна имеет металлическое ядро, все равно ее отношение Fe/Si должно быть ниже, чем у Земли, и все эти данные, взятые в совокупности, можно было бы использовать как доказательство неоднородного состава Солнечной туманности во время аккреции планет. Такой вывод был бы особенно логичен, если считать, что Луна образовалась независимо и была захвачена Землей; однако более популярно представление о том, что оба тела формировались совместно, причем аккреция Луны происходила, вероятно, из «отстойного» кольца, возникшего вокруг Земли [185]. В этом случае, как подчеркивает Браун [29], валовой состав Луны может быть похож на состав мантии Земли после потери летучих и сидерофильных элементов. Если Луна действительно образовалась из кольцевого скопления обедненного летучими силикатного материала, располагавшегося вокруг растущей Земли, в которой развивалось также обогащенное сидерофильными элементами ядро, то геохимия обоих тел, взятых вместе, может быть объяснена, исходя из представления о первично однородной хондритовой массе. Какая-то часть этой массы либо не участвовала в аккреции, либо была потеряна после нее. Масса Луны составляет только 1,2% массы Земли, поэтому ее обособление едва ли может повлиять на оценки первоначального состава Земли (разд. 5.4.1). Следовательно, пока мы не получим более определенных сведений о происхождении Луны, наши знания о ее геохимии нельзя использовать для решительного выбора между различными моделями аккреции. Но вместе взятые Земля и Луна имеют, по видимому, валовой хондритовый состав, обедненный всеми летучими веществами, включая щелочные элементы.

В последующих разделах приводятся те немногочисленные данные по Марсу, Венере и Меркурию, которые имеют отношение к моделям аккреции планет. В принципе изучение этих планет имеет самое прямое отношение к выбору моделей, но разрозненные имеющиеся данные приводят к очень сложным и запутанным построениям. Соответственно эти разделы набраны здесь петитом («необязательное чтение»); обсуждаемые аргументы суммированы в разд. 5.5.

5.4.3. *Марс.* Фотографии Марса, сделанные с близкого расстояния и на поверхности во время космических экспедиций 1970-х годов (по программам «Маринер» и «Викинг»), показали, что планета имеет внушительный и разнообразный рельеф с обширными сухими руслами, лавовыми потоками и вулканами. К сожалению, наши представления о возрасте этих образований основываются только на крайне спорных результатах изучения плотности кратеров. Однако все согласны с тем, что у Марса была длительная история активного развития, завершившаяся, вероятно, в каком-то интервале последних 2 млрд. лет. Опустившиеся на поверхность Марса «Викинги» сделали в 1976 г. несколько грубых анализов флюоресценции

образцов горных пород с помощью рентгеновских лучей; анализы показали присутствие сильно выветрелых силикатов, окислов, сульфатов и карбонатов на фоне общего базальтового состава, возможно, с большим содержанием железа, чем в земных базальтах. Ввиду того что в марсианской атмосфере отношение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  оказалось значительно выше по сравнению с Землей, было высказано предположение, что в приповерхностных породах Марса содержание летучих элементов и калия также выше, чем на Земле (радиоактивный распад  $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$  повышает указанное выше отношение по сравнению с принимаемым начальным значением для первичной Солнечной туманности). Однако имеются и другие объяснения [202].

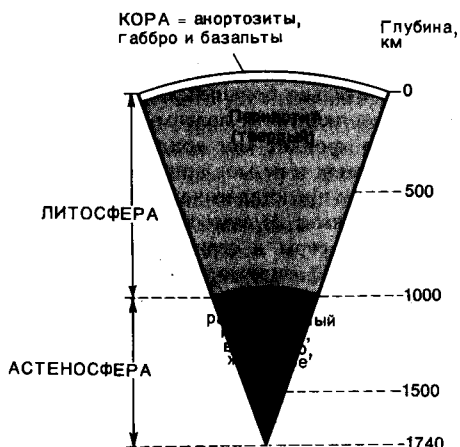


Рис. 5.6. Схема глубинного строения Луны, построенная на основании сейсмических данных и указывающая вероятный тип горных пород в каждом слое.

