

Г. В. ВОЙТКЕВИЧ

ОСНОВЫ ТЕОРИИ
ПРОИСХОЖДЕНИЯ
ЗЕМЛИ

Г. В. ВОЙТКЕВИЧ

ОСНОВЫ ТЕОРИИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЗЕМЛИ

2828



МОСКВА «НЕДРА» 1979



Войткевич Г. В. Основы теории происхождения Земли. М., «Недра», 1979, 135 с.

В книге главное внимание уделено анализу современных космохимических данных по составу различных тел Солнечной системы. Показано, что они свидетельствуют о вполне определенных физико-химических процессах в первичном веществе, которые привели к формированию материала метеоритов, планет и Земли. Даны результаты термохимических расчетов, указывающих на образование твердых частиц из солнечного вещества, его конденсации и последующей аккумуляции в планеты. Рассмотрены различные факторы аккумуляции, влияющие на оболочечное строение Земли и планет земной группы. Описан вероятный процесс формирования ядра и мантии Земли. Возникновение алюмосиликатной коры, океана и атмосферы рассмотрено как результат процесса химической дифференциации Земли.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, геофизиков, геохимиков и исследователей метеоритов.

Ил. 28, табл. 26, список лит.— 131 назв.

В $\frac{20801-025}{043(01)-79}$ 68-79 1904010000

© Издательство «Недра», 1979

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящее время в науке создано такое положение, что разработка космогонической теории и реставрация ранней истории Солнечной системы могут осуществляться преимущественно индуктивным путем, основанным на сравнении и обобщении полученных совершенно недавно эмпирических данных по материалу метеоритов, планет и Луны. Поскольку о строении атомов и поведении их соединений при различных термодинамических условиях нам стало известно очень многое, а о составе космических тел были получены совершенно достоверные и точные данные, то решение проблемы происхождения нашей планеты поставлено на прочную химическую основу, которой были лишены прежние космогонические построения. Следует в ближайшее время ожидать, что решение проблем космогонии Солнечной системы вообще и проблемы происхождения нашей Земли в частности достигнет больших успехов на атомно-молекулярном уровне, подобно тому, как на этом же уровне генетические проблемы современной биологии блестяще решаются на наших глазах.

Изотопные соотношения элементов в метеоритном и земном веществе, данные о химическом составе и структуре метеоритов представляются нам все более отчетливо как исторические документы, по которым может быть прочитана ранняя история Солнечной системы и восстановлены условия рождения нашей планеты — Земли. В свете современных данных космохимии и геохимии, астрофизики и геофизики уже сейчас можно заключить, что вещество Земли в прошлом, относительно незадолго до образования планет, находилось в состоянии плазмы и путь становления нашей планеты был связан с эволюцией вещества от плазменного состояния до состояния образования химических соединений, металлических фаз и других форм существования твердых жидких и газообразных тел (при относительно невысоких температурах). При современном состоянии науки физико-химический подход к решению проблем космогонии Солнечной системы является совершенно неизбежным. Поэтому давно известные механические особенности Солнечной системы, которым классические космогонические гипотезы уделяли главное внимание, должны быть истолкованы в тесной связи с физико-химическими процессами в ранней истории Солнечной систе-

мы. Последние достижения в области химического изучения отдельных тел этой системы позволяют нам совершенно по-новому подходить к реставрации истории вещества Земли и на этой основе восстановить рамки тех условий, в которых происходило рождение нашей планеты — становление ее химического состава и формирование оболочечной структуры.

ПРИРОДА МЕТЕОРИТОВ
И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Хотя особенности метеоритов еще далеко не полностью могут быть поняты, тем не менее становится все более очевидным, что решение такой основной проблемы, как происхождение и эволюция планет, в частности нашей Земли, может быть достигнуто путем сочетания различных данных звездной астрономии и астрофизики с теми выводами, к которым нас приводит изучение вещества метеоритов.

В. Г. Фесенков

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
СОСТАВА МЕТЕОРИТОВ

Метеориты представляют собой твердые тела Солнечной системы и, как правило, являются обломками более крупных космических тел, близких к малым астероидам. Поскольку в настоящее время все исследованные метеориты, за редким исключением, показали возраст, равный примерно 4,6 млрд. лет, практически совпадающий с возрастом Земли и Луны, то мы их вправе рассматривать в качестве прямых свидетелей истории возникновения твердых тел в Солнечной системе и использовать данные метеоритики в космогонических целях значительно обстоятельнее и полнее, чем это можно было сделать в сравнительно недавнем прошлом.

Ниже мы рассмотрим результаты исследований метеоритов, которые имеют прямое отношение к вопросам их происхождения. Обилие и разнообразие метеоритов дало возможность классифицировать их по составу и структуре. Любой метеорит можно представить себе как твердое тело, состоящее из нескольких фаз. Главными фазами метеоритов являются силикатная (каменная), металлическая (железоникелевая) и сульфидная (троилитовая). Остальные фазы имеют второстепенное значение.

Средний состав наиболее типичных фаз метеоритного вещества представлен в табл. 1, из которой видна близость химического состава железных метеоритов и среднего состава металлической фазы хондритов. Кроме того, из табл. 1 можно заключить, что метеориты в основной своей массе сложены немногими химическими элементами. На первое место выступают четыре главных элемента — O, Fe, Si, Mg. Они слагают свыше 90% массы любого метеорита.

В метеоритах установлено присутствие 70 минералов, из которых важнейшими пороодообразующими являются оливин, пироксен, никелистое железо (камасит и тэнит), плагиоклаз и троилит. Большинство встречающихся в метеоритах материалов аналогично известным минералам земной коры. Однако в них присутствуют и

Таблица 1

Элементарный состав вещества метеоритов

Элементы	Металлическая фаза железных метеоритов	Металлическая фаза хондритов	Силикатная фаза хондритов	Средний состав хондритов
O	—	—	43,7	33,24
Fe	90,78	90,72	9,88	27,24
Si	—	—	22,5	17,10
Mg	—	—	18,8	14,29
S	—	—	—	1,93
Ni	8,59	8,80	—	1,64
Ca	—	—	1,67	1,27
Al	—	—	1,60	1,22
Na	—	—	0,84	0,64
Cr	—	—	0,38	0,29
Mn	—	—	0,33	0,25
P	—	—	0,14	0,11
Co	0,63	0,48	—	0,09
K	—	—	0,11	0,08
Ti	—	—	0,08	0,06
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00

минералы, неизвестные для земных условий минералообразования. К ним относятся следующие:

Карбиды, нитриды, хлориды

Муассанит — SiC
 Когенит — Fe_3C
 Осборнит — TiN
 Синоит — $\text{Si}_3\text{N}_2\text{O}$
 Лауренсит — FeCl_2

Фосфиды:

Шрейберзит — $(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co})_3\text{P}$
 Баррингерит — $(\text{Fe}, \text{Ni})_2\text{P}$
 Перриит — $(\text{Ni Fe})_x(\text{Si}, \text{P})_y$

Сульфиды

Ольдгамит — CaS
 Добрелит — FeCrS_4

Найнингерит — $(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Co})\text{S}$
 Дирфишерит — $\text{K}_3(\text{Na}, \text{Cu})(\text{Fe}, \text{Ni})_{12}\text{S}_{14}$

Фосфаты

Фаррингтонит — $\text{Mg}_3(\text{PO}_4)_2$
 Витлокит — $\text{Na}_2\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{O}$
 Брианит — $\text{Na}_2\text{CaMg}(\text{PO}_4)_2$
 Панетит — $\text{Na}_{1,42}\text{K}_{0,06}\text{Mg}_{1,70}\text{Ca}_{0,28}\text{Fe}_{0,21}\text{Mn}_{0,07}(\text{PO}_4)_2$
 Станфильдит — $\text{Mg}_{0,98}\text{Ca}_{1,35}\text{Fe}_{0,59}\text{Mn}_{0,06}(\text{PO}_4)_2$

Силикаты

Меррихейт — $(\text{K}, \text{Na})_2(\text{Fe}, \text{Mg})_5\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$
 Роддерит — $(\text{Na}, \text{K})_2(\text{Fe}, \text{Mg})_5\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$
 Ягит — $(\text{Na}, \text{K})\text{Mg}_2(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ti}, \text{Al})(\text{Si}_{10}\text{Al}_2)\text{O}_{30}$
 Юрент — $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$
 Криновит — $\text{NaMg}_2\text{CrSi}_3\text{O}_{10}$

Все упомянутые минералы встречаются преимущественно в метеоритах резко восстановительного характера: энстатитовых, железозакаменных и железных.

С учетом главных особенностей химического, минерального состава и структуры все метеориты подразделяются на три группы: каменные, железокаменные и железные. В свою очередь, указанные группы метеоритов подразделяются на следующие основные классы:

Каменные метеориты	{ Хондриты Ахондриты
Железокаменные метеориты	{ Мезосидериты Палласиты
Железные метеориты	{ Октаэдриты Гексаэдриты Атакситы

Классы метеоритов имеют различное распространение. Чаще всего выпадают хондриты — 82,4% всех находок, каменные метеориты составляют 92,7%, железокаменные 1,3% и железные 5,6%.

Еще недавно при оценке химического состава Земли использовалась статистическая обработка частот выпадений метеоритов разного состава. При этом допускалось, что средний состав Земли — это средний состав метеоритов. Сейчас подобные представления нуждаются в существенных поправках. Метеоритный материал может и должен использоваться для оценки химического состава планет, но при этом необходимо учитывать возможное фракционирование наиболее распространенных химических элементов в процессе формирования твердых тел Солнечной системы. В то же время оценка среднего химического состава всех метеоритов страдает большой неопределенностью. Так, оценивая химический состав всех метеоритов, Г. Браун (1949 г.) допускал отношение в них каменного материала к металлическому равным 1,5:1, в то время как Б. Ю. Левин принимал это отношение как 6:1.

К настоящему времени выполнено большое количество химических анализов метеоритов. Наиболее распространенные — хондриты — характеризуются относительным постоянством состава.

2. ХОНДРИТЫ

Хондриты относятся к наиболее распространенному классу метеоритов и представляют собой недифференцированное вещество, отражающее первичные процессы формирования твердых тел в Солнечной системе и их аккумуляцию в компактные массы.

Термин «хондриты» был предложен Густавом Розе в 1864 г., который составил каталог коллекции метеоритов. Хондритовые метеориты состоят из хондр — сферических образований разного размера (от долей миллиметра до нескольких миллиметров в диаметре). Хондры сложены силикатными минералами разной степени кристаллизации и находятся в мелкозернистой массе такого же минерального состава. Они создают зернистую, крупитчатую структуру каменных метеоритов. Хондритовые метеориты обладают различной прочностью — от очень прочных энстатитовых хондри-

тов до мягких углистых хондритов, которые легко крошатся даже в пальцах с извлечением хондр и других включений.

Детально хондры впервые стали изучаться в 60-х годах прошлого века основателем микроскопической петрографии Г. Сорби, который отметил различные узоры минеральных ассоциаций в хондрах. Хондры состоят из оливина, ромбических пироксенов (энстатита, бронзита, гиперстена), реже встречаются авгит, плагиоклаз, стекло и никелистое железо. Различные хондры характеризуются разной степенью раскristаллизации вещества. В связи с этим А. Н. Заварицкий выделил следующие структурные типы хондр:

- 1) стекловатые и скрытокристаллические;
- 2) эксцентрически-радиальнолучистые с остатками стекла или голокристаллические; центр лучей в таких хондрах иногда выходит за пределы хондры;
- 3) скелетные, большей частью с остатками стекла, в том числе колосниковые (балочные);
- 4) микропорфировые со стекловатой основной массой, иногда микролитовые;
- 5) кристаллическизернистые мономинеральные или же состоящие из зерен нескольких минералов.

В одном и том же хондрите можно встретить хондры, разные по структурному типу и составу. Относительно их происхождения были высказаны различные гипотезы. Однако в свете современных данных вероятнее всего хондры представляют собой застывшие капли силикатной жидкости. Впервые Г. Сорби высказал мысль, что хондры когда-то были горячими каплями расплавленного материала; он писал: «...расплавленные шарики с хорошо выраженными границами не могут образоваться в массе породы, сдавливающей их со всех сторон, и поэтому я предполагаю, что, по крайней мере, некоторые из частиц, входящих в состав метеоритов, первоначально были самостоятельными остеклованными шариками, подобными каплям огненного дождя» (с. 29—30). Относительно хондритовых метеоритов В. И. Вернадский в 1904 г. писал, что планетное происхождение метеоритов не доказано и характерное для них хондровое строение указывает на условия, резко отличные от условий застывания магм, мыслимых в земных глубинах.

По мнению А. Н. Заварицкого, присутствие стекла в хондрах указывает на то, что они образовались из вещества, находившегося в расплавленном состоянии. Как отмечает Е. Л. Кринов [22], сейчас уже не подлежит сомнению, что хондры — это относительно быстро затвердевшие капли расплавленного вещества, что подтверждается наличием хондр, состоящих из стекла, микроструктура которых указывает на начавшуюся с поверхности кристаллизацию. Такой же точки зрения придерживается большинство зарубежных исследователей метеоритов.

Сложная внутренняя структура хондр и их морфология указывают на то, что некоторые из них после застывания испытали вторичные изменения, связанные с метаморфизмом хондритов и другими явлениями. В настоящее время структура и морфология

хондр используются для оценки равновесного состояния минеральных ассоциаций в хондритах и их классификации.

По химическому и минеральному составу хондритовые метеориты подразделяются на следующие группы:

Энстатитовые хондриты	{ тип I тип II
Обычные хондриты	{ H-группа L-группа LL-группа
Углистые хондриты	{ тип 1 тип 2 тип 3

Наиболее распространенными являются обычные хондриты, энстатитовые и углистые хондриты встречаются значительно реже. Хондритовые метеориты отличаются от других содержанием железа и формой его нахождения. В 1953 г. Г. Юри и Г. Крейг выделили две основные группы хондритов в зависимости от содержания железа: *H*-группу (*H*-highly) с высоким содержанием железа и с относительно низким содержанием (*L*=low) группу. В *H*-группе содержится в среднем около 28% железа, в *L*-группе 22%. Все изученные хондриты тяготеют к той или другой группе. Кроме того, в последнее время выделили еще *LL*-группу (*LL*-low-low), которая характеризуется тем, что большая часть железа в ней находится в окисленном состоянии, а меньшая — в металлическом, в противоположность *L*-группе, где наблюдается обратное соотношение. Общий химический состав хондритов имеет большое сходство (табл. 2).

Сравнивая составы хондритов нетрудно заметить, что кроме сходства между ними имеются также и черты различия. Основное отличие состоит в том, что, например, в составе энстатитовых хондритов нет окисленного железа, тогда как в углистых хондритах содержится только окисленное железо. Иначе говоря, разные группы хондритовых метеоритов характеризуются различным окислением вещества. Эта закономерность была замечена еще Г. Прайором, который сформулировал следующее правило: *чем меньше содержится металлического никелистого железа в хондритах, тем богаче никелем и железом магнезиальные силикаты этих метеоритов.*

По содержанию окислов хондриты значительно различаются между собой. Например, в углистых хондритах все железо находится в составе силикатов и окислов, сера — в форме сульфатов. Обычные хондриты также содержат много окисленного железа; кремний, кальций, хром и большая часть фосфора в них присутствует в соединениях с кислородом. При интенсивном восстановлении значительная часть фосфора переходит в фосфиды (шрейберзит и др.). У энстатитовых хондритов кальций встречается в составе ольдгамита (CaS), фосфор — шрейберзита, хром — добреелита (FeCr_2S_4). В энстатитовых хондритах даже силикаты частично восстанавливаются до элементарного кремния, который вхо-

Таблица 2

Химический состав хондритов, вес. %
(по Г. Крейгу и Г. Внику)

Компоненты	Энстатитовые хондриты		Обычные хондриты			Углистые хондриты		
	тип I	тип II	H-группа	L-группа	LL-группа	тип 1	тип 2	тип 3
Fe	32,85	24,88	17,23	7,70	3,39	0,11	—	4,0
Ni	1,77	1,53	1,58	1,12	0,95	0,02	0,16	1,4
Co	0,09	0,11	0,085	0,059	0,052	—	—	0,09
FeS	S-5,77	S-3,36	5,35	6,17	5,87	16,88	8,58	5,12
SiO ₂	35,81	41,15	36,52	39,88	39,38	23,08	27,31	34,82
TiO ₂	Ti-0,07	Ti-0,05	0,13	0,15	0,19	0,08	0,10	0,15
Al ₂ O ₃	1,95	1,98	2,43	2,31	2,21	1,77	2,31	2,18
FeO	—	—	8,87	13,12	17,70	10,32	20,06	24,34
MnO	Mn-0,18	Mn-0,1	0,25	0,27	0,32	0,19	0,17	0,20
MgO	17,90	22,89	23,48	24,98	25,40	15,56	19,00	23,57
CaO	1,43	1,24	1,82	1,90	1,96	1,51	2,03	2,17
Na ₂ O	0,93	0,85	0,85	0,88	0,87	0,76	0,54	0,69
K ₂ O	0,13	0,14	0,14	0,14	0,21	0,07	0,05	0,23
P ₂ O ₅	—	—	0,23	0,26	0,22	0,27	0,27	0,20
H ₂ O	—	—	0,33	0,34	0,37	20,54	13,23	0,10
NiO	—	—	—	—	—	1,17	1,56	—
Cr ₂ O ₃	Cr-0,24	Cr-0,29	0,36	0,44	0,30	0,28	0,39	0,58
C	0,43	0,34	0,10	0,09	—	3,62	2,44	0,19
P	0,17	0,12	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,72	98,86	99,72	99,21	99,39	96,23	98,20	100,03

дит в состав железоникелевой фазы. Закономерное изменение окислительного состояния хондритовых метеоритов, несомненно, свидетельствует о том, что их формирование связано с окислительно-восстановительными реакциями в первичном исходном веществе, из которого возникли родоначальные тела хондритов.

Различное содержание в метеоритах металлического железа и его окислов отражено на графике (рис. 1), построенном Г. Крейгом и модифицированном К. Кейлем [85]. Согласно этому графику, выделяются следующие группы хондритов: энстатитовые типа I и II, высокожелезистые (H-группа), низкожелезистые (L-группа), низкожелезистые с низким содержанием металла (LL-группа) и высокожелезистые с низким содержанием металла (HL-группа). Кроме того, выделена еще группа углистых хондритов.

Данная классификация, по-видимому, имеет определенный генетический смысл. Из рис. 1 видно, что в отношении состояния окисления имеются вполне определенные дискретные группы метеоритов. В связи с этим Г. Крейг несколько модифицировал

правило Г. Прайора следующим образом: пять групп хондритов представляют собой пять дискретных стадий окисления в пределах от всего общего восстановленного до полностью окисленного железа. Промежуточная группа состава обнаруживает приблизительно соизмеримое количество окисленного и восстановленного железа при относительно постоянном его содержании, которое варьирует меньше, чем состояние окисления.

В настоящее время накопился огромный материал по петрографии, минералогии и химии хондритовых метеоритов, поэтому имеется возможность построить их общую классификацию, основанную на особенностях структур и химического состава. Наиболее удачная классификация предложена В. Ван-Шмусом и Дж. Вудом [125]. Она получила широкое распространение и едва ли не всеобщее признание.

Классификация основана на двух группах признаков. Первая группа учитывает различие в химическом составе хондритов, вторая — минералогические и структурные различия, отражающие степень равновесия минеральных ассоциаций.

Для установления химических различий были выбраны следующие признаки:

1. Отношение (весовое) общего железа к SiO_2 ($\text{Fe}:\text{SiO}_2$) в общем анализе.
2. Отношение (весовое) $\text{SiO}_2:\text{MgO}$ в общем валовом анализе.
3. Молекулярное отношение $\text{FeO}:(\text{FeO}+\text{MgO})$ в оливине и пироксене хондритов (Fa).
4. Отношение металлического железа (Fe^0) к общему железу ($\text{Fe})\text{Fe}^0:\text{Fe}$. Этот важный показатель выражает степень окисления хондритов. Величины этих отношений представлены в табл. 3. Выделяется пять следующих химических групп хондритов.

E-группа относится к энстатитовым хондритам. Она характеризуется низкой степенью окисления железа в результате чего отношение $\text{Fe}^0:\text{Fe}$ у нее более высокое, чем у других хондритов. Вторым отличительным признаком этой группы является повышенное значение отношения $\text{SiO}_2:\text{MgO}$.

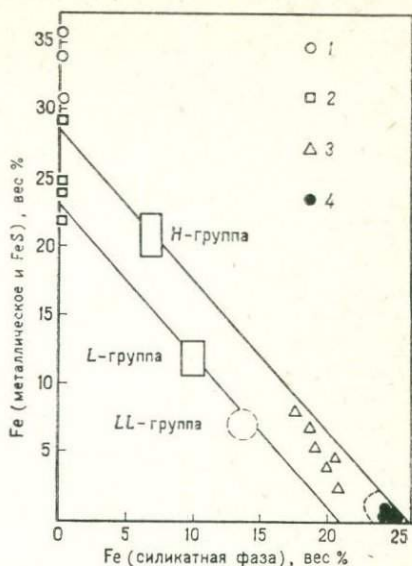


Рис. 1. Соотношение окисленного (в составе силикатов) и металлического железа в хондритах.

1 — энстатитовые хондриты типа I; 2 — энстатитовые хондриты типа II; 3 — H-группа; 4 — углистые хондриты типа I и II

широкое распространение и едва

Таблица 3

Данные по химическим группам хондритов

Группа	Fe:SiO ₂ , вес. %	Fe _{метал.} :Fe _{общ}	FeO(FeO+MgO), мол. %	SiO ₂ :MgO
<i>E</i>	0,77±0,30	0,80±0,10	0	1,90±0,15
<i>C</i>	0,77±0,07	—	—	1,42±0,05
<i>H</i>	0,77±0,07	0,63±0,07	18±2	1,55±0,05
<i>L</i>	0,55±0,05	0,33±0,07	24±2	1,59±0,05
<i>LL</i>	0,49±0,03	0,08±0,07	29±2	1,58±0,05

Примечание. Плюс и минус — вероятные пределы ошибок.

C-группа охватывает углистые хондриты всех трех типов. Однако содержание углерода не является достаточным критерием для отнесения того или иного хондрита к углистым. *C-группу* можно отличить от обычных хондритов (*H-хондритов*) по пониженным значениям отношения SiO₂:MgO, кроме того, *C-группа* характеризуется большим дефицитом металлического железа, хотя имеются и исключения.

H-группа выделяется по общим химическим составам. В хондритах *H-группы* иногда наблюдаются повышенные значения отношений Fe:SiO₂ и Fe_{метал.}:Fe_{общ}, которые отражают относительно малую степень окисления. Эта группа включает все бронзитовые хондриты, а также неуравновешенные хондриты.

L- и LL-группы различаются между собой отношением Fe_{метал.}/Fe_{общ}. Обе группы отличаются от *H-группы* пониженным содержанием общего железа (отношение Fe:SiO₂) и более высокой степенью окисления (21—26 мол.% фаялита в *L-группе* и 27—31 мол.% в *LL-группе*) и более низким отношением Fe_{метал.}:Fe_{общ}. Было также обнаружено, что *L- и LL-группы* хондритов различаются по возрастам, определенным по урану и гелию. Первая группа показывает возраст около 520 млн. лет, вторая — около 4 млрд. лет.

Петрологические свойства хондритов можно объяснить метаморфическими процессами, действующими на примитивный хондритовый материал, или первичными изменениями во время формирования.

В. Ван-Шмус и Дж. Вуд учли 10 петрологических, структурных и минералогических признаков, на основании которых ими выделено шесть петрологических типов хондритовых метеоритов.

1-й тип характеризуется отсутствием хондр и высоким содержанием летучих компонентов. Метеориты состоят из очень тонкозернистого материала.

2-й тип имеет хорошо выраженную структуру, содержит стекло, неравновесные силикаты, металл и сульфидные минералы. Эти метеориты вообще не подвергались метаморфизму.

3-й тип характеризуется хорошо выраженной структурой и состоит из стекла, в неравновесных соотношениях силикатов и металла и троилита, находящихся в равновесных соотношениях.

Таблица 4

Характеристика петрологических типов метеоритов

Признаки	Петрологический тип					
	1	2	3	4	5	6
Однородность состава оливина и пироксена	—	Большая часть минералов неоднородна	Неоднороден в пределах свыше 5%	Неоднороден в пределах менее 5%	Однородный	
Структурное состояние бедного Са пироксена	—	Преобладает моноклинный	Моноклинный	Весьма распространены	Ромбический	
Степень развития вторичного полевого шпата	—	Отсутствует		Преимущественно мелкозернистые агрегаты	Крупные, светлые зерна	
Вулканическое стекло	—	Ясное	Изотропное первичное стекло	Нарушенное, если присутствует	Отсутствует	
Металлические минералы	—	<20%, тэнита нет или очень мало	Данные отсутствуют	>20%; присутствуют комасит и тэнит		
Сульфидные минералы	—	>0,5%	Данные отсутствуют	<0,5%		
Общая структура	Нет хондр	Резко развитые хондры		Хорошо выраженные хондры	Смешанные хондры	Неясно выраженные хондры
Структура остальной массы	Тонкозернистая непрозрачная	Сильно непрозрачная	Непрозрачная	Прозрачная мелкокристаллическая	Перекристаллизованная смесь	
Общее содержание углерода, %	Около 2,8	0,6—2,8	0,2—1,0	—	<0,2	—
Общее содержание воды, %	Около 20	4—18	4—2	<2	—	—

		Метаморфический тип					
		←— Метаморфизм возрастает —→					
		1	2	3	4	5	6
Химическая группа	E	E1	E2	E3	E4	E5	E6
	C	C1	C2	C3	C4	C5	C6
	H	H1	H2	H3	H4	H5	H6
	L	L1	L2	L3	L4	L5	L6
	LL	LL1	LL2	LL3	LL4	LL5	LL6
	Энстатитовые хондриты						
Угlistые хондриты			Бронзитовые хондриты				
Неравно- весные обычные хондриты			Гиперстенновые хондриты				
			Амфотериты				

Рис. 2. Система классификации хондритов, основанная на различиях состава и степени метаморфизма. Черное — область обыкновенных хондритов.

хондритов, охватывающая 10 признаков, представлена в табл. 4. Классификация хондритов отражена на рис. 2, где каждый подкласс хондритов имеет буквенно-цифровые обозначения (буква — химическая группа, цифра — петрологический тип). Увеличение цифр соответствует возрастанию степени метаморфизма. Расположив шесть метаморфических типов хондритов по горизонтали, а пять групп по вертикали, мы получили таблицу, состоящую из 30 клеток. Ученные в классификации 460 образцов хондритов, помещаются в 20 клетках, а 10 клеток остаются вакантными. Не исключена возможность, что некоторые из них будут хотя бы частично заполнены в будущем.

Изменения структур обычных хондритов происходят параллельно с их минералогическими и химическими изменениями, последние указывают, что метеориты испытали различные изменения, находясь в твердом состоянии. Р. Додд [66] на основании минералогических и структурных данных пришел к заключению, что эти изменения могли иметь место в температурном интервале от 670 до 1090 К и давлении 1—2 кгс/см², при отсутствии значительного стресса и в относительно восстановительных условиях.

Однако неизвестно, происходили ли эти изменения во время перегрева первично холодного материала путем прогрессивного метаморфизма или во время охлаждения горячего агломерата, путем аутометаморфизма. Другая альтернативная гипотеза, допускающая процессы взаимодействия твердых частиц — жидкости — пара перед аккумуляцией, представляется для хондритов мало вероятной.

4-й тип — границы хондр слегка размыты, стекло встречается редко; соотношение силикатов близко к равновесному, равновесны металл и троилит.

5-й тип — границы хондр сильно размыты, но многие хондры еще различимы. Стекла нет, нет таких кристаллов полевого шпата, которые можно заметить в шлифе. Силикаты, металл и троилит находятся в равновесных соотношениях.

6-й тип — хондры редки и почти незаметны, стекла нет, виден полевой шпат. Силикаты, металл и троилит равновесны. Крайне метаморфизован.

Разница между шестью петрологическими типами

В то же время соотношение некоторых химических элементов в самих хондрах показывают, что их формирование происходило до аккумуляции. Т. Осборн, Р. Смит и Р. Шмитт [107] методом нейтронной активации определили распространение Fe, Al, Na, Mn, Cr, Sc, Co и Ig в 300 индивидуальных хондрах из 16 хондритов — H (3—5), L 4 и LL (3—6). В некоторых хондрах определялись Si, Ni, Ca и Y. Результаты анализов показали, что хондры обогащены литофильными элементами (за исключением Cr) и обеднены сидерофильными. В индивидуальных хондрах преобладает корреляция Al—Ig и отчасти Sr—Ig, т. е. пары элементов, геохимически им чуждых. Эти корреляции могут быть связаны только с фракционированием во время конденсации или формирования хондр, но не с геохимическим сходством, т. е. корреляция является результатом космохимического фракционирования. Т. Осборн и другие исследователи предложили два механизма возникновения хондр: хондры с высоким содержанием Al и с Al—Ig корреляцией возникли при переплавлении высокотемпературных агрегатов, хондры с низким содержанием Al образовались в результате переплавления ранее существовавших силикатов.

3. АХОНДРИТЫ

Ахондриты представляют собой группы каменных метеоритов, в которых хондры отсутствуют, за исключением редких случаев. Они обычно характеризуются грубокристаллической структурой и по химическому и минеральному составу близки к некоторым земным изверженным горным породам.

А. Н. Заварицкий ахондриты подразделял на бесполовошпатовые и полевошпатовые. К первым относятся перидотитовые, пироксенитовые и углистые ахондриты, ко вторым — говардиты, эвкриты и шергониты с маскелинитом. В химическом отношении ахондриты наиболее отчетливо различаются по содержанию кальция. Поэтому известные ахондриты принято подразделять на типы, бедные и богатые кальцием. В соответствии с этим современная классификация ахондритовых метеоритов может быть представлена в следующем виде:

Класс	Условное обозначение	Название
<i>Бедные кальцием</i>		
Энстатитовые ахондриты	Ае	Эбриты, буститы
Бронзитовые »	Ав	Диогениты, гиперстеновые ахондриты
Оливиновые »	Ао	Шасингиты
Оливин-пиконитовые »	Аор	Уреилиты
<i>Богатые кальцием</i>		
Авгитовые ахондриты	Аа	Ангрит
Диопсид-оливиновые ахондриты	Адо	Наклиты
Полимиктовые ортопироксен-пиконит-плагноклазовые ахондриты	Аог	Говардиты
Мономиктовые пиконит-плагноклазовые ахондриты	Ар	Эвкриты

Таблица 5

Химический состав ахондритов, вес. %

Компоненты	Ахондриты							
	энстатитовые	бронзитовые	оливинные	оливин-пироксенитовые	авгитовые	диопсид-оливинные	говардиты	эвкриты
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	54,01	52,11	37,12	40,83	44,58	48,96	49,75	48,17
TiO ₂	0,06	0,19	0,16	0,15	—	0,38	0,11	0,51
Al ₂ O ₃	0,67	1,18	1,26	0,54	8,86	1,74	8,71	13,91
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	1,81	1,29	2,62	1,17
FeO	0,97	16,05	26,82	12,16	8,50	19,63	13,26	15,99
MnO	0,14	0,32	0,49	0,40	—	0,09	0,78	0,46
MgO	35,95	25,85	32,05	37,43	10,50	12,01	16,10	7,10
CaO	0,91	1,41	0,56	0,87	24,51	15,17	6,53	10,94
Na ₂ O	1,32	0,004	0,19	0,11	(0,26)	(0,41)	(0,95)	(0,67)
K ₂ O	0,10	0,001	0,09	0,04	(0,19)	(0,14)	(0,28)	(0,13)
P ₂ O ₅	0,22	0,01	0,10	0,08	—	—	0,07	0,11
H ₂ O	1,14	0,14	0,24	—	—	0,24	0,25	0,44
NiO	0,26	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,06	0,80	0,88	0,85	—	0,33	0,42	0,39
Сумма силикатной части	95,78	98,06	99,96	93,46	98,76	99,84	99,83	99,99
Fe	2,29	0,79	—	3,94	—	—	0,33	0,80
Ni	0,17	0,03	0,06	0,11	—	—	0,11	—
Co	—	—	—	0,05	—	—	—	—
P	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма металлической части	2,46	0,82	—	4,10	—	—	0,44	—
FeS	1,25	1,12	0,60	1,66	1,26	0,06(S)	0,73	0,41
C	—	—	—	2,23	—	—	—	—
Другие	0,51	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,00	100,00	100,62	101,45	101,02	99,90	101,00	101,20

Примечания. 1, 2—среднее из 4 анализов, 3—1 анализ, 4—среднее из 3 анализов, 5, 6—1 анализ, 7—среднее из 6 анализов, 8—среднее из 13 анализов.

Химический (табл. 5) и минеральный состав, а также структурные особенности ахондритов указывают на то, что они кристаллизовались из первоначального силикатного вещества, бывшего в прошлом в жидко-расплавленном состоянии. Однако это относится далеко не ко всем ахондритам. Из всех известных ахондритов наиболее часто встречаются говардиты и эвкриты, значительно реже — энстатитовые, бронзитовые и оливин-пироксенитовые ахондриты. Остальные ахондриты представлены единичными находка-

ми. Энстатитовые ахондриты сложены главным образом энстатитом, форстеритом, плагиоклазом (с содержанием примерно 25 мол. % анортита). Иногда в них встречаются камасит, тэнит, железистый алабандин, шрейберзит, титансодержащий троилит, добреелит, дирфишерит, хромит; структура их грубозернистая, часто брекчированная. Минеральный состав энстатитовых ахондритов свидетельствует о восстановительных условиях их образования.

Говардиты состоят в основном из пироксена от бронзитового до гиперстенового состава (большинство зерен имеет менее 40 мол. % FeSiO_3), который обычно преобладает над пижонитом (имеющим свыше 45 мол. % FeSiO_3); плагиоклаза (около 75—97% анортитового компонента) и авгита. В незначительном количестве присутствуют камасит, тэнит, троилит. Структура говардитов полимиктовая брекчиевидная. Они характеризуются мелкообломочным строением и приближаются к структурам пластических земных пород. В говардитах иногда встречаются хондры, что свидетельствует о том, что в структурном отношении отсутствует резкая граница между хондритами и ахондритами. Говардиты можно рассматривать как переходные породы между хондритами и ахондритами.

Эвкриты состоят из пижонита, плагиоклаза, ортопироксена и авгита. К аксессуарным минералам относятся магнетит, ильменит, хромит, кварц, кристобалит, тридимит, маскелинит, витлокит, камасит, троилит. Структура эвкритов офитовая. Из всех каменных метеоритов эвкриты ближе всего к изверженным горным породам земной коры.

Ахондриты, бедные кальцием, по химическому и минеральному составу близки к ультраосновным бесполевошпатовым изверженным породам Земли. Однако это весьма относительно. Мы можем отметить наибольшее сходство между оливин-пижонитовыми ахондритами и земными гарцбургитами.

Ахондриты, богатые кальцием, по химическому составу приближаются к группе земных габбро-базальтов. Можно отметить их заметное сходство с базальтами Тихого океана и лунными породами из района кратера Фра-Мауро («Аполлон-14») (по содержанию SiO_2 , MgO , CaO). Земные эвкриты, которые относятся к анортитовому габбро (с плагиоклазом, близким к лабрадору), по минеральному составу близки к эвкритовым ахондритам. Основное их отличие от земных пород заключается в том, что в них отмечается повышенное содержание цветных минералов.

Относительно генезиса ахондритовых метеоритов были высказаны разные мнения. Наиболее распространенная гипотеза вытекала из сходства ахондритов с земными изверженными породами, поэтому многие считали, что ахондриты являются продуктами магматической дифференциации родоначальной планеты, в которой они составляли силикатные оболочки. Так, по Дж. Вуду [15], в случае плавления тела хондритового состава образуются две несмешивающиеся жидкости: 1) смесь металлов и сульфидов, опускающаяся в центральную область и формирующая ядро; 2) более

легкая силикатная магма, которая всплывает вверх и застывает, образуя силикатную оболочку или несколько оболочек. Дж. Вуд пишет: «Если железные метеориты представляют собой остатки подобных металлических ядер, то разве не должны существовать и метеориты, которые должны образовываться в верхних силикатных слоях?» (с. 29—30). И в самом деле в природе встречаются метеориты соответствующих типов — это ахондриты.

Однако далеко не все ахондриты можно рассматривать как продукты дифференциации родоначальной планеты. Совершенно особое место занимают, например, энстатитовые ахондриты. Дж. Вассон и Чен М-Вай [128] произвели электронный анализ металлических зерен и ассоциирующих с ними минералов шрейберзита и перриита энстатитовых ахондритов и хондритов на Si, P, Ni. Полученные данные показали, что энстатитовые хондриты и ахондриты можно рассматривать, как образования единого эволюционного ряда. Подтверждает это также и составы шрейберзита и металла. Кроме того, отношения $Mn:Si$ и $Na:Si$ в образцах указывают на генетическое единство энстатитовых хондритов и ахондритов. Процессы, в результате которых образовались эти породы, имели место в *первичной солнечной туманности до аккреции*.

Нахождение таких разных тел, как хондриты и некоторые ахондриты, в едином генетическом ряду указывает на то, что присутствие хондр не обязательно для первичного материала и материал первичного состава может быть грубозернистым и широко варьировать по составу. По Дж. Вассону, он возник путем конденсации солнечного газа. Хондриты заняли центральные части образовавшегося тела, а ахондриты — внешние, где возможна перекристаллизация под влиянием нагрева от сильных вспышек первичного Солнца. Определение содержания урана в хондритах (115 образцах), по Д. Е. Фишеру [69], показало среднее значение $11 \cdot 10^{-9}$ г/г, а в ахондритах, близких к энстатитовым — $5-12 \cdot 10^{-9}$ г/г; эти цифры показывают близость хондритов и ахондритов. Однако такие полевошпатовые ахондриты, как эвкриты и говардиты, показали содержание урана на порядок выше (по данным Дж. Моргана и Дж. Ловеринга); чем хондриты ($23-214 \times 10^{-9}$ г/г). Содержание тория в ахондритах находится в пределах $53-1570 \cdot 10^{-9}$ г/г. Такие содержания, а также и отношение $Th:U=3,5$ характерны для основных земных пород. Эти цифры могут быть истолкованы как указания на то, что полевошпатовые ахондриты, по крайней мере, в некоторой своей части, могут быть продуктами магматической дифференциации родоначальной планеты.

Таким образом, в свете современных данных, ахондритовые каменные метеориты могут иметь разное происхождение. Часть их возникла в процессе первичной конденсации и аккреции из солнечной туманности, часть — в результате магматических процессов в ранее возникшей планете, которая имела, вероятно, хондритовый состав.

4. ЖЕЛЕЗОКАМЕННЫЕ МЕТЕОРИТЫ

Железокаменные метеориты состоят примерно из равных частей железного (металлического) и каменного (силикатного) материала. Железокаменные метеориты были изучены первыми. Красноярский метеорит, найденный в 1749 г. кузнецом Медведевым и доставленный в Петербург академиком П. С. Палласом, был детально изучен Э. Ф. Хладным, который обосновал его космическое происхождение. Этот метеорит впоследствии получил название «палласово железо» (палласит). обстоятельные исследования палласитов были выполнены П. Н. Чирвинским в начале XX в. и впоследствии обобщены в монографии «Палласиты», вышедшей в 1967 г.

Железокаменные метеориты подразделяются на лодраниты, сидерофиры, мезосидериты и палласиты. Их химический состав представлен в табл. 6. Первые два встречаются как единичные находки. Лодранит сложен камаситом, тэнитом, оливином, бронзитом и троилитом. К акцессорным минералам относятся хромит и анортит. Метеорит имеет палласитовую структуру, но поперечник его кристаллов составляет 1 мм и меньше; в металлической части наблюдаются видеманштетеновые фигуры.

Сидерофир состоит из камасита, тэнита, бронзита, тридимита. К акцессорным минералам относятся троилит, шрейберзит, хромит. Он имеет грубозернистую структуру и никелистое железо, обнаруживает видеманштетеновые фигуры.

Отдельную группу железокаменных метеоритов образуют палласиты с весьма простым минеральным составом. Основная их масса сложена никелистым железом, в которой вкраплены зерна оливина различных размеров и очертаний. Оливин встречается в форме угловатых или округлых зерен, имеющих поперечные размеры 5—10 мм. Состав оливина в основном магнезиальный. Содержание Fe_2SiO_4 изменяется в пределах 10—20 мол.%. В виде акцессорного минерала изредка встречается фаррингтонит $[Mg_3(PO_4)_2]$. Никелистое железо показывает отчетливые видеманштетеновые фигуры. Лодранит и сидерофир ближе к палласитам, чем к мезосидеритам. Все перечисленные метеориты генетически родственны железным метеоритам, от которых они отличаются присутствием вкрапленной силикатной фазы. Между палласитами и мезосидеритами мало общего, за исключением присутствия никелистого железа в первом.

Мезосидериты состоят из камасита и тэнита. Их силикатная часть представлена главным образом пироксеном и плагиоклазом. Пироксена в количественном отношении значительно больше, чем плагиоклаза. Плагиоклаз по составу соответствует анортиту или битовниту. Из акцессорных минералов в мезосидеритах присутствуют троилит, хромит, шрейберзит, апатит, меллинит и оливин. Никелистое железо в виде зерен различного размера обычно неравномерно распределено по метеориту. Силикатная часть часто имеет катакластическую структуру, при этом обломки пироксена и

Таблица 6

Химический состав железокремневых метеоритов, вес. %

Компоненты	Лодранит	Сидерофир	Палласиты (среднее из 10 анализов)	Мезосидериты (среднее из 4 анализов)
Al ₂ O ₃	0,19	—	0,38	4,10
Fe ₂ O ₃	—	—	—	1,95
FeO	7,71	4,40	6,65	5,73
MnO	—	—	0,08	0,22
MgO	23,33	10,08	19,83	6,36
CaO	0,18	—	0,28	2,89
Na ₂ O	—	—	(0,07)	(0,17)
K ₂ O	—	—	(0,03)	—
Cr ₂ O ₃	0,17	—	0,68	0,36
P ₂ O ₅	—	—	—	—
NiO	—	—	0,29	0,40
H ₂ O	—	—	—	0,62
Сумма силикатной части	60,52	49,09	42,38	45,34
Fe	27,77	46,02	48,98	45,95
Ni	4,05	4,74	4,66	4,39
Co	—	0,15	0,30	0,28
P	—	—	0,11	0,11
Сумма металлической части	31,82	50,91	54,05	50,73
FeS	7,40	—	0,53	2,83
C	—	—	0,08	—
	0,26	—	—	4,06
Сумма	100,00	100,00	97,04	102,96

плагноклаза рассеяны в зернистой массе тех же минералов. В 1918 г. Г. Прайор отмечал, что силикатная фаза в мезосидеритах имеет сходство с подобными фазами эвкритов и говардитов. Он считал, что наиболее характерные черты мезосидеритовых метеоритов могут быть истолкованы, как результат смешения, с одной стороны, пироксена и анортита, с другой — железа и оливина. По Г. Прайору, эвкритовая магма была захвачена палласитовой магмой.

Новые химические анализы мезосидеритов, выполненные Б. Поуеллом [110], подтвердили сходство между силикатными частями мезосидеритов и говардитов. Прежние гипотезы их образования как смеси палласит — ахондрит оказались несостоятельными, хотя мезосидериты генетически связаны с эвкритами и говардитами.

Генетическая природа мезосидеритов, по данным их состава и структуры, очень сложная и связана со значительными изменениями в охлаждающей среде. Эволюционной модели мезосидеритовых тел приписывается вначале магматическая дифференциация, затем брекчирование, металло-силикатное смешивание, изоляция путем погружения, метаморфизм и, в конце концов, удаление из родоначального тела.

Мезосидериты являются группой метеоритов, имеющей мало сходства с другими метеоритными группами. Пути их образования трудно поддаются расшифровке.

5. ЖЕЛЕЗНЫЕ МЕТЕОРИТЫ

Железные метеориты представляют собой обломки никельстого железа — естественного твердого раствора никеля и железа. По своей общей массе железные метеориты превышают сумму массы всех остальных метеоритов, вместе взятых. Железные метеориты в зависимости от структуры, связанной с содержанием никеля, подразделяются на три основные группы: гексаэдриты, октаэдриты и атакситы. Главными минералами железных метеоритов являются камасит и тэнит в разных пропорциях.

Гексаэдриты состоят из огромных кристаллов кубического камасита. На их протравленной полированной поверхности обнаруживаются тонкие линии, названные неймановыми. Содержание никеля в гексаэдритах колеблется от 4 до 6%. Из общего числа железных метеоритов гексаэдриты составляют около 12%. При содержании никеля около 6% гексаэдриты переходят в октаэдриты с грубой структурой.

Октаэдриты относятся к наиболее распространенному типу железных метеоритов, составляя 80% из всех известных железных метеоритов. При травлении полированной поверхности октаэдритов выступают отчетливые видеманштетеневые фигуры, представляющие собой сочетание балок камасита и тэнита, расположенных параллельно октаэдрическим плоскостям. Повышенное содержание никеля приводит к повышенному количеству тэнита, который определяет более четкий характер видеманштетеневых фигур. По ширине камаситовых балок октаэдриты подразделяются на пять структурных типов:

	Ширина камаситовых балок, мм
1. Весьма грубоструктурные (Ogg)	>2,5
2. Грубоструктурные (Og)	1,5—2,5
3. Среднеструктурные (Om)	0,5—1,5
4. Тонкоструктурные (Of)	0,2—0,5
5. Весьма тонкоструктурные (Off)	<0 2

По Дж. Ловерингу, эту классификацию можно упростить до трех типов:

1. Грубоструктурные	>2
2. Среднеструктурные	0,5—2
3. Тонкоструктурные	<0,5

Грубоструктурные октаэдриты переходят в гексаэдриты, а тонкоструктурные — в богатые никелем атакситы. Среди аксессуарных минералов в октаэдритах встречаются шрейберзит, троилит, когенит, графит.

Атакситы содержат никеля свыше 12%, что приводит к сужению балок камасита и исчезновению видеманштетеновых фигур. Атакситы обычно состоят из тонкозернистой смеси тэнита и камасита, которую называют плесситом. В метеоритах с очень высоким содержанием никеля (более 25 вес.%) наблюдается состав, представленный в основном тэнитом с небольшими включениями камасита.

Химический состав железных метеоритов довольно прост и однообразен (табл. 7).

Таблица 7

Средний химический состав железных метеоритов, вес. %
(по Е. Кринову, 1955)

Элемент	Типы железных метеоритов							
	Гексаэдриты	Октаэдриты					Атакситы	
		Ogg	Og	Om	Of	Off	богатые Ni	бедные Ni
Fe	93,59	92,33	91,22	90,67	90,53	86,75	79,63	91,07
Ni	5,57	6,54	7,39	8,22	9,00	11,65	18,85	6,88
Co	0,66	0,50	0,54	0,59	0,57	0,61	1,01	0,54
Cu	0,35	0,01	0,18	0,03	0,57	0,11	0,05	0,19
P	0,29	0,16	0,18	0,18	0,17	0,24	0,12	0,18
S	0,06	0,02	0,08	0,09	0,08	0,63	0,08	0,06
C	0,19	0,23	0,21	0,08	0,61	0,01	0,10	0,08
Прочие	0,19	0,27	0,54	0,30	0,18	0,45	0,19	0,17
Сумма	100,90	100,06	100,34	100,16	101,71	100,45	100,03	99,17

Поскольку система железо—никель изучена довольно обстоятельно в металлургических целях, Дж. Ловеринг [96] и Г. Улинг использовали данные металлургии для истолкования структуры железных метеоритов. Как показал Дж. Ловеринг, распределение никеля между фазами метеорного железа (между камаситом и тэнитом) определяется смещением равновесия при остывании и кристаллизации первично однородного железоникелевого сплава. Видеманштетеновые фигуры удалось воспроизвести искусственным путем при медленном охлаждении железоникелевых сплавов, но они оказались очень мелкими, различимыми только при сильных увеличениях. Крупные структуры октаэдритов указывают на то, что вещество метеоритов кристаллизовалось весьма медленно. Исследование физико-химических равновесий железоникелевых сплавов показало, что наблюдаемые структуры и состав железных метеоритов могли возникнуть при медленном охлаждении до 570 К

и давлении 10^5 кгс/см². Это свидетельствует об образовании октаэдритов в недрах космического тела астероидального размера. По Дж. Вуду, металлическая масса диаметром 1 км в космических условиях полностью могла остыть за 1000 лет. По структуре октаэдритов и распределению никеля в тэнните и камасите вычислена скорость остывания в пределах $10-1^\circ\text{C}$ за 1 млн. лет, что соответствует ядрам объектов с радиусом от 70 до 200 км.

Г. Шварц, С. Скотт и С. Киссин [115] исследовали содержание троилита в акцессорном сфалерите из некоторых железных метеоритов для оценки давления, при котором происходило их формирование. Оказалось, что содержание FeS в сфалерите как малой фазе, находится в равновесии с троилитом. Вычисленные давления оказались в пределах от 0,2 до 3,1 кгс/см², что соответствует формированию материала в центре хондритового объекта с радиусом от 140 до 410 км или металлического объекта с радиусом от 50 до 200 км.