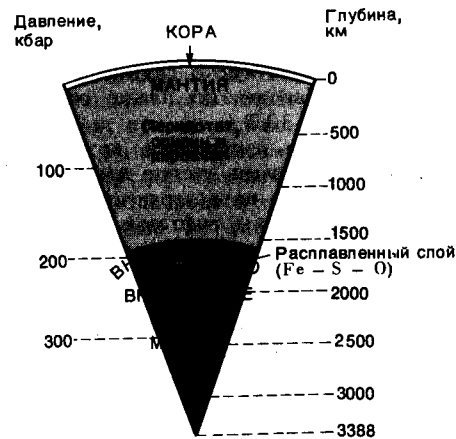


Рис. 5.7. Возможная структурно-геохимическая модель внутреннего строения Марса. (По работе [189], с изменениями.)

Геофизические исследования способны дать более обширные сведения о внутреннем строении и общем составе планеты, но сейсмические эксперименты по программе «Викинг» закончились почти полной неудачей. Наши знания ограничиваются после них значениями момента инерции и средней плотности ( $3940 \text{ кг/м}^3$ ), составляющей только немного больше 70% плотности Земли. Но это различие не требует больших отклонений в валовом составе, так как вещество Марса — планеты, гораздо менее массивной, чем Земля, — значительно слабее сжато. (Давление внутри планеты является функцией глубины, а поскольку радиус Марса составляет только половину земного, один и тот же материал в центре Марса будет иметь гораздо меньшую плотность, чем в центре Земли.) Марс должен иметь ядро, так как его полярный момент инерции ( $C = 0,376$ ) меньше, чем у твердого шара, сделанного из однородного материала ( $C = 0,4$ ). Однако марсианское ядро либо меньше земного, либо имеет меньшую плотность (для Земли  $C = 0,331$ ; см. обсуждение этого вопроса в работе [51]). По составу Марс, вероятно, мало отличается от Земли (см. также разд. 5.5), а менее полное обособление железа в марсианском ядре коррелируется с его распространенностью в поверхностных породах. Это, возможно, указывает на большую окисленность вещества

планеты, в результате чего в литофильном слое содержится больше железа, ядро оказывается меньше, чем у Земли (см. разд. 5.3), а потери летучих при аккреции также меньше при хондритовом в целом составе. Чтобы на данном этапе сказать о Марсе больше, придется использовать какие-то модели внутреннего строения Марса и его состава, но едва ли будет правильно проверять модели аккреции с помощью геохимических моделей! Одна такая геохимическая модель, основанная на предположении о крайне окисленном валовом составе (с магнетитовым ядром), показана для интереса на рис. 5.7, но в равной степени годятся и модели с ядром, имеющим состав Fe-FeS (см., например, работу [111]).

Большее содержание летучих (кислорода и, возможно, калия; см. выше) в составе Марса не является достаточным аргументом для выбора той или иной модели аккреции. По неоднородной модели мы могли бы ожидать, что на Марсе содержание летучих больше, чем на Земле, в связи с тем, что Марс — наиболее удаленная от Солнца планета земной группы. А исходя из однородной модели, можно рассуждать о том, что эта сравнительно небольшая планета должна была потерять меньше летучих во время аккреционного разогрева.

5.4.4. Венера. Две оставшиеся планеты зем-

ной группы хуже изучены космическими аппаратами; кроме того, в отличие от Марса ни Венера, ни Меркурий не имеют спутников, так что даже момент инерции этих планет определить нельзя (см. разд. 3.3.2).

По радарным измерениям, позволяющим проникнуть через очень густую атмосферу Венеры, известно, что на поверхности этой планеты имеются каньоны, рифтовые долины, кратеры и, возможно, вулканы, но пока еще имеется мало данных, чтобы проверить предположение геологов о том, что такая крупная планета (82% массы Земли) должна еще активно развиваться [118]. Измерения по гамма-лучам содержаний K, U и Th, выполненные при пролетах космических аппаратов «Венера», позволили получить единственные имеющиеся пока химические данные с поверхности Венеры. Измеренные значения распространенности указанных элементов укладываются в диапазон между значениями, характерными для земных гранитов и базальтов, причем отношение K/U/Th близко к тому, которое известно на Земле. Из этого следует, что Венера и Земля имеют сходные значения отношения летучих элементов (K) к тугоплавким (U и Th).