Вычисленные размеры родительских тел железных метеоритов вполне соответствуют размерам астероидов, известных в настоящее время.

6. ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕТЕОРИТОВ И РАННИЕ ХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ

О происхождении метеоритов высказаны различные мнения. Наиболее популярной была гипотеза, рассматривающая метеориты как обломки одной распавшейся планеты, некогда находившейся между орбитами Марса и Юпитера. Планете было присвоено мифологическое название «Фаэтон». Однако эта гипотеза резко противоречит законам небесной механики. Современные данные по составу и структуре метеоритов также не соответствуют гипотезе о единой родоначальной планете. В настоящее время утвердилось мнение, что метеориты представляют собой обломки твердых тел астероидального размера, но различного типа. Например, хондритовые метеориты произошли из недифференцированного материала Солнечной системы, некоторые другие классы метеоритов — из химически различных тел или составных частей этих тел, испытавших предварительно химическую дифференциацию. Следует отметить, что родоначальные метеоритные тела и в современную эпоху находятся в стадии дробления. Об этом свидетельствует радиационный возраст космогенных изотопов. Поскольку он датирует время с момента интенсивного облучения образца метеорита космическими лучами, что возможно для образцов относительно небольших размеров, то радиационный возраст свидетельствует о времени дробления исходного материала.

Хондриты можно представить в качестве космических конгломератов. Г. Сорби, впервые изучивший микроструктуру хондр под микроскопом, пришел к заключению, что хондры когда-то были расплавленными каплями. Потом они застыли, раскристаллизова-

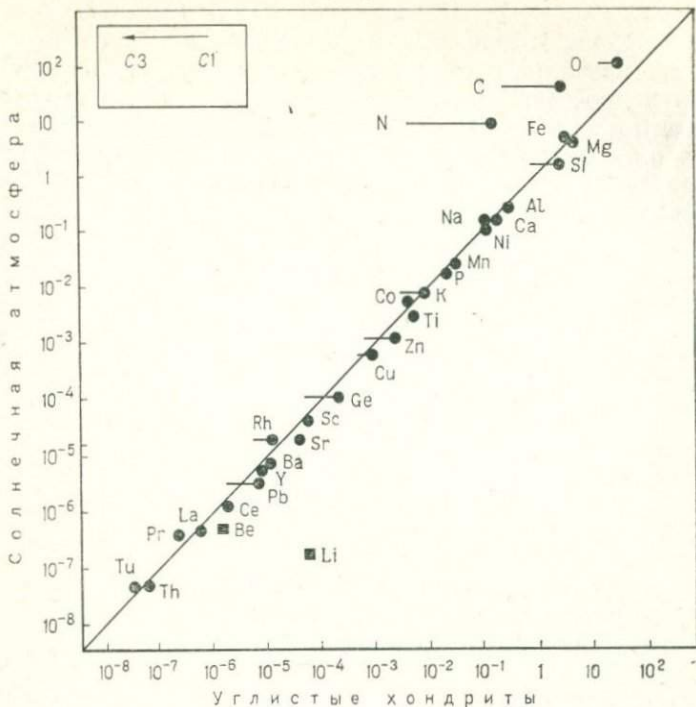


Рис. 3. Сравнение атомных распространенностей элементов на Солнце и в углистых хондритах. Пределы отклонений содержания отмечены горизонтальными линиями

лись и сцементировались. Имеющиеся структурные и химические данные вполне подтверждают высказанную Г. Сорби точку зрения. В последнее время непосредственно из паровой фазы были получены хондры, по структуре близкие к природным хондрам. Экспериментальное воспроизведение хондр, в условиях близких к космическим, выполнено М. Блейндером и его сотрудниками из жидких метастабильных капель системы $Mg_2SiO_4-SiO_2$ [121].

В 1929 г. Г. Н. Расселл на основании количественного анализа солнечных спектрограмм показал, что по составу металлов солнечная атмосфера находится ближе к хондритам, чем к земным горным породам. Современные аналитические данные указывают, что хондриты лучше всего отражают состав нелетучей части солнечного вещества. В то же время из всех хондритов ближе всего к составу солнечного вещества подходят углистые хондриты типа C1. Атомная распространенность ряда химических элементов на Солнце и в углистых хондритах сравнивается на рис. 3. Из него виден близкий химический состав Солнца и вещества углистых хондритов. Наиболее ярко это подчеркивается, если мы обратимся к элементам, содержание которых на Солнце установлено наиболее точно.

По данным Дж. Росса и Л. Аллера [113], отношение $\text{Na}:\text{Ca}$ и $\text{S}:\text{Ca}$ установлено с погрешностью $\pm 15\%$, что при современном уровне знаний считается точным результатом. Из рис. 4 видно совпадение отношений $\text{Na}:\text{Ca}$ и $\text{S}:\text{Ca}$ на Солнце и в углистых хондритах типа C1 [76]. Таким образом, для хондритов исходным веществом, вероятно, было вещество солнечного состава. Генетическое родство вещества хондритовых метеоритов и Солнца нам представляется доказанным.

Большое значение имеет тот факт, что железо в хондритах широко варьирует — от максимально окисленного в углистых хондритах до полностью восстановленного в энстатитовых хондритах (см. рис. 1). Это вполне определенно указывает на *окислительно-восстановительные процессы при формировании хондритовых метеоритов в определенных областях ранней солнечной туманности*. По содержанию железа выделяются две группы хондритов: *H*-хондриты и *L*-хондриты, что свидетельствует о разных родительских телах.

Весьма ценные данные о происхождении хондритовых метеоритов заключены в характере распределения химических элементов в их материале. Изучение содержания ряда химических элементов в хондритовых метеоритах разного типа с помощью современных методов анализа привело к существенному уточнению наших знаний о их распространенности. Оказалось, что в хондритах $1/3$ элементов таблицы Д. И. Менделеева обнаруживает заметный недостаток по сравнению с углистыми хондритами C1. Среди них имеются сидерофильные, халькофильные, литофильные и атмофильные элементы.

Концентрация элементов в хондритовых метеоритах представлена в табл. 8 [86]. В ней приведена атомная распространенность элементов при исходной нормализации числовых величин по отношению к кремнию как наименее летучему компоненту; содержание элементов в C1 принято за единицу.

По Дж. Ларимеру, дефицитные элементы в хондритовых метеоритах можно разделить на элементы нормальной недостаточности, содержание которых по сравнению с содержанием в C1 составляет $0,5-0,1$ (т. е. их концентрация в 2—10 раз меньше), и элементы «избыточной» недостаточности с содержанием в пределах $0,1-0,001$ (т. е. в 10—1000 раз ниже, чем в веществе хондритов C1). Несмотря на относительную неоднородность исходных данных, связанных с методикой отбора проб и их представительностью, можно считать, что обнаруженная недостаточность ряда

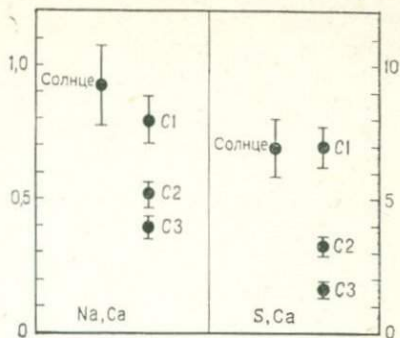


Рис. 4. Сравнение отношений $\text{Na}:\text{Ca}$ и $\text{S}:\text{Ca}$ на Солнце и в углистых хондритах

Таблица 8

Концентрация элементов в хондритовых метеоритах
(по Андерсу и Ларимеру [86])

Элемент	Углистые хондриты			Обычные хондриты	Энстатитовые хондриты	
	C1	C2	C3		тип I	тип II
Si	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Mn	1,00	0,67	0,53	0,72	1,00	0,53
Ag	1,00	0,35	0,30	0,095	0,74	—
Au	1,00	0,75	0,79	0,64	1,30	1,00
Cu	1,00	0,62	0,52	0,28	0,72	0,08
Zn	1,00	0,42	0,16	0,084	0,68	—
Ga	1,00	0,61	0,44	0,26	1,00	0,60
Ge	1,00	0,60	0,30	0,16	0,89	0,50
In	1,00	0,46	0,20	0,0018	0,64	0,014
Sn	1,00	0,39	—	0,15	0,29	—
Sb	1,00	0,76	0,52	0,35	0,80	0,60
Hg	1,00	0,33	0,089	0,07	0,024	0,0025
Tl	1,00	0,69	—	0,0018	0,49	—
Pb	1,00	0,44	0,28	0,02	0,59	—
Bi	1,00	1,10	—	0,0055	0,38	—
Na	1,00	0,58	0,47	0,70	0,98	0,56
K	1,00	0,63	0,52	1,1	1,1	1,003
Rb	1,00	0,68	0,47	0,87	—	—
Cs	1,00	0,56	0,16	0,14	—	—
F	1,00	0,69	0,38	0,31	0,44	0,36
Cl	1,00	1,10	0,93	0,021	1,6	0,36
Br	1,00	0,30	0,30	0,024	0,41	0,14
I	1,00	0,45	0,18	0,041	0,28	0,07
S	1,00	0,45	0,35	0,20	0,60	0,34
Se	1,00	0,38	0,25	0,21	0,54	0,60
Te	1,00	0,46	0,24	0,11	0,59	—
H	1,00	0,55	0,074	0,016	—	—
C	1,00	0,54	0,10	0,013	0,069	0,05
N	1,00	0,54	0,15	0,016	—	—
Kr	1,00	0,65	0,56	0,023	0,068	0,08
Xe	1,00	0,62	0,41	0,022	0,05	—

элементов не является случайной, а связана с их определенными физико-химическими свойствами и положением в таблице Д. И. Менделеева.

В углистых хондритах (C2 и C3) мы не наблюдаем резкой дефицитности. Для восьми наиболее распространенных элементов в хондритах Э. Андерс предложил пропорцию распространенности 100 : 50 : 30 (C1 : C2 : C3).

В обычных хондритах наблюдается более сложная картина

фракционирования. Марганец и щелочные металлы (за исключением цезия) не обнаруживают здесь резкой недостаточности. Десять элементов (Cu, Ag, Au, Ga, Ge, Sb, F, S, Se) показывают недостаточность в пределах 0,15—0,25. Элементы в хондритах повторяют особенности, которые характерны для C3-хондритов. В тринадцати элементах (Cs, Te, Ag, Cl, Br, I, Zn, Cd, Hg, Pb, Bi, Tl, In) наблюдается падение концентрации от 0,14 до 0,002. Концентрация пяти атмосферных элементов (Kr, Xe, N, C, N) понижается от 0,02 до 0,002. Эти элементы оказываются наиболее дефицитными. Корреляция ряда элементов не носит геохимического характера. Например, атмосферный C коррелируется с халькофильным Cd и литофильным Cs; отмечается корреляция Te, Cl, Br, I.

В энстатитовых хондритах типа I распространенность элементов близка к таковой в углистых хондритах. Исключение представляют лишь ртуть и атмосферные элементы, имеющие резкий дефицит. Но большинство халькофильных элементов недостатка не обнаруживает.

У энстатитовых хондритов типа II наблюдается пониженная концентрация щелочных металлов. Нормальная группа показывает фактор уменьшения 0,5. Прогрессивно уменьшается распространенность Zn, Cd и In (0,01—0,05). Атмосферные элементы Kr, Xe, C имеют избирательное понижение концентрации.

Из изложенных данных следует, что дефицит элементов связан с их летучестью. Поэтому мы наблюдаем тесный парагенезис ряда элементов, относящихся к различным геохимическим группам: сидерофильных, халькофильных, литофильных и атмосферных. В хондритах выделяются две основные закономерности распространенности элементов:

- 1) сохранность резко дефицитных элементов, заметно бóльшая в одних хондритах, чем в других;
- 2) содержание элемента понижается с увеличением его летучести.

Низкое содержание ряда летучих элементов в метеоритах не связано с их потерей во время нагрева родоначальных тел. Космохимические данные свидетельствуют о том, что распространенность элементов в хондритах зависит от процессов конденсации элементов и их соединений из остывающего газа солнечного состава. Понижение температуры раскаленной газовой системы солнечного состава привело к последовательной конденсации нелетучих (тугоплавких), затем труднолетучих и в самом конце — наиболее летучих элементов.

Процесс конденсации раскаленного газа солнечного состава изучался А. Эйкеном [67], Г. Юри [124], а в последнее время Г. Лордом [95] и Дж. Ларимером. Температуры конденсации элементов и их соединений были рассчитаны Дж. Ларимером по уравнениям химической термодинамики при двух режимах давления, которые могли иметь место в первичной туманности по моделям А. Камерона. Результаты расчетов Дж. Ларимера для некоторых наиболее важных веществ представляются в следующем виде:

Температуры конденсации, К

при давлении 1 кгс/см ²		при давлении 6,6·10 ⁻³ кгс/см ²	
MgAl ₂ O ₄	2050	CaTiO ₃	1740
CaTiO ₃	2010	MgAl ₂ O ₄	1680
CaAl ₂ Si ₂ O ₈	1900	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	1620
Fe	1790	Fe	1620
CaMgSi ₂ O ₆	1770	CaMgSi ₂ O ₆	1560
Mg ₂ SiO ₄	1620	MgSiO ₃	1470
MgSiO ₃	1670	Mg ₂ SiO ₄	1420
NaAlSi ₃ O ₈	1550	NaAlSi ₃ O ₈	1320
Cu	1260	Cu	1090
Au	1100	Au	920
Ag	880	Ag	788
FeS	680	FeS	680
Fe ₃ O ₄	400	Fe ₃ O ₄	400
H ₂ O	200	H ₂ O	210
Hg	196	Hg	181

Позднее в расчеты температур были внесены поправки Дж. Ларимером и другими исследователями. Однако один вывод остается неизменным при любом уточнении величин температур конденсации: в процессе остывания газа солнечного состава образуются минеральные фракции различных температурных интервалов, начиная от высокотемпературных окислов и силикатов Ca, затем металлических железа — никеля и магнезиальных силикатов. Ниже 1200 К конденсируются те элементы, которые относятся к летучим и обнаруживают дефицит у большинства хондритов. Наконец, при отрицательных температурах конденсируются лед и ртуть. В связи с этим распространенность летучих элементов в хондритах можно объяснить различием температур конденсации их веществ.

Температуры конденсации важнейших метеоритных минералов — энстатита и форстерита зависят от исходных данных их свободных энергий. Дж. Лаример использовал термодинамические данные 1960 г., которые позже были уточнены.

Дж. Лаример и Э. Андерс охарактеризовали состав хондритов как смесь веществ двух типов:

1) низкотемпературной фракции (фракции А), сохраняющей в своем составе большое количество летучих элементов и их соединений;

2) высокотемпературной фракции (фракции В), представленной хондрами и металлическими зернами в каменных метеоритах, которая лишена летучих.

По предварительным оценкам, фракция А конденсировалась при температурах 600—180 К, фракция В — 2000—1000 К. Различные метеориты могут состоять из сочетаний фракций А и В в пропорциях, представленных в табл. 9.

Таким образом, обобщение космохимических данных на основании законов химической термодинамики и свойств элементов и их природных соединений показывает, что общая картина фракционирования химических элементов, наблюдаемая в хондритовых метеоритах, возникла при охлаждении туманности солнечного со-

Таблица 9

Состав метеоритов в отношении фракций

Класс метеоритов	Фракция А	Фракция В	H ₂ O
Хондриты углистые C1	80	20	Есть
Хондриты углистые C2	55	45	»
Хондриты углистые C2	32	68	»
Хондриты энстатитовые I	66	34	Нет
Хондриты энстатитовые II	48	52	»
Хондриты обычные	27	73	»
Эвкриты и говардиты	10	90	»
Метеориты железные	2	98	»

става во время конденсации и аккреции. У нас нет сомнений в справедливости основных положений этого вывода.

Более новый и совершенный расчет температур конденсации минеральных видов, присутствующих в метеоритах, был выполнен Л. Гроссманом [19]. Результаты его расчетов представлены в табл. 10.

Таблица 10

Последовательность выделения конденсатов из газа солнечного состава при общем давлении 10^{-3} кгс/см²

Фаза	Состав	Температура, К	
		конденсации	исчезновения
Корунд	Al ₂ O ₃	1758	1513
Перовскит	CaTiO ₃	1647	1393
Мелилит	Ca ₂ Al ₂ SiO ₇ (геленит) Ca ₂ MgSi ₂ O ₇ (мервинит)	1625	1450
Шпинель	MgAl ₂ O ₄	1513	1362
Металлический железоникель	Fe, Ni	1473	—
Диопсид	CaMgSi ₂ O ₆	1450	—
Форстерит	Mg ₂ SiO ₄	1444	—
Анортит	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	1362	—
Энстатит	MgSiO ₃	1349	—
Алабандин	MnS	1139	—
Рутил	TiO ₂	1125	—
Щелочной полевой шпат	(Na, K) AlSi ₃ O ₈	1000	—
Троилит	FeS	700	—
Магнетит	Fe ₃ O ₄	405	—
Лед	H ₂ O	200	—

Следует обратить внимание на то, что перед конденсацией металлического железа и никеля вначале выделяются тугоплавкие окислы и силикаты. Эти наиболее высокотемпературные фракции распространены относительно редко. К высокотемпературной фракции относятся богатые кальцием ахондриты.

Наиболее типичным представителем высокотемпературной фракции конденсатов являются белые минеральные богатые кальцием включения в метеорите Альенде, выпавшем в 1969 г. в Мексике и относящемся к углистым хондритам C2. Этот метеорит представляет собой уникальное образование. Крупнозернистая фракция C2 хондритов состоит преимущественно из единичных кристаллов и агрегатов кристаллов. По очертаниям включения резко отличаются от хондр и не могут рассматриваться как продукты затвердевания быстро застывших капель. Поверхность граней кристаллов напоминает поверхность синтетических минеральных образований, которые возникают при непосредственной конденсации из пара. Г. Венке и др. [105] изучили распространенность 45 элементов в богатых кальцием и алюминием включениях метеорита Альенде, из них 11 элементов (Os, W, Zr, Re, Hf, Y, Sc, Ir, Ru, V, Ta) относятся к тугоплавким, образующимся до начала конденсации железа.

Д. Гроссман теоретически рассчитал, что Sc и Ir во включениях, богатых кальцием и алюминием, в 20 раз больше, чем в веществе C1-хондритов. Результаты исследований Г. Венке и др. показали, что в этих включениях 23 тугоплавких литофильных и шесть сидерофильных элементов имеют большее распространение, чем во фракции C1 хондритов. Во включениях определялось также содержание элементов с низкими температурами конденсации. Большая часть этих относительно летучих элементов обнаружилась пониженные концентрации приблизительно на один порядок. Тугоплавкие элементы показали систематическую обогащенность от 24 (Yb) до 13 (U) по сравнению с фракцией C1 хондритов. Температура конденсации и обогащенность тугоплавких элементов в богатых кальцием и алюминием включениях метеорита Альенде представлены в табл. 11.

Таблица 11

Температуры конденсации тугоплавких редких элементов включений метеорита Альенде, богатых кальцием и алюминием, и их обогащенность относительно фракции C1 хондритов (по Г. Венке и др. [105])

Элемент	Температура конденсации, К	Обогащенность относительно C1 хондритов	Элемент	Температура конденсации, К	Обогащенность относительно C1 хондритов
Os	1925	19,4	Sc	1715	23,5
W	1885	20,2	Ir	1629	17,2
Zr	1840	23,3	Ru	1614	11,7
Re	1839	20,9	V	1534	12,6
Hf	1719	23,2	Ta	1499	18,7
Y	1719	20,6			

Из таблицы мы видим превосходное совпадение данных, предсказанных теорией конденсации, с данными химического состава

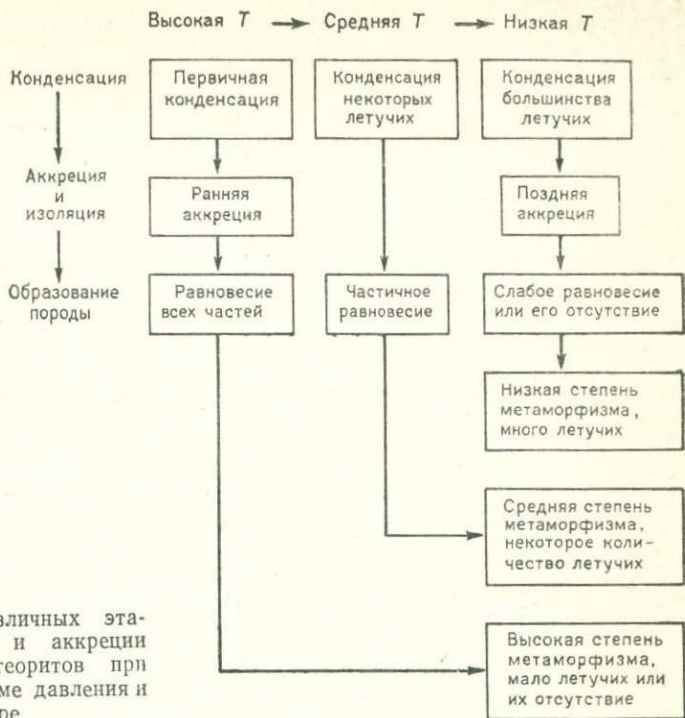


Рис. 5. Схема различных этапов конденсации и аккреции хондритовых метеоритов при одинаковом режиме давления и разной температуре

высокотемпературных включений. Это совпадение не случайно и свидетельствует об образовании различных частей фракций хондритовых метеоритов из остывающей газовой паровой фазы солнечного состава.

Однако термодинамические расчеты последовательности выделения конденсатов при разных температурах были основаны на предположении о существовании непрерывного равновесия между конденсирующейся фазой и окружающим газом. Оно, несомненно, является идеализированным. В процессе конденсации солнечного газа равновесия могли нарушаться, а силикатные частицы и хондры могли испытывать повторный нагрев и перекристаллизацию. Микроструктура хондр указывает на вероятность подобных процессов. Как показали М. Блейндер и М. Абдель-Гавад [54], переохладение — это важнейшее явление конденсации. Разные температуры переохладения дают различные структуры хондритов. Формирование хондр может происходить в разных условиях. Различные этапы конденсации и аккреции хондритов при одном режиме давления показаны на рис. 5.

Однако и давление, которое принималось постоянным во всех расчетах конденсации, могло меняться, изменяя последовательность выделения отдельных конденсатов, в частности железа, магnezияльных силикатов и троилита. По расчетам Л. Гроссмана

[72], железоникелевые сплавы имеют более высокие температуры конденсации, чем силикаты магния (Mg_2SiO_4 и $MgSiO_3$) при всех значениях давления свыше $n \cdot 10^{-5}$ кгс/см². Но при более низких давлениях первыми выделяются форстерит и энстатит. Температуры конденсации важнейших составных частей метеоритов и земных планет при разных режимах давления водорода H_2 следующие:

Давление (кгс/см ²)	10^{-2}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-5}
	<i>Температура, К</i>			
Железо	1580	1468	1374	1289
Форстерит	1528	1444	1370	1302
Энстатит	1511	1432	1361	1297

Таким образом, в зависимости от давления последовательность выделения металлического железа, форстерита и энстатита меняется.

Согласно расчетам Дж. Ларимера, Э. Андерса и Л. Гроссмана, троилит относится к низкотемпературной фракции и конденсируется при температуре 700 К. Однако, как показал М. Блейндер [53], он может выделяться и при более высоких температурах. В жидком троилите могут концентрироваться халькофильные элементы. Поэтому аномально повышенные содержания халькофильных элементов в троилите, наблюдающиеся в энстатитовых и обычных хондритах, и нахождение в них ольдгамита и найнингерита свидетельствуют о первоначальном выделении троилита в виде жидкой фазы. В некоторых энстатитовых хондритах халькофильные элементы (Ti, Bi, Pb, Zn, In) обнаруживают необычно высокую концентрацию, связанную с присутствием сульфидных минералов — троилита, ольдгамита, алабандина, найнингерита, сфалерита, добреелита и дирфишерита. По М. Блейндеру, перенасыщение газа солнечного состава железом ведет не только к появлению в повышенном количестве FeO в конденсате, но и приводит к формированию троилита при температурах более высоких, чем вычисленные по условиям термодинамического равновесия.

Перенасыщение и переохлаждение в значительной мере объясняют различие между сульфидными фазами энстатитовых и обычных хондритов. Согласно расчетам М. Блейндера, при давлениях водорода свыше 10^{-3} кгс/см² жидкий троилит конденсируется при температуре свыше 1260 К (эвтектическая температура системы Fe—FeS). При давлении ниже 10^{-4} кгс/см² формируется твердый троилит. Таким образом, мы можем считать, что в хондритах имеется троилит двух температурных генераций: высокотемпературный троилит в энстатитовых хондритах (E1) с повышенным содержанием халькофильных элементов и прошедший через жидкую фазу в тесном парагенезисе с другими метеоритными сульфидами, и обычный низкотемпературный троилит, находящийся в составе других хондритов.