Средняя плотность Венеры составляет 5240 кг/м<sup>3</sup>, т.е. она на 5% меньше, чем плотность Земли, но поскольку Венера немного меньше по размеру, ее глубокие внутренние области должны быть сжаты слабее и иметь меньшую плотность. Допустив, что в иных отношениях внутреннее устройство и состав обеих планет идентичны, Рингвуд и Андерсон [188] подсчитали, что наблюдаемая разность плотностей, составляющая 5%, должна быть снижена, учитывая разное сжатие, до 1,7%. Таким образом, маловероятно, чтобы Венера имела более высокое, чем Земля, отношение Fe/Si, как это предсказывается моделью неоднородной аккреции, потому что в этом случае Венера должна была (после введения поправки на давление) оказаться плотнее Земли. Льюис [135], приверженец модели неоднородной аккреции планет<sup>1</sup>, утверждает, что если аккреция Венеры происходила при совсем немного более высокой температуре, чем аккреция Земли, так что единственное различие между двумя планетами состоит

в относительном недостатке троилита (FeS) на Венере, то Венера должна иметь меньшую плотность, чем Земля. (Троилит и плотнее, и обладает сравнительно большей летучестью, чем силикаты (см. табл. 5.1), поэтому Льюис предположил, что троилит мог конденсироваться при аккреции Земли и не мог при аккреции Венеры.) Однако такое представление сталкивается с двумя трудностями: 1) атмосфера Венеры содержит частицы серы и серную кислоту, появившиеся, по всей видимости, как газообразные продукты вулканической деятельности, так что в состав планеты сульфиды входят; 2) Рингвуд и Андерсон [188] показали, что модель Льюиса требует также, чтобы Венера содержала меньше кислорода по сравнению с Землей, а это должно повысить, а не понизить разность плотностей (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> более летуч, чем FeS; см. табл. 5.1). Вместо этого Рингвуд и Андерсон предположили, что Венера потеряла немного меньше летучих, в частности кислорода, чем Земля, в полном соответствии с тем, что предсказывается моделью однородной аккреции (табл. 5.2), а в остальном обе планеты сходны. Чтобы объяснить разницу плотностей на 1,7%, они показывают в своей модели Венеры ядро меньшего (по сравнению с земным) размера с массой, составляющей 23% от массы планеты, и предполагают большее содержание окислов железа в мантии.

5.4.5. Меркурий. Космические зонды, посланные к Меркурию, показали нам сильно изрытую кратерами и, по всей видимости, неактивную планету. Это неудивительно, учитывая малые размеры планеты, так как доля тепловых потерь у малых планетных тел очень велика (см. разд. 5.4.2).

Плотность Меркурия (5420 кг/м<sup>3</sup>) на 15% больше той, которая должна быть у планеты данного размера, состоящей из того же материала, что и другие планеты земной группы. Предположения об испарении всех летучих веществ хондритового состава вплоть до щелочных полевых шпатов (табл. 5.1) еще недостаточно для объяснения такой плотности; поэтому на Меркурии должно быть меньше, чем на других планетах, образующих мантию силикатов (оливинов и пироксенов) и больше богатых железом веществ, слагающих ядро. Таким образом, плотность Меркурия дает наилучшее доказательство изменчивости отношения Fe/Si в составах планет земной группы, и большинство исследователей согласны с предположением

<sup>1</sup> Льюис [135] в своей работе анализирует модель неоднородной аккреции, но не является ее «приверженцем». — Прим. ред.

Юри [227] о высоком содержании металлического железа в составе Меркурия, что могло быть причиной высокой плотности этой планеты. Чтобы получить удовлетворительную модель внутреннего строения Меркурия, постулируется существование металлического ядра радиусом около 1800 км, окруженного 600-километровым слоем силикатной мантии, обогащенной тугоплавкими элементами.

Меркурий – ближайшая к Солнцу планета, и температуры преаккреционной туманности были там самыми высокими; имеющиеся

данные о Меркурии служат веским доказательством в пользу неоднородной модели аккреции (табл. 5.2). Меркурий не смог бы приобрести свой нынешний состав только в результате потери летучих при аккреционном разогреве хондритового материала. Возможно, однако, что аккреция Меркурия происходила в его собственной «зоне» неоднородной туманности, где большая часть железа уже успела сконденсироваться и сразу же после этого начали формироваться магниевые силикаты (обзор имеющихся представлений см. в работе [202]).

**5.5. Синтез: компромиссная модель аккреции.** Приведя в разд. 5.4 обзор данных о возможном составе планет, мы можем сделать следующие выводы.