Можно предположить, что остывание протопланетной газовой туманности зависело от гелиоцентрического расстояния: ближе к Солнцу остывание газового вещества происходило медленнее и здесь формировались капли и частицы преимущественно высокотемпературной фракции, обогащенной железом, с минимальной долей низкотемпературной фракции. Путем сгущения этих фракций возникли родоначальные тела хондритов с минимальным содержанием летучих. Дальше от Солнца материал, содержащий повышенное количество низкотемпературной фракции, сгущался. Согласно расчетам Дж. Ларимера и Э. Андерса, родоначальные тела энстатитовых хондритов сформировались из внутренней части астероидального кольца на расстоянии 2,2 а.е. Обычные хондриты образовались в центральной и внутренней частях астероидального кольца примерно на расстоянии 2,8 а.е. Наконец, самые далекие родоначальные тела углистых хондритов возникли из материала внешней части астероидального кольца, сохранив значительную долю газовых компонентов на расстоянии примерно 3,9 а.е.

Однако такая оценка областей формирования родоначальных метеоритных тел в зависимости от гелиоцентрического расстояния, по-видимому, нуждается в поправках. Астероидальное кольцо было, вероятно, наиболее благоприятным местом для формирования родоначальных тел углистых хондритов. Так, сравнение спектральной отражательной способности астероидов и метеоритов довольно убедительно свидетельствует о том, что только материал типа углистых хондритов распространен в астероидальном кольце, в то время как материал обычных хондритов в этом кольце является редким или вообще отсутствует. Как отмечает Дж. Льюис [92], конденсационные модели земных планет и спутников внешних планет указывают скорее на то, что обычные хондриты образовались вблизи орбиты Марса, примерно на расстоянии 1,2 а.е. Сравнивая окислительные состояния пород Земли и обычных хондритовых метеоритов, Р. Хатчисон пришел к выводу, что энстатитовые хондриты возникли внутри орбиты Земли, т. е. на расстоянии 1 а.е. Вероятно, область формирования хондритовых метеоритов была довольно обширной и охватывала пространство между орбитой Венеры и астероидальным кольцом.

Возраст метеоритов, по радиологическим данным, находится в пределах $4,5-4,6 \cdot 10^9$ лет и определенно указывает на то, что они возникли на самых ранних этапах развития Солнечной системы. Метеориты образовались непосредственно из остывающего газа солнечного состава с последующей аккумуляцией в первоначальные родительские тела.

Значительно сложнее проблема происхождения ахондритов, железокосменных и железных метеоритов. Можно рассматривать их как продукты распада астероида или астероидов, испытавших химическую дифференциацию на внешнюю силикатную оболочку (говардиты, эвкриты), внутреннюю оболочку (большинство ахондритов вверху и частично мезосидериты внизу) и металлическое ядро (железные метеориты типа октаэдритов и частично палла-

ситы). Однако химический состав богатых кальцием хондритов близок к составу высокотемпературной фракции конденсатов. Они обогащены такими тугоплавкими литофильными элементами, как Th и U. Это приводит к предположению о их формировании из высокотемпературной фракции конденсирующейся солнечной туманности, когда конденсация происходила непосредственно из паров в твердые частицы, минуя жидкую фазу, которая в других метеоритах привела к образованию хондр.

Что касается палласитов и железных метеоритов типа октаэдритов, то они возникли при медленном остывании железного расплава, что могло быть в недрах достаточно крупного тела, покрытого теплоизолирующей оболочкой в виде силикатной мантии. Известно, что эти метеориты имеют видеманштетенные фигуры, которые возникают при медленном охлаждении металлического расплава.

Г. Аррениус, Х. Альвен [50] и А. П. Виноградов [9] предположили, что железные метеориты образовались непосредственно из паровой фазы протопланетной туманности. Однако критический разбор космохимических данных, выполненный Скоттом, показывает, что только небольшая группа железных метеоритов (IV в) представляет собой высокотемпературные конденсаты, поскольку распространение многих тугоплавких элементов в них близко к значениям в космических телах. Все другие группы железных метеоритов не являются продуктами прямой конденсации. Таким образом, в отношении генезиса железных метеоритов у нас еще нет установившихся представлений. Железоникелевая фаза, несомненно, относится к высокотемпературным первичным конденсатам, но в неизменном виде она встречается в хондритах и, возможно, в мезосидеритах. В других же метеоритах она испытала повторное плавление и застыла внутри родоначального тела с последующим перераспределением никеля между камаситом и тэнитом. Если палласиты и октаэдриты являются обломками химически дифференцированного астероида при условии совпадения возраста этих метеоритов, то это свидетельствует об относительно быстрой химической дифференциации родоначальной планеты, вызванной нагревом от распада короткоживущих радиоактивных изотопов.

Таким образом, у нас еще нет полных данных по метеоритам, поэтому многие детали их состава и структуры нельзя интерпретировать однозначно. Если по отношению хондритовых метеоритов у нас имеется меньше всего сомнений в том, что они отражают фракционирование и конденсацию химических элементов при охлаждении газа солнечного состава, то в отношении других метеоритов такой ясности нет.

Возникновение родоначальных метеоритных тел, во всяком случае, связано с последовательной конденсацией газа солнечного состава, затем аккрецией в тела определенной массы, соизмеримой с массой современных астероидов.

Вся последовательная цепь событий в ранней истории Солнечной системы фиксируется в определенном интервале времени от

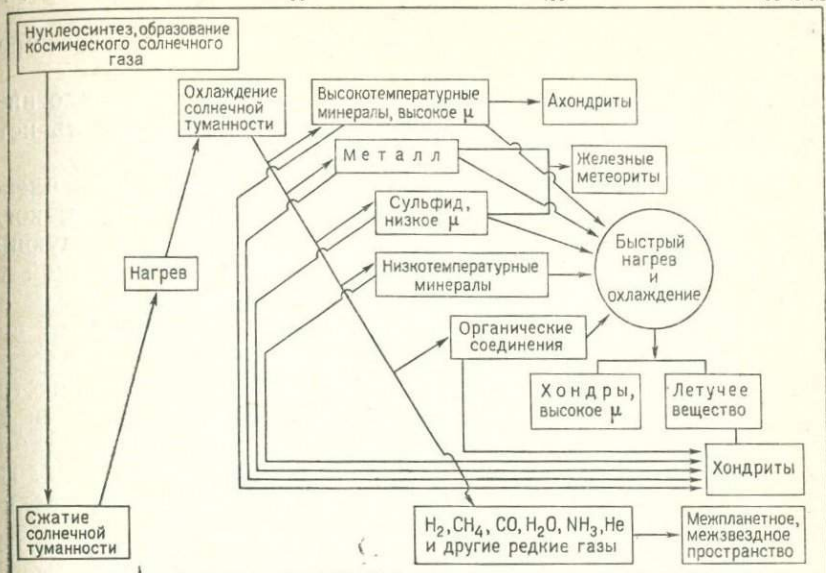


Рис. 6. Хронологическая последовательность выделения метеоритного материала из охлаждающейся туманности солнечного состава (по Дж. Хаю и Т. Коману, 1973), $\mu = {}^{238}U : {}^{204}Pb$.

окончания процессов ядерного синтеза до образования и затвердевания родоначальных метеоритных тел. Хронологическая числовая оценка этого интервала времени намечается по измерению содержания в метеоритах продуктов распада вымерших радиоактивных изотопов. Этими продуктами являются изотопы ксенона: ${}^{129}Xe$, ${}^{132}Xe$, ${}^{133}Xe$, ${}^{134}Xe$, ${}^{136}Xe$. Изотоп ${}^{129}Xe$ возник от распада вымершего изотопа иода ${}^{129}I$, а остальные — от спонтанного осколочного деления изотопа плутония ${}^{244}Pu$. Разные метеориты показывают разное значение Δt (интервал времени от конца ядерного синтеза до отвердевания метеоритов). Это свидетельствует о том, что, строго говоря, отдельные родоначальные метеоритные тела формировались в разное время в пределах Δt , которые приближенно может быть принято за $150 \cdot 10^6$ лет. По измерениям Г. Везерилла и др. [129], белые богатые кальцием включения в углеродном хондрите Альенде обнаружили самое минимальное отношение изотопов стронция — ${}^{87}Sr : {}^{86}Sr = 0,69880$, в то время как до настоящего времени принималось значение $0,69899$, вычисленное в базальтовых ахондритах. Более высокие значения этого отношения, найденные в обычных хондритах, указывают на то, что их формирование или изотопное равновесие произошло на десятки миллионов лет позже. Родоначальные тела метеоритов, вероятно, остыли и стали замкнутыми системами 4,5—4,7 млрд. лет назад. И только железный метеорит Кодейканал образовался около $3,8 \pm 0,1$ млрд.

лет назад, что связано, скорее, с более поздней химической дифференциацией в первичном астероиде.

Хронология формирования метеоритов разных классов представлена на рис. 6.

Учитывая данные по химическому составу, минералогии и структуре метеоритов, мы можем в общих чертах наметить историю их формирования в следующей последовательности.

В далеком прошлом вещество метеоритов, как и всех членов Солнечной системы, проходило этапы ядерного синтеза, когда сформировались элементы, образовавшие метеориты. Следующая стадия заключалась в образовании родоначальной солнечной туманности с центральным протосолнцем, окруженным газовым облаком линзообразной формы, где температура снижалась от центра к краевым частям. Вследствие остывания газа солнечного состава вещество конденсировалось либо в виде твердых частиц, либо в виде быстро застывающих капель (хондры). Газовая туманность превратилась в газопылевую. Затем наступила агломерация хондр и частиц пыли в тела астероидального размера. Нагрев этих тел зависел от их размеров. Малые тела не нагревались совсем. Более крупные тела нагревались с частичным или полным плавлением преимущественно под воздействием вымершей радиоактивности (от распада ^{26}Al). В этих телах произошла дифференциация на железоникелевую и силикатную фазы. Затем последовал раскол родоначальных тел метеоритов с последующим выпадением части обломков на Землю в виде метеоритов.

ГЛАВА II

ПЛАНЕТЫ И АСТЕРОИДЫ

Наука не может ошибаться в вещах, она может лишь ошибаться в понимании вещей.

В. Либкнехт

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Основные черты строения Солнечной системы известны по астрономическим наблюдениям. Мы уделяем внимание преимущественно составу отдельных тел Солнечной системы в целях выяснения эволюции ее вещества. Однако при этом не можем игнорировать особенности расположения планет, их спутников, характер движения и вращения. Особенности Солнечной системы заключаются в следующем.

1. Солнечная система состоит из Солнца, девяти крупных планет и их 32 спутников, а также большого числа астероидов, из которых 1600 занесены в каталоги. Присутствует твердый материал различной степени размельчения от малых астероидов до мелких камней и космической пыли.

2. Главная масса вещества сосредоточена в Солнце, которое представляет собой рядовую звезду спектрального класса G, в основном сложенную водородом и гелием. Масса всех других членов Солнечной системы составляет 1/700 часть массы Солнца.

3. Все планеты обращаются вокруг Солнца в одном и том же направлении.

4. Все планеты вращаются вокруг своих осей в направлении, совпадающем с направлением их обращения вокруг Солнца. Исключение представляют Уран и Венера.

5. Эксцентриситеты орбит планет мало отличаются от нуля, т. е. орбиты планет почти круговые. Максимальные эксцентриситеты характерны для орбит Меркурия и Плутона.

6. Орбиты планет, кроме Меркурия и Плутона, лежат почти в одной плоскости, мало наклоненной к плоскости солнечного экватора.

7. Момент количества движения (равный mvr) распределяется крайне неравномерно между Солнцем и планетами. На долю Солнца, в котором сосредоточено свыше 99% всей массы Солнечной системы, приходится только 2% ее полного количества движения.

8. Вращение Солнца вокруг своей оси происходит в ту же сторону, в какую движутся планеты вокруг Солнца.

9. Орбиты большинства спутников планет близки к круговым, а движения большинства спутников по их орбитам происходит в том же направлении, в каком планеты движутся вокруг Солнца.

10. В большинстве своем орбиты спутников имеют малый наклон к плоскостям экваторов своих планет.

11. Все планеты по размерам и плотности подразделяются на внутренние, или земного типа, и внешние, или типа Юпитера. Планеты земного типа — твердые тела, внешние состоят преимущественно из газов.

12. Планеты-гиганты с крупными массами вращаются вокруг своих осей быстро — с малыми периодами. Почти все астероиды обладают сходными периодами вращения, в среднем около 8—9 часов (точность до 50%). Так, при изменении массы более чем в 10^{11} раз (от 10^{19} г для малых астероидов до 10^{30} г для Юпитера) период вращения не обнаруживает сколько-нибудь систематического изменения.

13. Величины больших полуосей планетных орбит возрастают прогрессивно, согласно правилу планетных расстояний (Боден-Тихонуса):

$$a_n = 0,4 + 0,3 \cdot 2^n,$$

где a — величина полуоси, $n=1$ (для Земли). Согласно этому правилу между Марсом и Юпитером должна находиться планета, но она заменяется обширным кольцом астероидов.

При решении космогонических вопросов большое значение имеет расширение наших знаний о составе тел Солнечной системы. Основными источниками сведений о их химическом составе служат данные спектрального анализа по составу Солнца, а также результаты химических анализов, проведенных в лабораториях по материалу земной коры, пород поверхности Луны и метеоритов. Все космохимические данные можно разделить на прямые и косвенные. К прямым относятся:

1) спектральные анализы верхних оболочек Солнца и молекулярные спектры атмосфер гигантских внешних планет;

2) химические анализы (включая также изотопные измерения) любого доступного материала Земли (кора и отчасти верхняя мантия), Луны и всех метеоритов, имеющих генетическую связь с астероидами;

3) сведения, получаемые автоматическими анализаторами, доставленными на поверхность планет космическими аппаратами (например, советским космическим аппаратом «Венера»), они позволяют определить химический состав планетных атмосфер.

К косвенным сведениям относятся:

1) отражательная способность планет — альбедо, позволяющая ориентировочно судить о природе поверхности планет или их атмосферах;

2) отражательная способность различных длин волн от ультрафиолетовых до радиоволн, позволяющая судить о химико-минеральной природе поверхности твердых планет; имеются, например, сведения о Марсе и некоторых астероидах;

3) естественная γ -радиация, получаемая космическими аппаратами и искусственными спутниками. По γ -радиации можно оценивать петрологическую природу поверхностного материала планет, что впервые было выполнено космическим аппаратом «Луна-10»

(СССР) для оценки радиоактивности Луны и впоследствии автоматической станцией «Венера-8» для поверхности Венеры;

4) средняя плотность планет и их спутников, полученная по астрометрическим наблюдениям и вычисленная по законам небесной механики; она позволяет довольно надежно судить о том, какая (газовая или твердая) фаза имеет доминирующее значение в составе планет и отчасти о соотношениях металлического, силикатного или ледяного (H_2O) материала.

Основные свойства планет в сравнении со свойствами Земли представлены в табл. 12. Из нее видно, что средние плотности пла-

Таблица 12

Основные свойства планет

Планеты	Масса	Радиус	Средняя плотность, г/см ³	Средняя плотность при нулевом давлении, г/см ³
<i>Внутренние планеты</i>				
Луна	0,0123	0,273	3,35	3,3
Меркурий	0,0543	0,383	5,62	5,3
Венера	0,8136	0,955	5,09	4,3
Земля	1,0000	1,000	5,52	4,4
Марс	0,1076	0,528	3,97	3,9
<i>Малые планеты</i>				
Астеронды (хондритовые) . .	≪0,00013	≪0,058	~3,5	~3,5
<i>Внешние планеты</i>				
Юпитер	318,35	10,97	1,30	—
Сатурн	95,30	9,03	0,68	—
Уран	14,54	3,72	1,58	—
Нептун	17,20	3,38	2,42	—
Плутон	0,03	0,54	2 ?	—

нет резко различны. С одной стороны, мы можем отметить внутренние планеты земного типа с высокой плотностью (3,35—5,62 г/см³), которые сложены в основном твердым материалом, с другой — внешние планеты, характеризующиеся низкой средней плотностью порядка (1,58—0,68 г/см³), что свидетельствует о том, что они имеют газовый состав. Примером является Юпитер и подобные ему планеты, состоящие преимущественно из газов, среди которых первое место принадлежит водороду — наиболее распространенному элементу Космоса.

Наблюдается определенная пространственная закономерность: ближайшие к Солнцу планеты являются более плотными, чем удаленные от него.

2. ВНУТРЕННИЕ ПЛАНЕТЫ

Меркурий — ближайшая к Солнцу и самая малая планета Солнечной системы. Однако по своим размерам Меркурий занимает тринадцатое место. По величине радиуса он уступает спутникам Юпитера — Каллисто и Ганимеду, спутнику Сатурна — Титану и спутнику Нептуна — Тритону. До последнего времени считалось, что период обращения Меркурия вокруг Солнца равен периоду его вращения вокруг своей оси. Однако недавно полученные данные свидетельствуют о том, что планета вращается вокруг своей оси с периодом в 1,5 раза меньшим периода ее обращения по орбите. Этот вывод подтвержден радиолокационными измерениями Меркурия, которые показали период его обращения, равный 59 ± 5 суток. На освещенном полушарии Меркурия температура достигает 700 К, а на неосвещенной, ночной, стороне может опускаться до 220 К. Поэтому на освещенной, горячей, стороне молекулы обычных газов должны приобретать тепловые скорости, превышающие скорости улетучивания с поверхности. В связи с этим допускалось, что Меркурий лишен атмосферы, а на его неосвещенной части создается временная возможность накопления небольшого количества аргона от радиоактивного распада ^{40}K , сосредоточенного в твердом теле планеты. Новые данные были получены в 1974 г. американской межпланетной станцией «Маринер-10», которая пролетела на расстоянии 720 км от планеты. Результаты оказались неожиданными. У Меркурия обнаружена весьма разреженная атмосфера, состоящая из инертных газов — аргона, неона, гелия. Если аргон и гелий могут быть радиогенного происхождения, то присутствие неона представляет собой загадку.

Телевизионная съемка, проведенная «Маринером-10», показала, что поверхность Меркурия во многом сходна с поверхностью Луны. На снимках обнаружены многочисленные кратеры поперечником от 0,8 до 120 км и более, а также продолговатые узкие долины и разбросанные на большом расстоянии друг от друга хребты. Меркурий имеет самую низкую отражательную способность в области видимого света (альбедо 0,056), что свидетельствует о темном материале его поверхности. По данным исследований спектральной отражательной способности [99] поверхность Меркурия, вероятно, покрыта луноподобной почвой, богатой стеклом с повышенным содержанием железа и титана. Преобладающим минералом, очевидно, является пироксен, который под влиянием метеоритных ударов превратился в стекло. Общий тепловой фон Меркурия такой, что минералы, богатые титаном и железом, присутствуют там в стеклообразном состоянии.

Точные размеры Меркурия еще не установлены. Радарные диаметр и масса дают среднюю плотность Меркурия $5,46 \text{ г/см}^3$, фотоэлектрический метод Герцшпрунга — на 1% больше радарного значения. Полученные данные свидетельствуют о значитель-

ной роли металлической фазы в ее недрах. Модель внутреннего строения Меркурия представлена на рис. 7.

Меркурий относится к наименее изученным внутренним планетам Солнечной системы. По данным станции «Маринер-10», его магнитное поле в 100 раз слабее земного и форма его иная, чем магнитного поля Земли.

Венера по своим размерам и средней плотности наиболее близка Земле. Масса планеты, вычисленная после полета межпланетной станции «Маринер-2», составляет 0,81485 земной массы. Период обращения Венеры вокруг Солнца равен 225 суткам. Наклон оси вращения к плоскости орбиты еще не установлен достаточно надежно. Далеко неточно вычислен период вращения Венеры вокруг оси. Радиолокационные измерения позволили прийти к заключению, что Венера, в отличие от других планет, вращается в сторону, противоположную направлению ее движения вокруг Солнца, с периодом, близким к 250 суткам.

Венера обладает наиболее теплой и мощной атмосферой из всех планет земного типа. Атмосфера планеты на 97% состоит из CO_2 , в ней обнаружено присутствие O_2 , N_2 и H_2O . Температура у поверхности достигает 747 ± 20 К, давление $90 \pm 1,5$ кгс/см².

По данным радиолокационных измерений твердая часть Венеры представляет собой неровную поверхность. С помощью гамма-спектрометра на межпланетной станции «Венера-8», совершившей мягкую посадку в июле 1972 г., была определена радиоактивность пород поверхности Венеры и вычислено среднее содержание радиоактивных элементов, которое оказалось следующим (%): урана $2,2 \cdot 10^{-4}$, тория $6,5 \cdot 10^{-4}$, калия 4. По данным А. П. Виноградова, Ю. А. Суркова и др. [10], венерианская порода близка к кислым магматическим породам Земли. Отношение К:U также близко к отношениям, которые характерны для большинства земных пород нашей планеты. Венера в своем развитии далеко ушла от своего первичного состояния. Атмосфера планеты носит вторичный характер, связанный с вековой дегазацией недр. Если Венера в главной массе сложена металлическим и силикатным материалом, то, исходя из ее средней плотности, нетрудно рассчитать, что она на 1/3 состоит из металлической части (ядра) и на 2/3 из силикатной, образующей мантию.

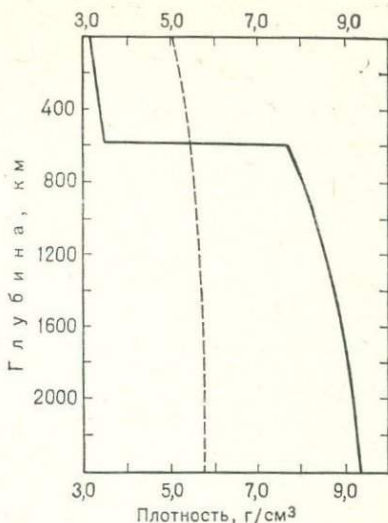


Рис. 7. Плотность для одной из моделей Меркурия с полной дифференциацией его вещества. Пунктирная линия соответствует недифференцированной модели (по Р. Зигфриду и С. Соломону, 1974).

Земля является главным объектом нашего внимания и обстоятельно будет рассмотрена отдельно. Здесь мы можем лишь отметить, что она является наиболее крупной из всех внутренних планет, имеет наиболее крупный спутник — Луну, которая по массе составляет 1/81 часть земной массы. По составу азотно-кислородная атмосфера резко отличается от атмосфер других планет. Большая часть атмосферного аргона имеет радиоактивное происхождение от распада ^{40}K .

Марс — из всех внутренних планет наиболее удален от Солнца. По современным данным, уточненным автоматическими космическими станциями, масса Марса составляет $6,423 \cdot 10^{26}$ г (т. е. 0,108 часть массы Земли), средний радиус 3386 км, средняя плотность $3,95 \text{ г/см}^3$. Сжатие Марса 1/190,9, т. е. оно больше, чем у Земли. Это свидетельствует о том, что его масса меньше сконцентрирована около центра, чем на Земле. Вокруг Солнца Марс обращается с периодом 1 год 322 суток. Период собственного вращения Марса 24 часа 37 минут; ось вращения имеет наклон 67° к плоскости орбиты. Это вызывает смену времен года на различных широтах аналогично тому, что происходит на Земле.

За последнее время, особенно в период великого противостояния 1971—1972 гг., Марс обстоятельно исследован космическими аппаратами «Маринер-4, 6, 7, 8 и 9», и «Марс-1, 2, 3». Дополнительные данные получены в 1976 г. аппаратами «Викинг-1, 2», совершившими мягкую посадку на поверхности Марса. В июле 1972 г. с помощью аппарата «Маринер-9» была сфотографирована почти вся поверхность планеты с разрешением 1 км.

Космическими станциями окончательно установлено, что поверхность Марса покрыта многочисленными воронками. Очень прозрачная атмосфера Марса позволила детально изучить природу его поверхности. На Марсе установлены три типа поверхности: светлая — «материковые» районы, темная — «морские», белоснежная — полярные шапки. Большая часть поверхности Марса имеет оранжевую окраску, что, по данным оптических характеристик и радиоастрономии, указывает на мелкозернистый характер раздробленных силикатных пород, покрытых пленкой окислов железа. Эти выводы были подтверждены данными передатч «Викинга-1», в районе посадки которого обнаружили довольно ровный рельеф, представляющий собой пустыню с большим количеством каменных обломков, занесенных слоем тонкой пыли. Большинство камней имеют размеры десятки сантиметров, изредка встречаются глыбы в несколько метров.

Рентгеновский флюоресцентный спектрометр, установленный на «Викинге-1», передал сведения о составе марсианского грунта (%): Fe 12—16, Si 13—15, Ca 3—8, Al 2—7, Ti 0,2—2. Этот состав предполагает присутствие полевых шпатов, пироксенов, оливинов, ильменита. Красный цвет марсианских песков на цветных снимках указывает на присутствие гидратов окиси железа — гётита и лимонита.

В районе, названном Тарзис, «Маринер-9» обнаружил четыре пятна, которые оказались группами высокоподнятых кратеров различной формы, очень похожих на кальдеры земных вулканических аппаратов. Район Тарзис оказался одним из высочайших на Марсе. Особенности морфологии и расположения кратеров указывают на их вулканическое происхождение. На поверхности Марса зафиксированы следы деятельности воды в виде извилистых долин и каналов с двумя-тремя притоками. Поскольку в настоящее время на Марсе нет условий для энергичной деятельности воды, то допускается, что русловые потоки воды были на Марсе в прошлом. Возможно, в прошлом климат там был мягче, а вода поступала из глубин планеты.

На Марсе имеется небольшая атмосфера, давление которой у основания в зависимости от условий находится в пределах $(3-9) \cdot 10^{-3}$ кгс/см². В районе посадки станции «Викинг-1» давление атмосферы составляло $7,7 \cdot 10^{-3}$ кгс/см². Масса марсианской атмосферы в северном полушарии несколько больше, чем в южном. По данным станции «Викинг-1» атмосфера Марса на 95% состоит из CO₂, 1—2% приходится на долю аргона и 2—3% на долю азота. В атмосфере обнаружены небольшие количества паров воды и следы озона. Сезонные и вековые изменения альбедо Марса могут быть связаны с переносами ветрами тонкой пыли. По мнению К. Сагана, для переноса пыли требуется скорость ветра 70 м/с, что превышает скорость ветров на Земле. Вероятны также склоновые ветры, возникающие из-за разницы высот рельефа, и смерчи. Пыльная буря на Марсе в 1971 г. была самой длительной и интенсивной из всех, наблюдававшихся до настоящего времени.

Температурные условия на Марсе суровые. Температура поверхности изменяется в зависимости от широты и на границе полярных шапок достигает 140—150 К. Температура на поверхности экваториальных областей днем может достигать 300 К, а ночью падать до 180 К. Максимальное охлаждение происходит в высоких широтах Марса за долгую полярную ночь. При падении температуры до 145 К начинается конденсация атмосферной углекислоты, однако перед этим из атмосферы вымерзает водяной пар. Полярные шапки Марса состоят, вероятно, в нижнем слое из водяного льда, который покрывается сверху твердой углекислотой. Весной и летом полярные шапки Марса интенсивно тают. По скорости таяния установлено, что толщина ледяного покрова измеряется несколькими сантиметрами. Новые данные для Марса, полученные в марте 1974 г. автоматическими станциями «Марс-6 и 7», относятся к температуре, теплопроводности, составу грунта, химическому составу нижней атмосферы, структуре ее верхних слоев. Было обнаружено, что содержание паров воды в атмосфере на отдельных участках в несколько раз выше ранее полученной величины. С помощью чувствительного магнитометра в окрестности станции зарегистрировано магнитное поле, в 7—10 раз превышающее межпланетное.

Особенности поверхности Марса и атмосферы являются результатом очень длительной истории его развития. Данные, которые могут пролить свет на способ образования Марса, сосредоточены в его недрах. Сравнение состава Марса с другими внутренними планетами было выполнено в 1937 г. Г. Джеффрисом. Однако он располагал скудными сведениями. Результаты последних исследований позволяют надежнее производить теоретическое моделирование Марса. Так, А. Биндер [51] на основании теоретического моделирования с учетом данных станции «Маринер-4» показал, что Марс имеет внутреннее железное ядро радиусом 790—950 км, занимающее 4,9% объема планеты. Состав мантии Марса не должен существенно отличаться от состава земной мантии. Температура в недрах Марса 1070—1770 К, т. е. значительно ниже, чем в недрах Земли. Согласно А. Рингвуду, различие состава Земли и Марса определяется разной степенью окисления вещества, что связано с физико-химическими условиями в протопланетном облаке, из которого возникли планеты.

С. В. Козловская [21] рассчитала модель внутреннего строения Марса (рис. 8). Из модели выяснилось, что 100-километровая кора планеты составляет 7% ее массы. Содержание никелистого железа в ней около 17%, но в ядре планеты находится только 5% массы, поскольку момент инерции Марса не допускает более крупного ядра. Остальное железо находится в мантии Марса за счет увеличения доли фаялитовой части в оливинах. Поэтому при нормальных условиях мантия Марса имеет плотность 3,55 г/см³, что выше, чем у верхней мантии Земли (3,3 г/см³).

Согласно модели Д. Андерсона, ядро Марса, кроме никелистого железа, может содержать еще и серу. В этом случае плотность ядра становится меньше, а размеры больше по сравнению с ядром, состоящим только из никелистого железа. С этой моделью согласился Дж. Льюис [93], который считает, что все железо мантии окислено в железомagneзиальных силикатах.

Уточненный вращательный момент Марса указывает, что ядро Марса менее плотное, а мантия более плотная, чем у Земли. Это согласуется с моделью марсианского ядра, богатого FeS, и мантии, обогащенной FeO.

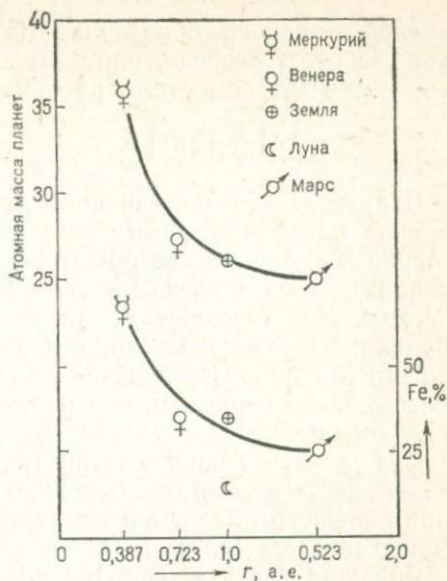
У нас нет пока надежных критериев для окончательного выбора модели Марса. Нам представляется, что модель с железосернистым ядром более всего соответствует действительности.

Марс имеет два спутника — Деймос и Фобос с периодами вращения соответственно 30,30 и 7,65 часа. Оба спутника движутся почти точно в плоскости экватора планеты, Фобос на расстоянии 9400, а Деймос — 23 500 км. По данным «Маринер-9», оба спутника имеют неправильную форму. Размеры Фобоса 25×21, а Деймоса 13,5×12 км. Оба имеют низкое альbedo (0,05), которое по своему значению близко к альbedo углистых хондритов и базальтов. Фобос и Деймос покрыты многочисленными кратерами ударного происхождения. На Фобосе наиболее крупный кратер имеет поперечник 5,3 км. Поверхность спутников характеризуется



Рис. 8. Модель внутреннего строения Марса (по С. В. Козловской).

Рис. 9. Содержание железа и средние атомные массы внутренних планет (по Л. В. Альтшулеру и Л. В. Шариджанову, 1971).



большой густотой кратеров. Это свидетельствует о том, что спутники Марса очень старые и имели общую эволюционную историю.

Согласно современным представлениям, разная плотность внутренних планет определяется главным образом различием их химического состава. Более плотные планеты содержат больше металлического железа, менее плотные меньше. В последних содержание силикатного материала повышенное. Большая часть железа, вероятно, сосредоточена в центральных частях планет в виде ядер. Отсюда нетрудно в первом приближении вычислить основные величины планетных ядер, что выполнено некоторыми авторами для ряда планетарных моделей. Так, согласно расчетам Р. Рейнольдса и А. Саммерса [111], радиусы планетных ядер составляют 0,8 внешнего радиуса Меркурия, 0,53 Венеры, 0,55 Земли и 0,4 Марса. Обращает на себя внимание пространственная закономерность состава внутренних планет: содержание металлического железа в ближайших к Солнцу планетах выше, чем в планетах более отдаленных. Иначе говоря, содержание железа в планетах земной группы является функцией их расстояния от Солнца. Опираясь на данные Р. Рейнольдса и А. Саммерса, а также на свои расчеты, Л. В. Альтшулер [3] выразил эту закономерность графически (рис. 9). По оси абсцисс отложены расстояния планет (r) от Солнца в астрономических единицах (а. е.), по оси ординат — средние атомные массы и концентрации железа. Из графика видна важная космохимическая закономерность, которая только недавно стала осознаваться: различные свойства внутренних планет, определяемые различием их химического состава, свидетельствуют о физическом и химическом фракционировании элементов и их сое-

динений в процессе образования Солнечной системы. Фракционирование, в свою очередь, определялось разной степенью окисления вещества в зависимости от расстояния от Солнца.

3. АСТЕРОИДЫ

В пространстве между орбитами Марса и Юпитера движется великое множество малых тел, известных под общим названием астероидов. Астероиды в настоящее время приобретают большое познавательное значение в отношении ранней истории Солнечной системы. Как отмечает Х. Альвен [1], «...можно сформулировать правило: чем меньше тело, тем дальше назад во времени уносит нас его изучение. Следовательно, малые тела будут относиться к более ранним периодам, чем большие. А это значит, что, по-существу, именно через изучение свойств малых тел в Космосе мы можем надеяться понять ту критическую фазу в образовании Солнечной системы, когда большая часть вещества, впоследствии образовавшего планеты и их спутники, все еще была рассеянной в пространстве» (с. 7).

Большая часть астероидов находится в астероидальном кольце. Периоды их обращения вокруг Солнца находятся в пределах от 3,5 до 10 лет, что соответствует средним расстояниям от 2,3 до 3,3 а.е. Расстояние от Солнца наиболее крупных астероидов, таких как Церера и Паллада, составляет 2,8 а.е. Орбиты астероидов имеют разные эксцентриситеты. Большая часть орбит (примерно около 98,7%) известных астероидов обладает эксцентриситетами меньшими 0,33. Среднее значение эксцентриситета для всех найденных орбит близко к 0,15. Допускается, что зона астероидов представляет собой зону непрерывного дробления, механического распада, деградации небесных тел в результате соударений. В этом отношении весьма выразительны слова А. Унзоляда, который назвал область астероидов «каменоломней Солнечной системы».

Массы астероидов варьируют в широких пределах. Однако надежных прямых определений масс этих тел пока нет и приходится пользоваться косвенными оценками. Большинство астероидов имеет неправильную форму и только самые крупные из них шарообразные. Среди астероидов насчитывается 112 объектов с диаметром 100 км и выше. К наиболее крупным астероидам относятся Церера, Паллада и Веста (поперечники их соответственно 1003, 608 и 538 км). Размеры некоторых крупных астероидов в сравнении с размерами Луны представлены на рис. 10.

Некоторые сведения о природе астероидов дают нам данные об их отражательной способности. Первые исследования в этой области были выполнены Е. Л. Криновым, который отметил, что астероиды отличаются от метеоритов большим разбросом показателей цвета, что можно объяснить недостаточной точностью измерений в то время.

Наиболее обстоятельные исследования сравнительной спектральной отражательной способности астероидов в 1973 г. вы-

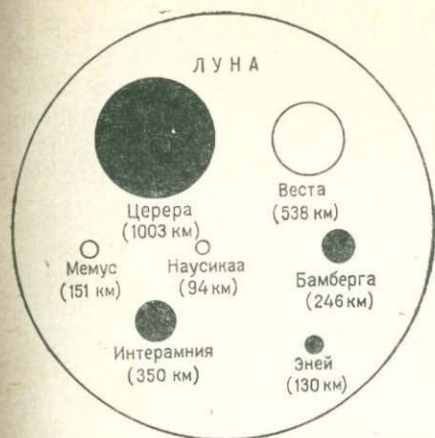


Рис. 10. Сравнительные размеры наиболее крупных астероидов и Луны

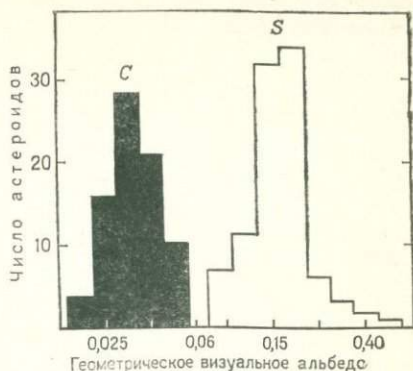


Рис. 11. Гистограмма распределения астероидов согласно их альbedo (по Д. Моррисону, 1977)

полнены К. Чэпменом, Дж. Салисбери, Т. Джонсоном и Ф. Фанейлом. Критический обзор последних достижений в области изучения астероидов представлен К. Чэпменом [60] и Д. Моррисоном [102]. В течение последних пяти лет в результате астрофизических наблюдений астероидов в области видимой части спектра и инфракрасных волн получены данные, имеющие важное значение для понимания взаимоотношений между астероидами и метеоритами.

Альbedo изученных астероидов имеют значения от 0,019 (Аре-туза) до 0,377 (Ниса). В зависимости от альbedo астероиды подразделяются на две большие группы: темные или С-астероиды, и относительно светлые, или S-астероиды. Для первых характерны низкие альbedo (меньше 0,05), для вторых $>0,09$. На рис. 11 показано распределение астероидов согласно их отражательной способности. На гистограмме слева находится группа темных астероидов типа С, справа — группа светлых типа S. По спектральной отражательной способности тип С близок к углистым хондритам, а тип S — к железокремнистым метеоритам. Одну из наиболее низких отражательных способностей (0,03) имеет астероид Бамберга (см. рис. 10). Это наиболее темный и довольно крупный объект в Солнечной системе. Астероид 1685 Торо пересекает земную орбиту и по отражательной способности ближе всего соответствует обычным хондритам.

К. Чэпмен и другие исследователи предложили для характеристики отражательной способности астероидов использовать отношение отражения волн с длиной 0,7 микрон (красного цвета) и 0,4 микрон (синего цвета), обозначив это отношение R:В (R — red, В — blue). По этому отношению К. Чэпмену удалось выделить 13 типов астероидов и сравнить их с оптически

изученными метеоритами. Группа с самым низким значением $R:V$ (менее 1,4) охватывает тела, близкие к углистым хондритам (C^*), некоторые из них близки к $C2$ хондритам. Кроме того, выделены металлические M -астероиды и хондритовые астероиды. Вариации состава астероидов по их отражательной способности в зависимости от гелиоцентрического расстояния представлены в табл. 13. Из

Таблица 13

Распределение астероидов разного состава в зависимости от гелиоцентрического расстояния, %

Тип астероидов	Гелиоцентрическое расстояние, а. е.					
	2,35	2,35— 2,55	2,55— 2,75	2,75— 3,05	3,05— 3,25	
$\left\{ \begin{array}{l} C^* \\ C^2 \\ \text{Хондритовые} \\ M \\ S \\ \text{Другие} \end{array} \right.$	0	5	6	19	28	
	22	17	42	5	36	
	33	5	0	7	0	
	0	4	11	14	8	
	45	65	31	41	28	
0	4	10	14	0		
Сумма	100	100	100	100	100	
Недифференциро- ванные типы	$C2-C^*$	60	81	100	77	100
	Хондритовые	40	19	0	23	0
Сумма	100	100	100	100	100	

нее видно, что C -астероиды преобладают во внешней части астероидального пояса на расстоянии 2,5—3,2 а.е. от Солнца. S -астероиды более многочисленны во внутренней части астероидального пояса, M -астероиды встречаются во внешней части пояса, их распространенность особенно велика на расстоянии 2,75—3,05 а.е. от Солнца.

Отношение недифференцированных типов ($C2+C^*$) к хондритам будет возрастать с увеличением гелиоцентрического расстояния. Если на расстоянии, меньшем 2,35 а.е., 40% астероидов приходится на долю хондритовых и 60% на долю $C2+C^*$, то на расстояниях свыше 3,05 а.е. 100% астероидов по составу приближается к материалу углистых хондритов. По Д. Моррисону, распространенность C -астероидов возрастает к периферии астероидального пояса от 50% во внутренней части почти до 95% на расстоянии 3 а.е.

Таким образом, выявляется следующая важная космохимическая закономерность: *состав астероидов зависит от гелиоцентрического расстояния*. По мере увеличения расстояния от Солнца в пространстве между Марсом и Юпитером увеличивается количество объектов, по составу близких к материалу углистых хондритов, и относительно обогащенных летучими элементами. По современ-

ным фотометрическим данным оптические свойства углистых хондритов чаще всего соответствуют оптическим свойствам астероидов. Относительная редкость находок углистых хондритов объясняется тем, что материал соответствующего состава редко выпадает на нашу планету.

Фотометрические измерения указывают на единство материала метеоритов и астероидов. Поэтому все известные минеральные, структурные и химические особенности метеоритов вполне могут быть перенесены на астероиды. Однако нам неизвестны орбиты большинства выпавших на Землю метеоритов. Пока удалось установить орбиты только трех метеоритов: Пршибрам, Лост-Сити и Айнисфри (последний выпал 5 февраля 1977 г. в провинции Альберта в Канаде). Афелии орбит этих метеоритов заходят за орбиту Марса, попадая в астероидальный пояс. Но эти случаи еще не свидетельствуют о том, что все выпавшие на Землю метеориты из области астероидального пояса. У нас есть основания полагать, что наиболее типичные представители астероидального пояса в виде метеоритов редко достигают Земли, а некоторые астероидальные тела с уникальными оптическими свойствами вообще еще не представлены никакими обломками, которые можно приписать известным метеоритам. В частности, среди астероидов встречаются очень темные тела с отражательной способностью более низкой, чем у углистых хондритов. Поэтому можно допустить, что темные астероиды содержат резко повышенное количество углеродсодержащего черного органического вещества по сравнению с известными углистыми хондритами. Примером такого тела может служить астероид Бамберга.

Особое место в установлении генетической связи между метеоритами и астероидами занимает астероид Веста. Спектрофотометрические наблюдения этого астероида, по данным Мак-Корда и др. (1970 г.), показали, что состав его поверхностного материала очень сходен с базальтовыми ахондритами. Более детальное изучение отражательного спектра Весты позволило отождествить ее материал с эвкритами и говардитами. Как отметил К. Чэпмен, Веста представляет собой единственный из ста изученных астероид, имеющий состав поверхности, близкий к базальтовым ахондритам. Поэтому можно допустить, что базальтовые ахондриты сформировались в астероиде довольно крупного размера. Веста — наиболее подходящее космическое тело, которое можно считать родоначальным для некоторых ахондритов.

Родоначальное тело метеоритов было реставрировано Б. Мэйсоном для объяснения образования ахондритов, железокремнистых и железных метеоритов. Оно представляет собой химически дифференцированный астероид с базальтовой корой, мантией, обогащенной гиперстеном, и железоникелевым ядром с оливином. Сравнение модели Б. Мэйсона с астероидом Веста представлено на рис. 12, из которого видно их близкое сходство (характеристики ахондритов и палласитов модели совпадают с таковыми астероида Веста).



Рис. 12. Сравнение модели ахондрито-каменно-железного родоначального тела (А. по Б. Мэйсону) с астероидом Веста (по Б. К. Чэмпену)

Таким образом, изучение астероидов показывает, что они являются наиболее реальными источниками метеоритов, обломочные астероиды — источниками хондритов, а астероиды типа Весты — ахондритов, железокатенных и железных метеоритов. Химически дифференцированные астероиды типа Весты на заре своего существования прошли через стадию высоких температур и плавления. В качестве источника нагрева родительских тел планет мог служить радиоактивный ^{26}Al , следы распада которого достоверно обнаружены в последнее время Т. Ли, Д. Папанастасио и Г. Вассербургом [89].

4. ВНЕШНИЕ ПЛАНЕТЫ

Юпитер — самая крупная планета с массой, составляющей примерно $1/1000$ часть массы Солнца; его масса в 318 раз превосходит массу Земли и в 2,3 раза массу всех остальных вместе взятых планет (рис. 13). Юпитер обладает сильным сжатием порядка $1/16$ и вращается с периодом 10 часов. Он окружен мощной газовой оболочкой, состоящей главным образом из водорода, гелия, метана и аммиака. 4 декабря 1973 г. после 21-месячного полета автоматическая межпланетная станция «Пионер-10» пролетела на расстоянии 130 000 км от верхнего облачного покрова Юпитера и подтвердила присутствие в его атмосфере гелия.

Температура верхних слоев атмосферы колеблется от 140 до 150 К. На диске Юпитера видны шесть параллельных экватору полос желтого, оранжевого и коричневого цвета, а также овалоподобное пятно размером $50\,000 \times 20\,000$ км, медленно перемещающееся по диску планеты в ее экваториальной зоне. Измерения

радиоволн, испускаемых Юпитером, позволили произвести расчет, по которому оказалось, что планета излучает тепла в несколько раз больше, чем получает от Солнца. Это можно рассматривать как свидетельство горячих недр Юпитера, где температуры, вероятно, достигают десятков тысяч градусов. У Юпитера обнаружено магнитное поле, сведения о котором получены при изучении синхронной эмиссии от электронов, спирально вращающихся в его магнитном поле. Ось магнитного поля наклонена под углом 8° к оси вращения планеты, а эквивалентные полюсы диполя могут находиться на расстоянии $1/10$ радиуса Юпитера. Магнитный момент Юпитера в $5 \cdot 10^4$ раз больше, чем у Земли. Магнитное поле на Юпитере было подтверждено автоматической станцией «Пионер-10».

Однако для Юпитера мы имеем пока очень мало физических характеристик для того, чтобы построить достоверную модель его строения и состава. Уровни облаков можно условно считать внешней поверхностью Юпитера. Исходя из общих физических законов вероятно допущение, что массы газа, поднимающиеся из нижних слоев атмосферы Юпитера, будут относительно теплыми. Они содержат наиболее распространенные вещества — воду, аммиак, метан и сероводород. По Дж. Льюису атмосфера Юпитера имеет следующее строение. Первыми конденсатами, начиная от определенного уровня в атмосфере, являются мелкие капельки водного аммиачного раствора, выше находится слой мелких частиц льда. Над ним сосредоточен сероводород в соединении с аммиаком, образуя мелкие частицы гидросульфида аммония (NH_4SH). Наконец, самый верхний облачный покров, который образует видимую поверхность Юпитера, состоит из мелких частиц твердого аммиака. Цветная поверхность Юпитера может быть связана с химией и фотохимией слоев гидросульфида аммония и ассоциирующих с ними частиц. Можно допустить, что светлые зоны на поверхности Юпитера представляют собой области, где газ поднялся и сконденсировался в форме облаков, что дает высокое

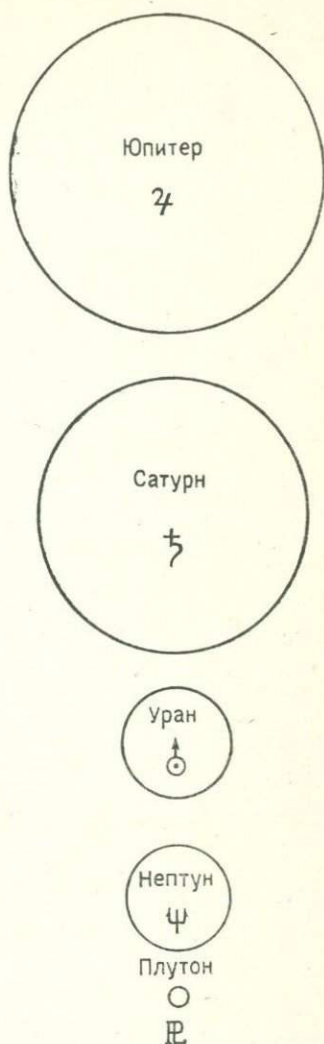


Рис. 13. Сравнительные размеры внешних планет.

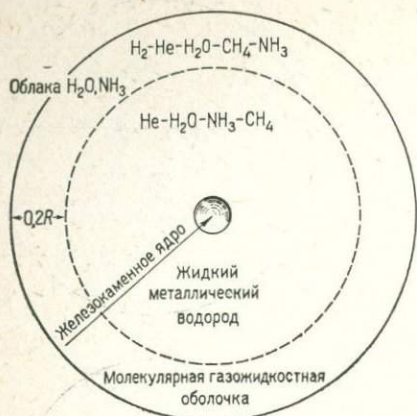


Рис. 14. Схематическая модель строения Юпитера (по В. П. Трубицыну)

лизительно 40% гелия (в два раза больше, чем на Солнце) и планета является полностью конвективной от центра к периферии. В этой модели Юпитер представляется довольно горячим: в его центральных областях температура от 7000 до 10000 К. Было высказано также предположение, что в недрах Юпитера происходит фазовая сепарация водорода и гелия.