а) Возрастание средней плотности с увеличением размера (табл. 4.1) для планет Марса, Венеры и Земли можно полностью объяснить, исходя из двух различных факторов. Во-первых, в связи с более сильным сжатием крупных планет, что приводит к повышению средней плотности без изменения состава. Во-вторых, чтобы объяснить результаты анализа поверхностных пород и данные о средней плотности, приходится все-таки предполагать небольшое увеличение содержания легких, летучих элементов, в частности кислорода, на Венере и особенно на Марсе. Если на Марсе и Венере кислорода больше, чем на Земле, то их металлические ядра составят соответственный меньший процент их массы.

б) Поскольку система Земля – Луна имеет состав, хорошо согласующийся (при учете потери большинства летучих элементов) с составом углистых хондритов, из этого следует, что составы Марса, Венеры и Земли близки к хондритовым, по крайней мере по распространенности тугоплавких элементов. Это позволяет предположить, что все они сформировались путем аккреции из сходного, вероятно однородного, вещества и что потеря летучих была вызвана аккреционным разогревом, поскольку чем меньше планета, тем меньше потеряно летучего материала (разд. 5.2.2).

в) Показанная на рис. 5.8 зависимость между радиусом планеты и ее плотностью подчеркивает корреляцию этих параметров для Земли, Венеры и Марса и резкое несоответствие для Меркурия, из чего следует, что его состав сильно отличается от состава других планет. Единственным сравнительно плотным веществом, которое может там присутствовать и которое было достаточно распространено в первичной Солнечной туманности, является железо. Таким образом, в состав Меркурия входят более высокотемпературные конденсаты, чем в состав других планет земной группы; неоднородные смеси сконденсировавшихся зерен существовали, должно быть, в Солнечной туманности еще до начала аккреции планет. На это же указывает состав внешних планет и некоторых хондритов, содержащих высокотемпературные конденсаты.

Здесь излагается одна из возможных моделей планетной аккреции, начиная с ситуации, показанной на рис. 5.9. Накопленные данные по всем планетам и метеоритам свидетельствуют о том, что Солнечная туманность перед началом аккреции была неоднородной. Однако данные по Марсу, Земле и Венере указывают, что внутри туманности существовала однородная «зона», состоявшая из зерен, которые стали материалом для

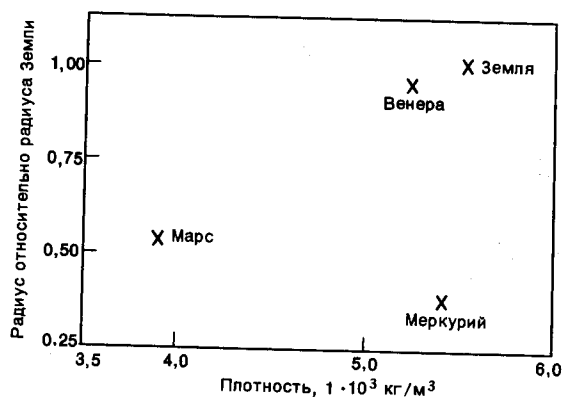


Рис. 5.8. Диаграмма зависимости между радиусом и плотностью планет земной группы. Диаграмма показывает, что для Марса, Венеры и Земли плотность является важной функцией размера, и эта зависимость обусловлена внутренним сжатием.

этих трех планет. Исходя из данных по всем планетам, можно заключить, что в Солнечной туманности было как минимум три зоны, выделяемые по последовательно более низкотемпературным конденсатам в направлении от центра. Помимо «хондритовой зоны», где температуры во время образования Земли были, вероятно, около  $100^\circ\text{C}$  (табл. 5.1), имелась внутренняя, высокотемпературная зона, в которой произошла аккреция Меркурия, и внешняя, низкотемпературная зона ( $< 0^\circ\text{C}$ ), из вещества которой сформировались почти все внешние планеты. Согласно этой модели, аккреция Земли развивалась в средней зоне посредством физических процессов, описанных в разд. 4.3. В ходе преобразований, описанных в разд. 5.2.2. и 5.2.3, наша планета нагрелась, потеряла летучие компоненты и образовала металлическое ядро.

Теперь наше внимание будет сфокусировано на Земле, и в последующих главах мы рассмотрим более детально физику и химию ядра, мантии и коры.

**Краткое содержание.** 1. Химические элементы, входящие в состав планет земной группы и метеоритов, группируются в три перекрывающихся класса: литофильные (силикаты коры и мантии), халькофильные (сульфидная фаза) и сидерофильные (металлическая фаза), согласно характеристикам, соответствующим их положению в Периодической системе и выражающимся через электроотрицательность (табл. 5.3).