Согласно модели, предложенной В. П. Трубицыным [37], ниже облачного слоя Юпитера газовая оболочка постепенно становится плотнее и теплее, а затем без резкой границы переходит в жидкость (рис. 14). На глубине, равной 0,2 радиуса планеты, при давлении $3 \cdot 10^6$ кгс/см², температуре 10 000 К и плотности 1 г/см³ водород переходит в металлизированное состояние, приобретая высокую электропроводность. В центре Юпитера при плохом перемешивании слоев тяжелые вещества образуют небольшое железокаменное ядро с плотностью 4 г/см³, соизмеримое с размерами Земли. На его границе давление равно $40 \cdot 10^6$ кгс/см², а температура может достигать 20 000 К. Вихревые движения электронов в расплавленном металлическом водороде индуктивно создают мощное магнитное поле, которое в действительности и наблюдается. Массу внутреннего ядра Юпитера оценить трудно. Если исходить из предположения, что в нем соотношение элементов соответствует солнечному, то в недрах планеты должно быть твердое ядро с массой порядка нескольких десятков земных масс.

Сатурн — вторая по величине планета. Характеризуется наиболее сильным сжатием, равным $1/10$. Период собственного вращения Сатурна — 10 часов. Его облачные слои вращаются с различной скоростью. Ось вращения наклонена к плоскости орбиты под углом 27°. Поверхность Сатурна имеет температуру 110 К. Состав его атмосферы сходен с составом атмосферы Юпитера. Сатурн

планетарное альbedo в этих местах. Этим также определяется антициклонная деятельность. Темные зоны — это области, где газ находится внизу; с ним связана циклонная деятельность. Атмосфера Юпитера очень неустойчива. Большое пятно на поверхности планеты представляет собой загадку, которая еще ждет решения.

В последние годы предприняты попытки построения моделей Юпитера и Сатурна. При этом предполагалось, что планеты состоят преимущественно из водорода и гелия. Согласно модели, построенной В. Хаббардом в 1970 г., допускалось, что атмосфера Юпитера содержит приб-

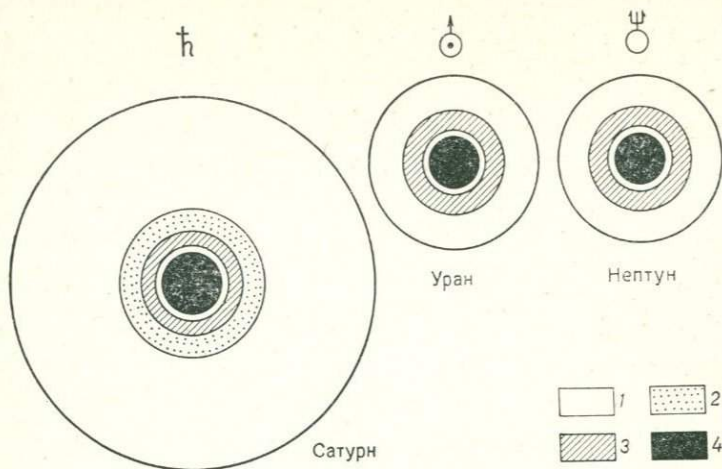


Рис. 15. Внутреннее строение Сатурна, Урана и Нептуна.

1 — молекулярный водород; 2 — металлический водород; 3 — водяной лед; 4 — ядро, сложенное каменным или железоканенным материалом

окрыжен системой тонких колец, находящихся в пределах расстояния Роша и состоящих из тонкодисперсного материала.

Атмосфера Сатурна изучена хуже атмосферы Юпитера ввиду большой удаленности планеты. Метана в атмосфере Сатурна, вероятно, больше, а аммиака меньше, чем в атмосфере Юпитера. Облачный слой планеты представляется более однородным, чем у Юпитера. Облака в экваториальном поясе планеты находятся на большей высоте и имеют несколько большую плотность, чем в умеренных широтах. У Сатурна есть внутренние источники тепла, поскольку его эффективная температура 94 К (теоретически рассчитанная равновесная температура 77 К).

Для Сатурна также был предложен ряд моделей, исходя из его известных физических свойств и заданного химического состава. Если принять солнечный состав планеты, то Сатурн должен иметь твердое каменное ядро, по массе составляющее несколько десятков земных масс и в два-три раза больше массы воды, распределенной повсеместно в виде сплошного слоя. Плотность Сатурна $0,7 \text{ г/см}^3$ и безусловно указывает на его газовый состав. Но поскольку его масса меньше массы Юпитера, то вещество Сатурна сжато меньше. Измеренное гравитационное поле и видимое сжатие Сатурна указывают, что его верхние оболочки относительно легче, а центральные тяжелее, чем у Юпитера. Схематическая модель Сатурна представлена на рис. 15. Строение его сходно со строением Юпитера. Однако ввиду меньшей массы Сатурна, давление по направлению к центру у него нарастает медленно и слой металлического водорода начинается лишь на глубине, рав-

ной половине радиуса планеты. Магнитное поле в ближайшем пространстве Сатурна пока не обнаружено. Если оно существует, то, вероятно, более слабое, чем у Юпитера, что связано с особенностями его состава и физическим состоянием глубинных оболочек.

Особый интерес представляют кольца Сатурна. Согласно наблюдениям 1966 г. толщина колец оценивается в 1,5—2,8 км. Они состоят из множества частиц. Выказано предположение, что лед — их главная составляющая. Размеры «льдинок» от нескольких микрометров до нескольких сот метров. В последнем случае масса колец должна быть довольно большой, что может влиять на движение спутников Сатурна и определение гравитационного момента. По современным представлениям составные части колец Сатурна либо каменные, покрытые слоем инея, либо целиком ледяные. Согласно наблюдениям Н. А. Козырева, кольца имеют газопылевую оболочку, которая состоит из мелких ледяных кристаллов и водяного пара. Происхождение колец Сатурна остается загадкой.

Модели гигантских планет недавно были предложены М. Подолаком и А. Камероном [109]. Они исходили из отношения в них водорода к гелию, близкого к солнечному, и теории последовательной конденсации веществ из примитивной солнечной туманности. Предложенные модели Юпитера и Сатурна состоят из центрального ядра, сложенного породами и, возможно, льдом и окруженного оболочками водорода, гелия, метана, аммиака и воды. Три последних летучих компонента могли сконденсироваться в период формирования ядер планет. Юпитер, по предложенной модели, имеет ядро, масса которого составляет около 40 земных масс, а Сатурн — ядро, достигающее 20 земных масс.

Изучение атмосфер Юпитера и Сатурна дает основание считать, что они почти без изменения сохранили химический состав первичного материала, из которого формировались планеты. Их вещество наименее фракционированно по сравнению с веществом других планет.

Уран по размерам и массе значительно уступает Юпитеру и Сатурну. Его масса в 14,54 раза больше массы Земли, а средняя плотность составляет 1,56 г/см³. Атмосфера Урана сходна с атмосферами Юпитера и Сатурна, но в ней преобладает метан. Мощность атмосферы меньшая, чем у двух первых гигантских планет. Наблюдаемая температура поверхности 90 К. Отличительная особенность Урана заключается в том, что ось его вращения находится почти в плоскости орбиты и планета лежит как будто на боку. Вращение направлено против вращения других планет. Период вращения Урана 10 часов 49 минут. Уран имеет более устойчивую атмосферу, чем Юпитер и Сатурн.

Нептун — последний представитель планет-гигантов. По массе и размерам стоит на третьем месте после Сатурна. Его масса превосходит земную в 17 раз. Период вращения Нептуна 15 часов 36 минут. Атмосфера Нептуна в основном аммиачно-метановая, температура облачного слоя 90 К. По сравнению с другими внеш-

ними планетами Нептун обладает наиболее высокой плотностью, составляющей $2,47 \text{ г/см}^3$. О физической природе Нептуна ввиду скудности информации из-за его большой удаленности от Земли мы знаем очень мало.

Близкие размеры и массы Урана и Нептуна позволяют предполагать сходство их внутренних структур. Давление в центрах планет $10 \cdot 10^6 \text{ кг/см}^2$. Учитывая относительно высокие плотности Урана и Нептуна (соответственно $1,5$ и $1,7 \text{ г/см}^3$), можно заключить, что они содержат значительное количество веществ, более тяжелых и плотных, чем водород и гелий. Можно построить множество моделей этих планет с различной комбинацией химических компонентов, которые удовлетворяли бы наблюдаемой. Однако для этого необходимо сделать некоторые допущения, основанные на космическом распространении элементов с учетом пониженного содержания водорода и гелия. Зная уравнения состояния наиболее вероятных соединений типа воды, метана и аммиака, можно построить несколько моделей планет и найти, при каком количестве водорода и гелия модели лучше всего будут подходить к Урану и Нептуну. Наиболее вероятные расчеты показывают, что эти планеты почти наполовину состоят из воды. Кроме того, в их составе может быть 20% водорода и столько же метана. Вероятные модели внутреннего строения и состава Урана и Нептуна представлены на рис. 15. Наиболее достоверный вывод в отношении состава Урана и Нептуна сводится к тому, что они имеют меньшие содержания водорода и гелия, чем планеты-гиганты Юпитер и Сатурн. Дефицит водорода и гелия на Уране и Нептуне, очевидно, можно объяснить утечкой водородных молекул и гелиевых атомов, скорость которых в период формирования планет превышала скорость утечки с периферии Солнечной системы на соответствующих орбитальных расстояниях.

Плутон — наиболее отдаленная планета. Часть ее орбиты находится внутри орбиты Нептуна, что натолкнуло Д. Койпера на мысль, что в прошлом Плутон был спутником Нептуна. Плутон имеет незначительные размеры и массу. Ввиду его удаленности достоверные данные о природе планеты получены лишь в самое последнее время. Период вращения Плутона равен 6 земным суткам 9 часам. Поверхностная температура планеты 50 К , что способствует вымораживанию всех планетных газов за исключением водорода и гелия. Существенно новые сведения о Плуtone получены Д. Круикшенком, Д. Моррисоном и К. Пилчером с помощью 4-метрового телескопа. Точные измерения отражательной способности в области инфракрасного диапазона показали, что поверхность планеты сложена твердым метаном — метановым льдом. Новые данные показывают, что Плутон имеет более низкую среднюю плотность, чем это принималось ранее, и по своей природе близок к спутникам больших планет. По новым измерениям диаметр Плутона 3500 км .

5. СПУТНИКИ ВНЕШНИХ ПЛАНЕТ

Четыре внешние гигантские планеты имеют спутников. Сравнительные размеры спутников и некоторые физические параметры представлены на рис. 16 и в табл. 14. Очевидно, общая масса и размеры спутников резко уступают массе основных планет, вокруг которых они обращаются. Самые крупные из спутников, по всем данным, не похожи ни на одно тело, находящееся внутри Солнечной системы. Крупные внутренние спутники Юпитера, Сатурна и Урана имеют весьма равномерные орбиты, близкие к круговым. Они, вероятно, образовались во вращающихся газовых субдисках, окружавших крупные планеты во время формирования Солнечной системы. В то же время внешние спутники гигантских планет имеют большие эксцентриситеты орбит и некоторые из них обнаруживают обратное вращение. Эти спутники, вероятно, были захвачены первичными планетами вскоре после своего образования.

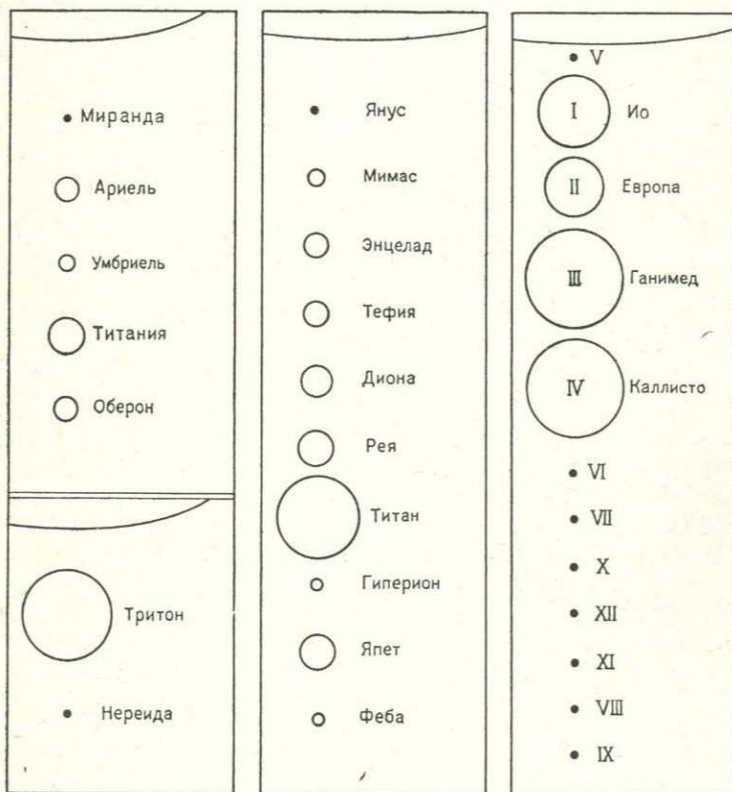


Рис. 16. Сравнительные размеры спутников внешних планет.

Таблица 14

Физические параметры спутников малых планет

Название	Среднее расстояние от планеты, 10^3 км	Движение (прямое или обратное)	Радиус, км	Масса, 10^{24} г	Плотность, $г/см^3$	Альбе-до
<i>Спутники Юпитера</i>						
V	181	Прямое	80	—	—	—
I Ио	422	»	1750	72,4	3,22	0,57
II Европа	671	»	1550	47,1	3,02	0,60
III Ганимед	1071	»	2775	155,0	1,73	0,34
IV Каллисто	1884	»	2500	95,7	1,48	0,15
VI	11500	»	60	—	—	—
VII	11750	»	20	—	—	—
X	11750	»	10	—	—	—
XII	21000	Обратное	10	—	—	—
XI	22500	»	12	—	—	—
VIII	23500	»	20	—	—	—
IX	23700	»	11	—	—	—
<i>Спутники Сатурна</i>						
Янус	—	Прямое	—	—	—	—
Мимас	186	»	260	0,038	0,5	0,8
Энцелад	238	»	300	0,07	0,6	0,8
Тетия	295	»	600	0,65	0,7	0,8
Диона	378	»	575	1,03	$1,4 \pm 6$	0,8
Рея	527	»	800	2,3	0,8	0,8
Титан	1223	»	2500	137,0	2,1	0,27
Гиперион	1484	»	200	0,11	3,2	—
Япетт	3563	»	600	5	5,4	Переменное
Феба	12950	Обратное	150	—	—	—
<i>Спутники Урана</i>						
Миранда	130	—	300	—	—	—
Ариель	192	—	300	—	—	—
Умбриель	267,3	—	200	—	—	—
Титания	438,7	—	500	—	—	—
Оберон	586,6	—	400	—	—	—
<i>Спутники Нептуна</i>						
Тритон	353,6	Обратное	2000	150	4,4	0,2 ?
Нереида	6000	Прямое	150	0,05	3,5	—

Массы и радиусы спутников внешних планет (см. табл. 14) определены с небольшой точностью и надежные цифры получены только для наиболее крупных тел. Средние плотности спутников установлены с погрешностью до нескольких десятков процентов, но тем не менее эти величины представляют большой интерес. Так, например, плотность типичного материала космических пород, которыми являются метеориты (хондриты), составляет $3,5 \text{ г/см}^3$, но плотность крупных спутников внешних планет значительно

ниже. Плотность Галилеевых спутников Юпитера падает по мере увеличения расстояния от него:

Ио	3,22 г/с	Ганимед	1,73 г/см
Европа	3,02 »	Каллисто	1,48 »

Из табл. 14 видно, что плотность многих спутников неизвестна. Исходя из низких значений средней плотности, можно допустить, что соответствующие спутники должны состоять из ледового материала, дополняющего материал каменных пород. Это согласуется с предположением о формировании спутников на далеком расстоянии от Солнца. Относительное количество льда и каменных пород каждого спутника зависело от термодинамических условий в тех субдисках, из которых возникли регулярные спутники. Отсюда вытекает, что меньшее количество льда присутствует на спутниках, ближайших к Юпитеру, а повышенное — на более удаленных, поскольку первичный газовый диск, окружавший Юпитер, имел пониженную плотность и температуру.

Спутники с пониженной плотностью могут содержать аммиак и воду. Такие спутники должны иметь особую структуру. Аммиак и вода образуют эвтектическую смесь с температурой 173 К, что несколько выше температуры поверхности Каллисто — спутника Юпитера. Ввиду радиоактивного нагрева глубокие недра таких спутников имеют более высокую температуру, чем поверхностные слои. Этот нагрев способствует плавлению и дифференциации эвтектической смеси. На спутниках такого рода имеется ледяная кора, глубже залегает аммиачно-водный раствор мантии, а затем каменное ядро. Детальная термическая и структурная модель спутника с массой и радиусом Ганимеда построена Дж. Льюисом в 1971 г. (рис. 17). Он представляет собой космический объект нового класса, ранее неизвестный в пределах изученной части Солнечной системы и не имеющей ничего общего с внутренними планетами и их спутниками.

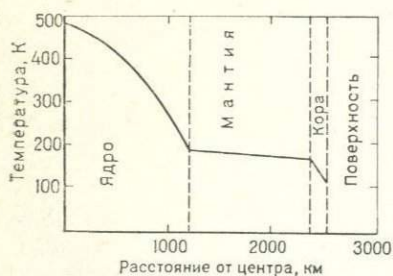


Рис. 17. Приближенный профиль любого ледяного спутника с размерами Ганимеда (по Дж. Льюису).

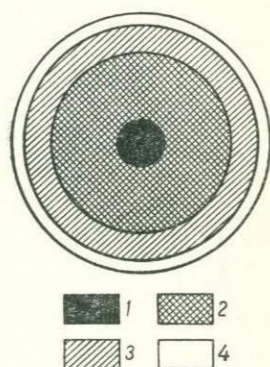


Рис. 18. Модель Титана — спутника Сатурна.

1 — каменное ядро; 2 — мантия (смесь силикатного и ледяного материалов); 3 — раствор аммиака и воды; 4 — водный лед и металлы (по К. Сагану, 1974).

Титан — самый крупный спутник Сатурна — имеет заметную атмосферу. Главной его составной частью является метан, хотя недавно обнаружен также и водород. Мощность атмосферы Титана установлена весьма приблизительно, давление у основания может достигать 1 кгс/см^2 . Поляризационные измерения показали, что в атмосфере, вероятно, присутствуют облака. Схематическая модель внутреннего строения Титана представлена на рис. 18.

6. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ХИМИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ

Сравнивая наиболее вероятные модели строения и состава всех изученных тел Солнечной системы, нетрудно убедиться в различии их химического состава в зависимости от расстояния от Солнца. В первом приближении всю Солнечную систему можно разделить на внутреннюю часть, находящуюся внутри астероидального кольца, и внешнюю часть — за его пределами. Исходя из детально рассмотренных данных по метеоритам и свойствам внутренних планет, нетрудно заключить, что эти тела в основном построены немногими элементами — O, Si, Mg, Fe, Ca, Al, Ni, S, которые образуют силикатные и металлические фазы; различная плотность метеоритов и внутренних планет определяется фракционированием этих элементов. Все эти элементы при остывании газа солнечного состава конденсируются в первую очередь в форме окислов, силикатов и металлических конденсатов. Исходя из термодинамических расчетов, данных минералогии и химии хондритов, можно считать, что внутренняя часть Солнечной системы построена в основном высокотемпературными фракциями и только краевые части астероидального кольца содержат, вероятно, повышенное количество низкотемпературной фракции.

В противоположность этому во внешней части Солнечной системы основным строительным материалом являются газы (при нормальных условиях) или, во всяком случае, летучие вещества, конденсация которых происходит при низких температурах. В самых краевых частях Солнечной системы возникали такие летучие вещества, как метан, аммиак и вода, которые конденсировались при температуре ниже 170 K . Из вещества солнечного состава вода конденсируется при температуре 200 K , аммиак в соединении с водой — около 110 K и метан в соединении с водой — при температуре около 60 K . Поэтому в краевых частях первичной солнечной туманности могли возникать тела, образованные из конденсированных элементов. Сначала появились силикатные породы (вероятно, аналоги углистых хондритов), затем пары воды с водяным льдом, после этого — лед с аммиаком и в конце концов — вещество, состоящее из водяного льда, аммиака и метана. Примером являются планеты Уран и Нептун, сложенные преимущественно каменными породами и льдом. Далекий Плутон в свете самых последних данных представляет собой сферическое

тело, в центре которого находится каменно-водно-ледяное ядро, покрытое оболочкой, сложенной метановым льдом. Наконец, кометы, приходящие из самых отдаленных периферических областей Солнечной системы, своим составом (лед+газовая оболочка) также подтверждают дифференциацию вещества в Солнечной системе, зависящую от гелиоцентрического расстояния.

Таким образом, внутренние планеты от Меркурия до Марса, астероидаальный пояс и, наконец, внешние планеты от Юпитера до Плутона имеют различный химический состав: ближайшие к Солнцу тела обогащены тугоплавкими элементами и их соединениями, далекие от него тела обогащены преимущественно летучими элементами и их соединениями. Это свидетельствует о том, что первичная газовая туманность, окружавшая Солнце, была ареной различных физико-химических процессов в широком смысле слова, которые в основном определили разный состав внутренней и внешней частей Солнечной системы.

ГЛАВА III

ЛУНА

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛУНЫ И СОСТАВ ЛУННЫХ ПОРОД

Луна оказалась первым планетным телом, материал которого попал в земные лаборатории и был исследован всеми современными физико-химическими методами. Ни один минерал, ни одна горная порода нашей Земли не были столь тщательно и всесторонне исследованы, как материал лунных образцов.

Луна представляет собой сферическое тело. Если форма Земли — геонд, то для формы Луны введено понятие «селеноид». После обработки данных лазерных измерений, выполненных «Аполлоном-15», средний радиус Луны установлен равным 1738 км, а центр тяжести ее смещен в сторону Земли на 2,2 км. Наблюдения за искусственными спутниками показали асимметрию видимой и обратной сторон Луны. Для селеноида характерна грушевидная форма с вытянутостью в экваториальной области обратной стороны. Колебания высот селеноида относительно средней сферы Луны достигают ± 500 м.

Поверхность Луны состоит из светлых участков, образованных горными системами и возвышенностями, и темных, так называемых морей. В отношении названий лунных объектов сохранилась терминология, установленная еще в XVII в. польским (Ян Гевелий) и итальянским (Дж. Риччиоли) астрономами. Наиболее крупные «морья» имеют произвольные названия: Море Дождей, Море Ясности, Море Изобилия, Море Нектара, Океан Бурь и др.

Вся поверхность Луны покрыта бесчисленным множеством воронок различного размера, наиболее крупные из которых получили название лунных цирков. Большие цирки названы по имени крупных деятелей науки и культуры.

Сбор материала для видимой части Луны можно считать довольно представительным. В настоящее время мы прямо или косвенно знаем о природе 17 участков лунной поверхности. С девяти участков лунной поверхности отобран каменный материал, подвергшийся всестороннему изучению в различных лабораториях. Максимальная высота лунных гор достигает 4 км (Апеннины), наибольшие глубины в лунных морях около 3,5 км (Море Кризисов). Моря имеют более ровную поверхность, чем горные области. В настоящее время мы располагаем данными по петрографии, минералогии и химическом составе пород видимых участков поверхности Луны.

Первые исследования лунных пород, доставленных «Аполлоном-11», позволили по структурным признакам подразделить их на четыре типа: пузырьчатые (тип А), полнокристаллические (тип В), лунные брекчии — сцементированные породы, обломки

кристаллического материала (тип С) и россыпи тонкого материала (тип D). Элементарный и минеральный состав этих типов пород очень сходен. Отмеченные типы характеризуют районы лунных морей, т. е. вулканические плато. В результате исследований пород, взятых из других районов Луны, оказалось, что все лунные породы имеют магматическое происхождение. У них специфический химический состав, который характеризует процессы магматической дифференциации. Никакого примитивного недифференцированного лунного материала не обнаружено.

Поверхность Луны покрыта бесчисленным множеством воронок, большинство которых ударного происхождения. Они образовались при ударе и взрыве метеоритов. При этом происходило дробление коренных пород, разброс обломочного материала, частичное плавление, выразившееся в появлении пузырчатых пород. В течение огромного времени существования Луны падающие метеориты нарушали и перемешивали материал твердой поверхности, превращая его в камни, песок и пыль. Вся совокупность обломочного материала образовала на поверхности Луны слой определенной мощности, который назван лунным реголитом. При сильных ударах метеоритов о поверхность Луны некоторые обломки разлетаются на большие расстояния, что приводит к перемешиванию пород разного состава. Поэтому хотя на каждом ограниченном участке лунный грунт в основном состоит из тех пород, которые находятся под ним, он также содержит и частицы пород, прилетевших из дальних мест. В лунном грунте встречаются обломки выпавших метеоритов, удары которых вызвали образование пыли, фрагменты пород, находящихся непосредственно под поверхностью Луны и сохранившихся сравнительно хорошо, и фрагменты сильно поврежденные и измененные воздействием метеоритных ударов.

В морфологическом отношении поверхность Луны может быть подразделена на обширные материковые, относительно возвышенные районы и залитые вулканическими излияниями лунные моря. Горные породы, собранные из материковых районов (кратер Фра-Мауро, кратер Литтров и др.), в большинстве случаев представлены полевошпатовыми брекчиями, отражающими состав коренных пород. Наиболее распространенными породами являются анортозиты, нориты, дациты и др.

Минеральный состав важнейших пород лунных материков, согласно пробам космического корабля «Аполлон-17», может быть представлен в следующем виде (%):

	<i>Анортозиты</i>	<i>Нориты</i>
Ортоклаз	0,35—0,47	1,18—1,77
Альбит	2,54—2,96	3,22—4,82
Анортит	69,07—71,95	42,20—49,46
Диопсид	2,44—4,91	4,78—10,01
Гиперстен	8,74—16,52	19,21—36,91
Оливин	5,31—10,01	1,13—24,52
Ильменит	0,38—0,78	1,73—2,92
Апатит	0,07—0,11	0,42—0,76

Химический состав типичных горных пород материковых лунных возвышенностей и лунных морей представлен в табл. 15.

Таблица 15

Химический состав лунных пород, вес. %

Окислы	Базальты лунных морей			Материковые породы			Базальты Тихого океана
	Море Спокойствия	Океан Бурь	Море Изобилия	Анортозит, «Аполлон-15»	Анортозит, «Луна-20»	Норитовая брекчия	
SiO ₂	40,5	40,0	42,95	44,1	44,2	45,76	48,44
TiO ₂	11,4	3,7	5,5	—	0,52	1,54	1,26
Al ₂ O ₃	9,7	11,2	13,88	35,5	19,1	19,23	15,85
FeO	19,0	21,3	20,17	0,2	6,91	8,70	8,78
MnO	0,21	0,26	0,20	—	0,12	0,11	0,21
MgO	8,0	11,7	6,05	0,1	13,37	11,63	6,39
CaO	9,6	10,7	10,8	19,7	13,3	11,72	12,15
Na ₂ O	0,53	0,95	0,23	0,34	0,48	0,52	2,57
K ₂ O	0,16	0,065	0,16	—	0,47	0,23	0,46
P ₂ O ₅	0,13	—	0,14	—	0,17	0,27	0,13
Cr ₂ O ₃	0,29	0,55	—	—	—	0,20	—
S	—	—	0,17	—	0,03	0,08	0,02
Сумма	99,52	100,82	99,25	99,67	99,07	100,99	96,16

Полевошпатные брекнии материковых райнов возникли преимущественно из коренных пород, другие породы являются смешанными, происшедшими из различных источников. Среди норитов материковых областей Луны выделяются два типа по содержанию калия (К), редкоземельных элементов (REE) и фосфора (P), обозначаемые как богатые ими и бедные (KREEP). Данные по содержанию указанных элементов и некоторых других компонентов представлены в табл. 16.

Таблица 16

Содержание некоторых элементов в лунных анортозитах и норитах, %

Элементы	Анортозиты	KREEP-бедные нориты и троктолиты	KREEP-богатые нориты
Al ₂ O ₃	25	20—25	15—20
FeO	0—5	4—9	8—10
MgO	2—8	8—16	7—13
P ₂ O ₅	0—0,06	0,1—0,3	0,3—2,0
K ₂ O	0,01—0,2	0,005—0,1	0,2—2,0
U (10 ⁻⁴)	0,4	0,4—1,0	2—6
La (10 ⁻⁴)	0,1—4,5	10—30	40—80
Eu (10 ⁻⁴)	0,6—1,2	1—2	2—3
Eu-аномалия	Положительная	Отрицательная	Отрицательная
Hf (10 ⁻⁴)	0,01—1,5	4—10	10—30

Петрографический и химический состав лунных пород в отношении главных компонентов, а также распределение редких элементов указывают, что на Луне первой выделилась богатая плагиоклазами кора, вероятно, за счет всплывания плагиоклазов в процессе магматической дифференциации. Сейчас создается мнение, что лунная кора представляет собой дискретный слой мощностью несколько десятков километров, сложенный материалом одинаковой плотности и близких сейсмических свойств. Он представляет собой продукт магматической дифференциации, при которой происходило всплывание плагиоклаза, кристаллизовавшегося в значительных количествах из ранней близповерхностной магматической системы. Впоследствии путем парциального плавления богатого полевыми шпатами родоначального материала (вероятно, в корнях анортозитовой коры) были сформированы KREEP-богатые и KREEP-бедные норитовые породы. Возраст материковых пород, по радиологическим данным, находится в пределах 3,85—4,05 млрд. лет, что соответствует периоду максимального магматизма Луны.

Лунные моря представляют собой широкие депрессии, заполненные темными базальтами. От земных базальтов лунные отличаются резко повышенным содержанием железа и титана и пониженным щелочных металлов — натрия и калия (см. табл. 15). Железо лунных базальтов находится преимущественно в закисной форме в составе железо-магнезиальных силикатов. У большинства лунных пород содержание редкоземельных элементов намного выше, чем в океанических базальтах Земли. Лунные базальты характеризуются также повышенным содержанием тугоплавких литофильных элементов, относящихся к так называемым переходным металлам — семейства железа (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni), семейства молибдена (Y, Zr, Nb, Mo) и семейства лантаноидов. Лунные базальты сложены немногими минералами. Наиболее распространенными являются пироксен, плагиоклаз, ильменит, оливин.

Мощность базальтовых пород значительная в центральных частях морей и уменьшается к их периферии. Сейсмические профили показали, что глубина залегания морских базальтов в Океане Бурь в месте посадки «Аполлона-12 и 14» около 20 км. По всей вероятности, морские базальты возникли путем радиоактивного нагрева и парциального плавления пород, обогащенных железом и бедных плагиоклазом, в недрах Луны. Возраст базальтов отмечает относительно узкий интервал времени — 3,15 — 3,85 · 10⁹ лет, что указывает на их образование как вторичных продуктов, возникших после формирования более древней континентальной анортозитовой коры.

Самой важной химической характеристикой всех лунных образцов является *высокая концентрация тугоплавких литофильных элементов и пониженная — летучих элементов* по сравнению с их концентрацией в углистых хондритах C1, отражающих первичные соотношения указанных элементов в солнечной туманности. Содержание многих тугоплавких элементов (редкие земли, цирконий,

титан) в лунных образцах часто превосходит их содержание в аналогичных породах земной коры.

В лунных породах найдены новые минералы: пироксенманганит (пироксеноподобный минерал, обогащенный марганцем), ферропсевдобрукит (Fe, Mg) Ti_2O_5 , хромо-титанистая шпинель и транквилитит $TiZrO_4$. Наличие этих минералов отражает повышенное распространение титана, хрома, марганца и циркония в материале лунных пород.

Содержание некоторых летучих элементов — литофильных и халькофильных — заметно понижено в лунных породах по сравнению с аналогичными земными породами (табл. 17). По данным

Таблица 17

Сравнение концентрации летучих металлов (%) в лунных породах и земных базальтах (по Дж. Уоссону, 1971)

Элемент	Земные базальты	Лунные породы		Отношения	
		«Аполлон-11» (A-11)	«Аполлон-12» (A-12)	земное (A-11)	земное (A-12)
Na	1,99	0,307	0,171	6,5	12
K 10^{-4}	1279	706	500	1,8	2,6
Rb 10^{-4}	1,60	0,78	0,99	2,0	1,6
Cs 10^{-4}	45	30	40	1,5	1,12
Cu 10^{-4}	77	7,2	8,0	11,0	10,0
Ag 10^{-4}	50	2,0	1,0	25	50
Zn 10^{-4}	85	1,6	1,2	53	71
Cd 10^{-7}	137	4,6	1,6	30	86
In 10^{-7}	72	—	1,4	—	51
Tl 10^{-7}	90	0,41	0,31	220	290
Pb 10^{-7}	81	0,93	0,38	87	210
As 10^{-7}	1200	70	70	17	17
Sb 10^{-7}	200	7	44	28	4,5
Bi 10^{-7}	40	0,16	0,50	250	80

этой таблицы нетрудно видеть, что концентрация многих элементов понижена. Все элементы в табл. 17 характеризуются как летучие. Особенно резкий контраст обнаруживают тяжелые летучие элементы, такие как Tl, Pb, Bi, концентрация которых в лунных породах на два порядка ниже, чем в аналогичных породах Земли.

Породы лунной коры по своему петрографическому минеральному и химическому составу больше всего по содержанию главных компонентов совпадают с составом эвкритов — богатых кальцием полевошпатовых ахондритов.

2. МОДЕЛИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ЛУНЫ

Луна является сферическим телом, сложенным преимущественно силикатным материалом и испытавшим эффективную химическую дифференциацию. Модели внутреннего строения и состава Луны могут быть построены с определенной долей вероятности. Они основаны на следующих сведениях: разделении Луны на оболочки, согласно сейсмическим исследованиям, данных о средней плотности Луны и ее коры, петрографическом и химическом составе лунных морей и материковых областей, радиоактивности и тепловых потоках через лунную поверхность.

Г. Юри в 1952 г., исходя из средней плотности Луны при нулевом давлении ($3,31 \text{ г/см}^3$), пришел к заключению, что она полностью состоит из силикатного материала, и если в недрах есть незначительное металлическое ядро, то размеры его крайне ничтожны. Основываясь на первых данных о составе лунных пород по пробам «Аполлон-11», А. П. Виноградов предположил, что вероятным источником вещества Луны могли быть хондриты с высоким содержанием силикатного железа и без металлической фазы. Однако хондриты подобного рода нам неизвестны. Обычные хондриты имеют более высокую плотность, чем средняя плотность лунного шара. Углистые хондриты лишены металлической фазы, но они по составу и плотности не соответствуют материалу Луны. Учитывая распространенность редкоземельных элементов в лунных породах и реальное существование лунной коры, П. Гаст [17] пришел к заключению, что расплавы, давшие начало лунным породам, не могли выделиться из вещества хондритового состава. Иначе говоря, хондритовая модель Луны отпадает как нереальная.

По сейсмическим данным, Луна состоит из коры мощностью 20—30 км (до 60 км), мантии, или литосферы, достигающей глубин 1000 км, и ядра, залегающего ниже границы 1000 км. Если состав лунной коры в какой-то мере близок к составу земной океанической коры, то о составе мантии и ядра Луны мы можем судить только по косвенным данным. Безусловно, мантия Луны и тем более ядро резко отличаются от мантии и ядра Земли. Лунная мантия имеет мощность приблизительно 1000 км. Очаги внутренних лунотрясений располагаются на глубинах 700—1000 км, вблизи границы литосферы и ядра. Допускается, что лунотрясения являются результатом стресса от конвекции в астеносфере; обнаружено, что они отчетливо связаны с действием приливных сил. Частота лунотрясений возрастает при лунном апогее и перигее, а также соответствует 207-дневному циклу солнечных приливов.

Данные, полученные космическими кораблями, указывают, что Луна обладает относительно «холодными» недрами. Радиоактивность Луны может быть определена по тепловым потокам, идущим из ее недр. Измерения радиоизлучения всего видимого полушария Луны советским радиоастрономом В. Троицким и его сотрудника-

ми обнаружили, что лунный тепловой поток из недр составляет $35 \text{ эрг/см}^2 \cdot \text{с}$. Эти данные были подтверждены непосредственными измерениями тепловых потоков, выполненных экипажами «Аполлона-15 и 17», которые дали $28\text{—}30 \text{ эрг/см}^2 \cdot \text{с}$. Полученные величины тепловых потоков оказались неожиданно высокими. Они приводят к термическим моделям Луны со средней концентрацией урана $6 \cdot 10^{-8} \text{ г/г}$ материала и температурой, достаточной для плавления пород в верхней зоне мощностью в несколько сот километров. Модель внутреннего строения Луны представлена на рис. 19. По сейсмическим данным, лунная кора имеет толщину 65 км, которая постулирована для Океана Бурь. Скорости распространения сейсмических волн в нижних 45 км такие же, как в анортозитовом габбро.

Общий химический состав всей Луны остается неопределенным, хотя ясно, что он характеризуется повышенным содержанием тугоплавких литофильных (но не сидерофильных) элементов и пониженным летучих элементов по сравнению с хондритовыми метеоритами. Особый тип включений, обнаруженных в углистом хондрите Альенде, был принят многими исследователями в качестве аналога материала Луны. Как уже отмечалось, включения в хондрите Альенде обогащены тугоплавкими элементами и могут служить образцами высокотемпературного конденсата из охлаждающейся туманности солнечного состава. Несомненно, состав пород на поверхности Луны очень сходен с составом высокотемпературных включений в метеорите Альенде. Что касается всего объема Луны, то вопрос остается неясным. Некоторые авторы предлагали модель, на 100% сложенную материалом типа включений в хондрите Альенде.

Однако эта модель не объясняет заметно повышенного содержания закисного железа в морских базальтах Луны. Следует отметить, что средняя плотность Луны $3,34 \text{ г/см}^3$ при плотности пород поверхности $3,1\text{—}3,2 \text{ г/см}^3$ свидетельствуют об относительно слабой дифференциации материала Луны в целом.

Степень химической дифференциации Луны была рассмотрена С. Тейлором [120], принявшим двухкомпонентную модель химического состава лунного тела, по Г. Венке и др. Первый компонент, слагающий 69% лунной массы, состоит из тугоплавких элементов и высокотемпературных конденсатов, по составу подобных белым, богатым Са-Al включениям метеорита Альенде. Второй компонент, составляющий 31%, представляет собой нефракционирован-



Рис. 19. Схематическая модель строения Луны (по М. Токсоцу и Д. Джонстону, 1974).

ный тип углистых хондритов C1, содержащий все летучие элементы.

Модели внутреннего строения и состава Луны были предложены А. Рингвудом и Э. Эссином, Дж. Вудом [15], С. Соломоном и М. Токсоцом [118], Д. Андерсоном. Согласно Г. Везериллу, А. Рингвуду и Э. Эссиноу, средняя плотность и момент инерции Луны позволяют считать, что она имеет состав, сходный с гранатовыми перидотитами при давлениях ниже 15—20 кгс/см². Дж. Вуд [15] рассмотрел 27 моделей термического развития Луны при разных соотношениях ее состава и радиоактивности. По М. Токсоцу и Д. Джонстауну, Луна представляет собой как дифференцированное тело с корой, мантией мощностью 1000 км и внутренним ядром, возможно, частично расплавленным или испытывавшем парциальное плавление. Они допускают неоднородность верхней и нижней мантий, которая имеет пироксенитовый или оливин-пироксенитовый состав. Эти ученые допускают также наличие небольшого ядра, состоящего из Fe—FeS, необходимого для генерации внутреннего магнитного поля, которое вызвало намагничивание пород лунной коры.

Д. Андерсон произвел тщательное сравнение химизма Луны с химизмом высокотемпературных включений типа Альенде. Он считает необоснованным заключение А. Рингвуда и Э. Эссино о том, что в глубоких недрах Луны CaO и Al₂O₃ содержатся в количествах, меньших 6%. По Д. Андерсону, Луна имеет мощную, богатую плагиоклазом, внешнюю оболочку и недра с высоким содержанием Ca и Al. Исходя из средней плотности Луны, можно считать, что она содержит относительно мало железа по сравнению с его относительным космическим распространением, отраженным в составе обычных хондритов. Концентрация редких тугоплавких элементов слишком высока в лунной коре, чтобы допустить их отсутствие в глубоких недрах Луны. Модельный состав лунных недр можно оценить, если сравнить состав лунных материалов с составом высокотемпературной фракции в метеорите Альенде (табл. 18).

Из табл. 18 нетрудно заметить, что низкоплавкая фракция материала включений в метеорите Альенде оказывается по своему составу чрезвычайно близкой к составу лунной коры, для которой выбрано два варианта химического состава (колонки 3 и 4). Поэтому следует считать весьма вероятным, что выплавление вещества лунной коры, представленной преимущественно анортозитами и базальтами, произошло за счет плавления материала, близкого по составу к включениям в метеорите Альенде. Отсюда следует, что глубокие недра Луны по своему составу соответствуют материалу включений в метеорите Альенде после удаления из них низкоплавкой фракции.

Минеральный состав включений в метеорите Альенде следующий (%): полевой шпат 28,4; мелилит 39,7; шпинель 25,7; перовскит 2,3; диоксид 3,9. При плавлении этой минеральной ассоциации наиболее тугоплавкими и устойчивыми будут шпинель и мелилит.

Таблица 18

Состав лунных материалов и высокотемпературной фракции метеорита Альенде, в.с. %

Компоненты	Средний базальт (А-11)	Лунный аортозит	Смесь		Белые включения в метеорите Альенде			Состав раннего конденсата, по Л. Гроссману
			22% базальта, 78% аортозита	14% базальта, 86% аортозита	низкоплавкая фракция	фракция, богатая Са и Al	низкоплавкая фракция удалена	
SiO ₂	40,4	45,7	44,5	45,0	41,4	33,7	30,8	29,5
Al ₂ O ₃	9,4	30,6	25,9	27,6	25,5	26,6	27,6	30,0
FeO	19,3	4,5	7,7	6,6	7,5	2,3	—	—
MgO	7,2	4,8	5,3	5,1	3,3	13,1	17,8	19,7
CaO	11,1	15,8	14,7	15,1	21,3	21,6	22,2	20,7
TiO ₂	10,9	0,2	2,5	1,7	0,8	1,3	1,6	—
Na ₂ O	0,5	0,3	—	—	—	1,1	—	—
K ₂ O	0,2	—	—	—	—	0,1	—	—
Cr ₂ O ₃	0,3	0,1	—	—	—	0,1	—	—
MnO	0,3	0,1	—	—	—	0,1	—	—
Сумма	99,60	102,1	99,90	98,10	99,80	100,00	100,00	99,9

Следовательно, фракционная кристаллизация системы, по составу близкая к белым включениям метеорита Альенде, будет приводить к шпинель-мелилит или шпинель-мервинит-диопсидовому остатку, формирующему недра Луны, и полевошпат-пироксеновым внешним слоям. Тугоплавкие недра, по оценке Д. Андерсона, будут составлять 65% массы Луны. Остаточный расплав, обогащенный железом и редкими элементами, кристаллохимически несовместим с кристаллическими решетками шпинели и мелилита; он будет сосредотачиваться в верхних 250 км внешней части Луны. Базальты и аортозиты могли возникнуть из этого слоя, поскольку фракционная кристаллизация сопровождалась всплыванием плагиоклаза.

Плотность шпинель-мелилитовой ассоциации (3,2 г/см³) такая же, как плотность включений в метеорите Альенде, но на 10% выше, чем плотность остаточного расплава. При высоком давлении акерманит распадается на мервинит Ca₃Mg (SiO₄)₂ и диопсид с общей плотностью 3,29 г/см³. Минеральная ассоциация шпинель—мервинит—диопсид, вероятно, устойчива в большей части объема лунного шара. Плотность минеральных ассоциаций и пород поверхности Луны сходна с ее средней плотностью.

Особый интерес представляет среднее содержание радиоактивных элементов в лунном шаре, поскольку с ними связана термическая история Луны и степень ее химической дифференциации. Торий и уран относятся к тугоплавким элементам и наряду с другими тугоплавкими обогащают вещество Луны. Исходя из

данных тепловых потоков, среднее содержание тория и урана на Луне и Земле выражается следующими величинами

	U, 10^{-8} г/г	Th, 10^{-8} г/г	Th:U	K:U
Земля	2,25	8,34	3,7	10 000
Луна	$6 \pm 1,5$	21,0	3,5	2 000
Хондриты	1,0	3,5	3,5	—

Из этих данных следует, что вещество лунного шара более радиоактивно, чем вещество Земли и хондритов. При сравнении распространения летучих элементов оказывается, что Земля получила примерно в 100 раз больше летучих на единицу массы, чем Луна.

Таким образом, исходя из петрографических, минералогических и химических данных пород Луны и метеоритов, можно заключить, что ее вещество формировалось в иных термодинамических условиях, чем вещество Земли и хондритовых метеоритов.

Вещество Луны является более высокотемпературным конденсатом солнечной туманности, чем вещество нашей планеты. Определение изотопного состава Sr и Pb в лунных породах позволило произвести расчет возраста Луны как самостоятельно существующей планеты. Возраст ее оказался близким к 4,6 млрд. лет, что совпадает с возрастом большинства изученных метеоритов различного типа и состава, а также Земли.

По изотопному составу Xe, выделенного из лунных брекчий, С. Берману и др., а также Дж. Рейнольдсу [29] удалось установить повышенную против космического распространенность изотопа ^{129}Xe и тяжелых изотопов ксенона $^{132}\text{--}^{136}\text{Xe}$, что свидетельствует о существовании на ранней стадии развития Луны вымерших радиоактивных изотопов ^{129}I и ^{244}Pu . Присутствие в материале Луны в прошлом этих радиоактивных изотопов наряду с ^{235}U и ^{238}U и ^{232}Th могло вызвать значительный термический эффект, относящийся к ранней эволюции и магнетизму Луны и определивший процесс ее первоначальной химической дифференциации.

3. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЛУНЫ

До настоящего времени относительно происхождения Луны были высказаны три основные гипотезы.

1. Гипотеза отделения Луны от Земли на ранних этапах земной истории. Она была предложена Дж. Дарвином, который считал, что Луна отделилась от Земли при очень большом солнечном приливе, когда Земля вращалась с периодом, равным периоду ее собственных колебаний. Однако эта гипотеза несколько противоречила законам небесной механики. В связи с новыми данными по составу лунного материала можно считать, что гипотеза отделения Луны от Земли полностью отпадает.

2. Гипотеза захвата, поддержанная К. Вейцеккером, Х. Альвенем и Г. Юри, допускает, что первоначально Луна была малой планетой, которая при прохождении вблизи Земли в результате

притяжения была захвачена и превратилась в спутника. Вероятность такого события мала с точки зрения небесной механики. Однако она предполагает, что имеет место различие земных и лунных пород. Данные по химизму Луны вполне подтверждают это. По мнению М. Ботта [5], из всех гипотез происхождения Луны гипотеза захвата кажется наиболее верной.

3. Луна и Земля образовались вместе в виде двойной системы из газопылевого облака. О. Ю. Шмидт и его последователи допускают, что Луна и Земля возникли путем объединения и уплотнения рассеянного роя мелких частиц [31]. Но учитывая более низкую плотность Луны относительно Земли, можно предположить, что вещество протопланетного облака разделилось с концентрацией тяжелых элементов в Земле. При этом первой начала формироваться Земля, окутанная мощной атмосферой, относительно обогащенной летучими силикатами. При дальнейшем охлаждении вещество атмосферы сконденсировалось в кольцо планетозималей, из которого образовалась Луна. А. Камерон [58] допускал, что процесс аккреции Земли протекал очень быстро и наша первичная планета нагрелась настолько, что возникла силикатная атмосфера Земли, из которой впоследствии образовалась Луна. Однако гипотеза совместного образования Земли и Луны противоречит селенохимическим и геохимическим данным. Обогащенность материала Луны тугоплавкими элементами и их соединениями и резкое обеднение летучими элементами настолько велики, что Землю и Луну нельзя считать образовавшимися из одной физико-химической системы в ограниченном пространстве. Мы сейчас можем утверждать, что наличие тех или других элементов в телах Солнечной системы является не столько результатом дифференциации и потери из неких родоначальных тел, сколько результатом первичной конденсации, а затем аккумуляции конденсатов.

Следует отметить, что гипотезы о происхождении Луны полностью игнорировали физико-химическую сторону образования планет. Это можно объяснить недостатком космохимических данных в то время, когда эти гипотезы создавались. В настоящее время положение значительно изменилось. Проблема происхождения Луны связана с решением трех вопросов:

- 1) как формировалось вещество Луны в первичной туманности в процессе ее охлаждения и конденсации;
- 2) как возникло тело лунных размеров;
- 3) где происходили конденсация вещества и его последующая аккреция.

При формировании вещества Луны процесс протекал таким образом, что получился избыток тугоплавких литофильных элементов и резкий недостаток летучих халькофильных и других элементов. Хотя мы и не знаем точного состава Луны во всем ее объеме, но рассмотрение петрографических и селенохимических данных свидетельствует о том, что указанное соотношение между химическими элементами охватывает значительную часть лунной массы.