2. Сравнение состава земной коры с составом фракции тяжелых элементов первичной Солнечной туманности (по солнечным спектрам) указывает на обогащение коры лито-

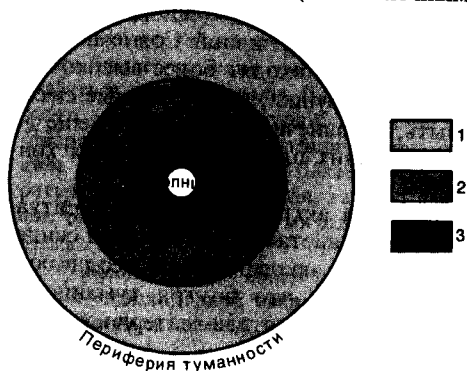


Рис. 5.9. Схематическое изображение возможных зон Солнечной туманности, содержащих сконденсировавшиеся зерна различного состава, непосредственно перед началом планетной аккреции. Подробнее см. в тексте. 1—облако низкой плотности, из которого образуются внешние планеты; состав облака соответствует составу первичной Солнечной туманности; 2—«хондритовое» облако высокой плотности: железо, сульфид железа и силикаты; 3—облако с высоким значением отношения Fe/Si; состав облака соответствует составу Меркурия.

фильными элементами и на обеднение ее элементами сидерофильными и халькофильными. Однако валовой состав Земли, согласно оценкам, очень близок к составу тяжелых элементов в солнечных спектрах, а по сравнению с углистыми хондритами Земля имеет пониженное содержание летучих компонентов. Потеря  $H_2O$ ,  $CO_2$  и т.д., а значит, и потеря кислорода означают, что много земного железа химически восстановлено и образует отдельное ядро, а не находится в соединениях с силикатами.

3. Основная химическая дифференциация на планетах земной группы могла идти двумя путями (см. табл. 5.2): а) путем сегрегации элементов в Солнечной туманности соответственно их температурам конденсации (табл. 5.1), что определяет *неоднородный* рост планет: сначала образуется тугоплавкое ядро планеты, а затем, когда температура в районе каждой планеты, находящейся в процессе аккреции, падает, менее тугоплавкая мантия; б) путем внутреннего разделения элементов в процессах плавления, происходящего во время и после аккреции, возможно, из *однородного* ранее сконденсировавшегося вещества туманности.

4. Сведения, полученные при химическом изучении поверхностных пород, сейсмические данные, значения плотности и момента инерции – все это подтверждает предположение о том, что Земля, Венера и Марс имеют сходный хондритовый валовой состав и различаются только содержанием летучих элементов, особенно кислорода, которое возрастает с уменьшением размеров планеты. Это позволяет считать, в согласии с однородной моделью, что степень испарения летучих является функцией размера планеты и определяется повышением температуры в ходе аккреции: температура повышается вследствие превращения энергии ударов в тепло и (или) из-за радиоактивного распада короткоживущих изотопов. Эти процессы имеют наибольшее значение для крупных планет, таких, как Земля. В этом случае можно считать, что образование ядра Земли произошло чрезвычайно быстро на раннем этапе ее истории.

5. Поскольку Меркурий состоит, вероятно, из более тугоплавкого вещества с большим содержанием железа, а внешние планеты содержат больше летучих (H, C, N, O), чем «хондритовые» планеты, предполагается, что в Солнечной туманности перед началом аккреции планет существовали по меньшей мере три химически различные зоны сконденсировавшихся зерен (см. рис. 5.9). Земля образовалась в средней зоне из конденсатов, возникших примерно при  $100^\circ C$ ; в дальнейшем она, как описано выше, нагрелась и стала химически расслоенной.

*Журнальные статьи, рекомендуемые для дальнейшего чтения*

Сравнительная планетология; история внутренних процессов и температур [118].

*Книги, рекомендуемые для дальнейшего чтения*

Физика планет [51].

Обзор данных о происхождении и геохимии Луны после экспедиций по программе «Аполлон» [213].

Различные аспекты теоретической геохимии и химической истории Земли [68, 151, 223].

*Журнальные статьи, рекомендуемые для более детального изучения*

Ранняя химическая история и температуры конденсации Солнечной системы [90].

Неоднородная аккреция Земли [49].

Сравнительное изучение Земли и Венеры [188].

Широкий обзор минералогии и геохимии планет [202].

*Книги, рекомендуемые для более детального изучения*

Теория однородной аккреции [185].