Термохимические расчеты последовательности конденсации веществ из туманности солнечного состава, проведенные разными авторами, определенно указывают, что первоначально выделились тугоплавкие нелетучие элементы и их соединения, а затем все более летучие. Эта последовательность подтверждается минеральным и химическим составом большинства метеоритов. Поскольку Луна в значительной степени сложена тугоплавкими элементами и их соединениями, то нетрудно заключить, что первые конденсаты высокотемпературной фракции представляли собой исходный материал для построения Луны.

Низкое содержание железа в Луне по сравнению с земным, солнечным и метеоритным порождает вопрос относительно механизма металл-силикатного фракционирования в солнечной туманности. Очевидно, прав Д. Андерсон, высказывая идею о том, что тело Луны сложено теми элементами и их соединениями, которые конденсировались раньше железа, энстатита и оливина, а летучие элементы поступали в малых количествах и только на последних стадиях аккреции. Луна, вероятно, аккумулировалась в более широких температурных интервалах, чем белые включения в метеорите Альенде.

Известно, что последовательность конденсации веществ из солнечной туманности зависит от температуры и давления. Давление здесь изменялось в зависимости от гелиоцентрического расстояния и высоты над средней плоскостью. Конденсационные интервалы температур перекрываются для железа и форстерита при высоких давлениях и расходятся при низких. В связи с этим возникает вопрос об области конденсации лунного вещества и его аккреции — вопрос в настоящее время дискуссионный. По мнению Д. Андерсона [49], аккреция при конденсации объясняет различие между Землей и Луной, если они сформировались на одинаковом расстоянии от Солнца. Однако Земля образовалась в средней плоскости туманности, где имели место высокие давления, а Луна — за ее пределами. Первоначально Луна имела очень наклонную орбиту, которая лишь впоследствии изменилась, приблизившись к эклиптике, под приливным воздействием и воздействием торможения окружающего газа. Земля аккумулировалась больше чем на 50% до образования Луны и получила большую часть оставшегося железа и конденсатов, так как все время находилась в средней плоскости.

Дж. Фремлин [70] выступил с критикой представлений Д. Андерсона о месте и способе формирования Луны, отметив, что в начале конденсации в области низкого давления (вдали от средней плоскости) возникавшие там твердые частицы падали в оставшийся газ в область высокого давления (средняя плоскость). У средней плоскости любые тяжелые частицы быстро сгущались, а затем падали на растущую Землю.

По С. Зингеру и Л. Бандерману [117], Луна аккумулировалась за пределами земной орбиты как отдельная планета и в дальнейшем была захвачена Землей. Если действительно Луна состоит из более тугоплавких веществ, чем Земля, то можно допустить,

что Луна формировалась вблизи Солнца в условиях высоких температур. Согласно этому возникновение Луны внутри орбиты Меркурия из конденсирующегося высокотемпературного материала вполне правдоподобно. Вблизи Солнца конденсирующийся материал долго сохранял высокую температуру, что способствовало его слипанию и аккреции. Сильное давление солнечных лучей не пропускало газовые компоненты, не успевшие сконденсироваться в твердые частицы. Образованием Луны вблизи Солнца и последующим ее удалением от этого места можно объяснить аномально высокий эксцентриситет орбиты Меркурия, достигающий 0,206 [56]. Условия в первичной солнечной туманности были благоприятными для того, чтобы при орбитальных радиусах Луны и Меркурия между ними возникло гравитационное взаимодействие, вызвавшее изменение первоначальных орбит. Если измененная орбита Луны была достаточно вытянутой, то первичная Луна могла приблизиться к Земле и тогда гравитационный захват Луны Землей становится возможным. Согласно расчетам А. Камерона, балансы энергии смещения первоначальной круговой орбиты Меркурия и круговой орбиты Луны при переходе ее к Земле совпадают, если первоначальная круговая орбита Луны имела радиус 0,28 а.е. Результаты этих расчетов следует рассматривать как приближенные. Если орбитальные изменения произошли перед тем, как примитивная солнечная туманность рассеялась, расчеты должны быть модифицированы. После диссипации первичной туманности Солнце было более массивным, чем сейчас. Это обстоятельство будет изменять числа, но не относительный порядок величин.

Земля в ее современном составе, вероятно, возникла после диссипации газов из первичной туманности. Ввиду малой распространенности летучих элементов на Луне захват Луны Землей, вероятно, не мог случиться до тех пор, пока процесс выпадения твердых частиц с примесью летучих на Земле не закончился полностью. Таким образом, гипотеза близкого околосолнечного происхождения Луны с последующим изменением орбиты и захватом ее Землей, а также изменением первоначально круговой орбиты Меркурия, представляется нам как весьма вероятная. Однако она требует подтверждения. По С. Ранкорну и Г. Юри, остаточный магнетизм Луны, обнаруженный экспедициями кораблей «Аполлон», мог быть приобретен ею, как только она возникла в сфере сильного магнитного поля первичного Солнца.

В настоящее время мы можем отметить, что эволюция и образование Луны совершались другими путями, чем становление и развитие Земли.

ГЛАВА IV

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ЗЕМЛИ

В эконoмии природы мы не встречаем ни следов начала, ни признаков конца.

Дж. Хеттон

1. ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Проблема внутреннего строения и состава Земли связана с проблемой ее происхождения, или точнее, со способом ее образования. Проблема происхождения нашей планеты должна быть основана на максимально точном знании ее состава и строения. Таким образом, мы попадаем в замкнутый круг. Проблему происхождения, состава и строения Земли мы будем рассматривать с разных сторон и по возможности с максимально широким подходом.

Самая верхняя, твердая, оболочка Земли — алюмосиликатная кора со всеми особенностями планетарного рельефа, состава и строения является наиболее доступной для изучения. Она возникла как продукт длительной геологической истории под влиянием различных геологических факторов. Поэтому в верхних горизонтах Земли информация о первых днях ее рождения полностью стерта, и совершенно бесполезно искать первичный материал планеты в наиболее древних участках коры. Между возрастом древнейших пород и возрастом Земли как планеты имеется огромный хронологический пробел, не отмеченный каменной геологической летописью. Таким образом, мы можем согласиться с высказыванием Дж. Хеттона — основоположника научной геологии об отсутствии следов начала в геологическом понимании.

Тем не менее среди всех данных геологии, геофизики, геохимии мы можем выбрать те, которые отражают если не первые события периода образования нашей планеты, то, во всяком случае, явления и признаки, которые как-то связаны со способом ее образования. При этом мы должны соблюдать большую осторожность, так как совсем нелегко выявить, какие черты строения нашей планеты относятся к первым дням ее рождения, а какие возникли впоследствии. Сам механизм формирования Земли, который скрыт от нас, несомненно, предопределил способ ее дальнейшей химической дифференциации со всеми вытекающими последствиями (алюмосиликатная кора, Мировой океан и первичная атмосфера).

Мы можем поставить кардинальный вопрос принципиальной важности — сохранились ли в веществе Земли те признаки и свойства, которые были характерны для первых дней ее существования? Поскольку горные породы, минералы и другие естественные химические соединения отпадают как образования вторичные, мы

должны обратиться к более устойчивым и древним признакам. К таковым относятся изотопные соотношения стабильных элементов, исключая пока изотопы радиоактивные и радиогенные. Так, мы совершенно уверены, что изотопный состав таких элементов как ванадий, марганец и железо не изменился за всю историю Земли. Об этом свидетельствует полное сходство изотопных отношений этих элементов с аналогичными отношениями в метеоритах и лунном материале. Несомненно, что полное тождество изотопного состава химических элементов Земли, Луны и метеоритов указывает и на общие корни происхождения их вещества в далеких космических системах, которые когда-то представляли собой «кухню» изготовления атомов вещества нашей Солнечной системы. Но изотопные соотношения очень немного могут нам рассказать о конкретном механизме формирования нашей планеты. И они далеко не являются следами начала — космического или геологического. Напротив, застывшие соотношения ряда стабильных изотопов — это результат процессов, начало которых совершенно стерлось в природе. По соотношениям изотопов урана и свинца устанавливается максимальный предел возраста тяжелых элементов, составляющий около $5 \cdot 10^9$ лет. Эта цифра датирует последние события крупного преобразования атомных ядер, которое произошло накануне формирования планет Солнечной системы.

Ниже мы рассмотрим основные данные о строении и составе нашей планеты, которые предстоит объяснить способом ее формирования. Можно предположить, что верхние горизонты Земли являются продуктами поздних геологических событий в истории планеты, а ее глубинные части отражают события более ранние, непосредственно связанные с самим процессом образования Земли.

2. СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Сведения о строении Земли достаточно известны благодаря успехам геофизики и ниже мы остановимся лишь на главных чертах.

По данным сейсмологии, Земля сложена оболочками различной плотности, концентрически обволакивающими друг друга. Самые плотные вещества сосредоточены в центральных частях планеты. Земля состоит из тонкой коры, мощной мантии и внутреннего ядра. Мантия и кора составляют $\frac{2}{3}$ массы Земли, а ядро — $\frac{1}{3}$. Зональное строение Земли в настоящее время принимается по модели английского геофизика К. Буллена. Им же предложены буквенные обозначения отдельных глубинных зон планеты, которые сейчас стали общепринятыми. Мощность глубинных оболочек Земли представлена в табл. 19.

Разрез внутреннего строения Земли представлен на рис. 20. Зависимость между скоростью сейсмических волн и плотностью позволила оценить плотность отдельных оболочек.

Основная проблема строения и состава Земли по существу связана с ответом на вопрос: какой причиной вызывается возрастание плотности оболочек по направлению к центру Земли? Мож-

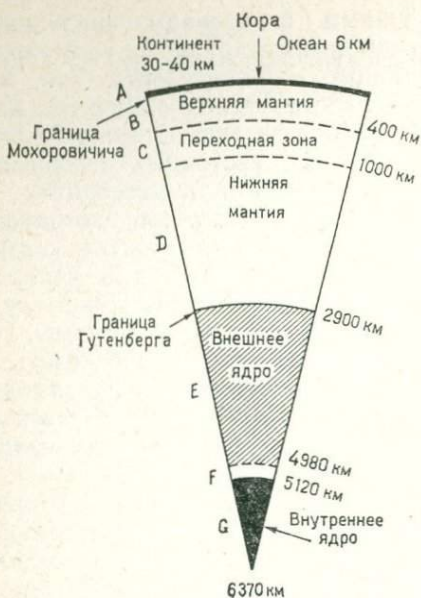


Рис. 20. Строение Земли.

Большая часть современных данных свидетельствует в пользу первых представлений. Эксперименты с ударными волнами, при которых были значительно превышены величины давления в ядре (несколько миллионов кгс/см²), не обнаружили фазовых переходов в силикатном материале. Для суждения о составе и состоянии

Таблица 19

Оболочки земли (по модели К. Буллена)

Название и обозначение	Интервал глубин, км	
Кора А	0—33 и более (мощность переменная)	
Граница Мохоровичича B		
Мантия {	Верхняя мантия B	33—400
	Переходная зона C	400—1000
	Нижняя мантия D	1000—2900
Граница Гутенберга E		
Ядро Земли {	Внешнее ядро E	2900—4980
	Переходная зона F	4980—5120
	Внутреннее ядро G	5120—6370

вещества в недрах Земли необходимо знать изменения давления и температуры с глубиной. Более надежно оценивается величина давления, которая с глубиной постепенно возрастает и на границе с ядром достигает $1,35 \cdot 10^6$ кгс/см², а в центре Земли — $3,6 \cdot 10^6$ кгс/см². Значительно менее надежна оценка распределения температур. Твердое состояние мантии Земли указывает на то, что

но предполагать изменение агрегатного состояния, химического состава или того и другого вместе. В зависимости от ответа на этот вопрос установились два представления.

Согласно первому представлению, которого придерживается большинство геохимиков (В. Гольдшmidt, А. Ферсман и др.), зональное строение Земли связано с различным химическим составом ее оболочек. Согласно второму (В. Лодочников, В. Рамзей), Земля по своему составу однородна и наличие оболочек связано с возрастающим уплотнением силикатного материала. Ядро Земли в данном случае состоит из сильно сжатых силикатов, находящихся в металлизированном состоянии.

вплоть до границы с ядром температуры нигде не превышают точки плавления на глубине, за исключением некоторых локальных очагов в верхней мантии. С глубиной значение геотермического градиента уменьшается и температура нарастает значительно медленнее, чем в коре. По оценке В. А. Магницкого [26], температуры на границе с ядром (глубина 2900 км) находятся в пределах значений 2470—4970 К.

Измерение собственных крутильных колебаний Земли обнаружило отсутствие сцепления между мантией и ядром. Кроме того, внешнее ядро, аналогично жидкому веществу, не пропускает поперечных сейсмических волн. В связи с этим можно считать установленным, что внешнее ядро (2900—4980 км) находится в жидком состоянии. Следовательно, температура на границе с ядром превышает точку плавления материала ядра. Хотя вопрос о составе ядра остается дискуссионным, последние данные все больше дают основание предполагать, что железо в составе ядра играет ведущую роль. До последнего времени температура в ядре оценивалась по температуре плавления железа, согласно формуле Симона, указывающей на прямую зависимость роста температуры плавления от роста давления. Однако японские исследователи Н. Каваи и Я. Инокути [84] показали, что эта зависимость остается справедливой лишь при относительно невысоких значениях давления. При сверхвысоких давлениях, порядка $400 \cdot 10^3$ кгс/см², температура плавления ряда металлов понижается. Согласно их расчетам, на границе ядра Земли температура плавления сплава (состава 76% Fe, 10% Ni и 14% Si) может быть ниже 1270 К. Поскольку температуры на границе ядра по любым соображениям и расчетам превышают 1270 К, в данном случае жидкое состояние внешнего ядра нашей планеты представляется неизбежным. Происхождение земного тепла, которое определяет современный термический режим планеты, представляет собой проблему, связанную со способом формирования Земли и распределением в ней радиоактивных элементов как носителей активной атомной энергии.

3. СТРОЕНИЕ КОРЫ И ПЛАНЕТАРНЫЙ РЕЛЬЕФ

Под земной корой в настоящее время подразумевают верхний слой твердого тела Земли, расположенный выше сейсмической границы Мохоровичича. Верхняя часть коры, сложенная твердыми и хрупкими горными породами, называется литосферой. Под литосферой находится слой, для которого характерны пластические деформации и который сейчас принято называть астеносферой. Однако нижняя граница литосферы может не совпадать с сейсмической границей Мохоровичича и может быть нерезкой с плавными переходами.

Строение земной коры косвенно выражается в рельефе ее поверхности. Уже давно была замечена резкая асимметричность строения поверхности нашей планеты. В отношении самой коры

еще В. И. Вернадский отмечал, что она имеет ясно выраженное диссимметричное строение. Разделение планетарного рельефа на две основные области — океаническую и континентальную выражено вполне отчетливо, если сравнить полушарие, занятое Тихим океаном, с противоположным полушарием. Тихоокеанское полушарие (площадь которого 165,2 млн км²) превышает площадь всех континентов, вместе взятых (148,9 млн. км²).

Все современные знания по геологии и геофизике свидетельствуют о том, что дно океанов и континенты — это структуры главного планетарного значения. Они отличаются друг от друга строением земной коры, химическим и петрографическим составом и, наконец, ходом истории геологического развития. Мощность земной коры под материками и океанами неодинакова. Кора имеет большую мощность в области континентов и меньшую в области океанов.

Это позволило разделить земную кору на два основных типа: континентальную и океаническую.

Континентальная кора имеет среднюю мощность 35 км. В ее пределах В. Конрад в 1923 г. выделил границу по распространению сейсмических волн, которая разделяет континентальную кору на верхний и нижний слои. Еще ранее Р. Дели, исходя из геологических и петрографических данных, выделил верхний слой, богатый гранитными породами, и нижний слой, который служит источником базальтовой магмы. В связи с этим в науке утвердилось представление о двухслойном строении земной коры, состоящей из верхней гранитной геосферы и нижней — базальтовой. Название «базальтовый слой» носит чисто условный характер, поскольку он может состоять и из других пород основного состава типа амфиболитов и габбро. На дне океанов за исключением краевых частей, прилегающих к материкам, гранитный слой отсутствует и земная кора состоит только из одного базальтового слоя.

Однако за последнее время более совершенные и глубокие сейсмические исследования показали, что поверхность Конрада далеко не всюду присутствует в разрезах континентальной коры. Состав нижней части континентальной коры обычно отождествляется с составом базальтов или габбро. Предполагается, что базальтовая магма образуется в этом слое в результате местного плавления. Однако в настоящее время установлено, что основным источником базальтовой магмы является верхняя мантия, поэтому петрографические представления о данном слое пересматриваются и базальтовый слой все более приобретает условное значение.

Другое возможное объяснение наличия нижнего слоя заключается в предположении его относительной сухости. Нижний слой слагают кислые и средние породы, подобные гранулитам и богатым кремнеземом эклогитам, находящимся под высоким давлением. Такой состав подтверждается и сейсмическими данными. Кроме того, не исключена возможность, что породы «базальтового» слоя представлены амфиболитом — устойчивой формой в присутствии водяного пара при значительном его давлении и температуре ниже

770 К. Минеральные ассоциации при этих условиях представлены амфиболом, плагиоклазом, эпидотом и железистым гранатом.

При изучении строения и состава земной коры мы должны исходить из исторических позиций, помня о том, что основные черты строения установились в результате позднейших геологических событий. Континентальная кора является продуктом дифференциации мантии и значительно более обогащена кремнеземом, чем океаническая кора.

Океаническая кора значительно тоньше континентальной. Сейсмические измерения методом преломленных волн установили среднюю мощность океанической коры в пределах 6—7 км. Океанические области можно разделить на океанические котловины, океанические хребты, глубоководные желоба и континентальные окраины. Океаническая кора имеет в настоящее время трехслойное строение. Первый слой сложен рыхлыми неконсолированными осадками, второй слой осадками отверделыми — консолированными. Третий является самым мощным слоем океанической коры и характеризуется постоянством скорости волн P . Установилось мнение, что этот слой сложен породами типа габбро-базальта. В 1965 г. Г. Хесс выдвинул предположение, что третий слой сложен частично серпентинизированными перидотитами, образованными гидратацией оливина в мантии вблизи границы Мохоровичича. Предполагается, что изотерма 770 К проходит на глубине 6 км под дном океана, оливин переходит в серпентин выше этого уровня. По этой гипотезе граница Мохоровичича проходит по разделу между нормальными породами мантии внизу и их серпентинизированными аналогами вверху.

По мнению Дж. Канна, главный слой океанической коры возник при метаморфизме базальтов коры до амфиболитов. Граница Мохоровичича служит разделом между океанической корой и верхней мантией, различных по составу.

В пределах океанической коры развит базальтовый вулканизм, который проявляется на островах Тихого океана. Благодаря исследованиям последних лет установлено, что состав базальтов дна океанов существенно отличается от состава континентальных базальтов. Океанические базальты представлены толеитами, для которых характерно резкое обеднение щелочными элементами (особенно калием) и всеми редкими литофильными элементами. Они могут рассматриваться в качестве наиболее примитивных магматических пород, возникших при выплавлении из океанической мантии. Химический состав земной коры представлен в табл. 20.

Строение и состав океанических и континентальных участков земной коры существенно различаются, что выражается также в макрорельефе Земли, ее общей асимметрии. Измерения гравитационного поля на больших высотах с помощью искусственных спутников Земли обнаружили одинаковую величину ускорения силы тяжести над материками и океанами. Поскольку в пределах земной коры мы встречаем большие неоднородности распределения плотностей, то неизбежно следует допустить, что различие

Таблица 20

Химический состав земной коры, вес. %
(по данным А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского [30])

Компоненты	Тип коры			Земная кора в целом
	континентальный	субконтинентальный	океанический	
SiO ₂	57,23	56,88	48,17	55,24
TiO ₂	0,71	0,73	1,40	0,86
Al ₂ O ₃	14,46	14,43	14,90	14,55
Fe ₂ O ₃	2,36	2,37	2,64	2,42
FeO	5,41	5,64	7,37	5,86
MnO	0,13	0,13	0,24	0,15
MgO	4,77	4,97	7,42	5,37
CaO	6,98	7,14	12,19	8,12
Na ₂ O	2,40	2,39	2,58	2,44
K ₂ O	1,98	1,90	0,33	1,61
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,22	0,17
C _{орг}	0,08	0,07	0,05	0,07
CO ₂	1,48	1,37	1,35	1,44
SO ₃	0,12	0,1	—	0,09
S _{пир}	0,08	0,08	0,05	0,08
Cl	0,04	0,04	—	0,03
F	0,03	0,03	0,02	0,03
H ₂ O	1,57	1,56	1,05	1,46
Сумма 6	100,99	99,99	99,98	99,99
Объем 10 км ³	6500	1540	2170	10 210
Средняя мощность, км	43,6	23,7	7,3	20,0
Средняя плотность, г/см ³	2,78	2,79	2,81	2,89
Масса, 10 ²⁴ г	18,07	4,30	6,09	28,46

плотности глубоко погруженного материала может компенсировать наблюдаемое различие плотности вблизи поверхности. Согласно геотермическим измерениям, тепловые потоки в континентальных областях равны тепловым потокам через океаническое дно. Однако мощная континентальная кора содержит больше радиоактивных элементов, генерирующих тепло, чем тонкая базальтовая океаническая кора. Поэтому равенство тепловых потоков дна океанов и континентов может быть связано только с различной радиоактивностью мантии под океанами и под континентами. Субокеаническая мантия более радиоактивна, чем мантия субконтинентальная, что необходимо для компенсации тепловых потоков. По Г. Мак-Дональду различие в радиоактивности может достигать глубин нескольких сот километров.

Все современные данные геологии, геофизики и геохимии свидетельствуют о том, что континентальная кора сформировалась в результате более резкой химической дифференциации мантии, чем кора океаническая. В этом также можно убедиться по данным

химического состава различных типов земной коры, представленных в табл. 20.

Локализация материковых масс в одном из полушарий нашей планеты указывает на то, что процесс дифференциации мантии имел преимущественно одностороннюю направленность в пространстве. Учитывая, что самые древние участки земной коры на континентах имеют возраст $3,9 \pm 0,1$ млрд. лет, нетрудно заключить, что односторонняя направленность процесса дифференциации мантии началась очень давно и имеет хотя и неясное еще, но несомненное отношение к способу формирования первичных оболочек Земли (первичной мантии). Иначе говоря, асимметричный лик Земли определился чрезвычайно глубинными процессами, которые имели место на самых ранних этапах истории планеты.

4. МАНТИЯ ЗЕМЛИ

Мантия — самая крупная из трех оболочек Земли, занимающая 84% ее объема и составляющая 69% ее массы. Мантия отделена от коры границей Мохоровичича, а от ядра — границей Гутенберга. По модели К. Буллена, мантию по сейсмическим данным разделяют на три зоны: зону *B*, или верхнюю мантию (33—400 км), переходную зону *C* (400—1000 км) и зону *D* (1000—2900 км), — нижнюю мантию. За последние годы в изучении мантии достигнуты большие успехи. Установлены ее гетерогенность и возможные фазовые переходы слагающего ее силикатного материала, а также неоднородность мантии в горизонтальном направлении. Процессы, происходящие в верхней мантии, определяют важнейшие геологические события в земной коре.

Согласно современным представлениям, различные свойства зон мантии связаны не столько с изменениями ее химического состава, сколько с различными фазовыми переходами силикатного материала под влиянием увеличения давления с глубиной.

Современная мантия является основной оболочкой Земли, но в течение геологического времени в ней произошли определенные изменения, связанные главным образом с дифференциацией ее вещества преимущественно в верхних горизонтах. Вещество, слагающее мантию твердое, если не считать отдельных участков верхней мантии (*B*). Многие авторы (А. П. Виноградов и др.) принимали в основном хондритовый состав мантии. Однако, как отмечает М. Ботт, хондритовая модель дает только удобную основу для теоретического рассмотрения и выбора наиболее вероятной модели. Верхнюю мантию слагают, вероятно, ультраосновные породы. В то же время было выдвинуто предположение, что граница Мохоровичича отражает фазовый переход между базальтовой корой и эклогитовой мантией. Однако современные геофизические данные свидетельствуют против интерпретации границы Мохоровичича как границы фазового перехода базальта в эклогит. Вероятнее всего, в области континентальной коры граница определяется средними гранулитами нижней коры и ультраосновными по-

родами самой верхней части мантии. В пределах океанической коры граница разделяет ультраосновные породы с большим содержанием оливина в мантии и продукта их гидратации — серпентинита. Но не исключен и другой вариант границы — между океаническими базальтами и подстилающими их ультраосновными породами.

Верхняя мантия является источником базальтового магматизма, очаги которого расположены на глубинах 60—400 км. При излиянии базальтовой магмы в нее попадают включения мантийного материала, которые дают нам сведения о составе мантии. Данные о химическом составе мантии получены на основании анализов наиболее глубоких магматических пород, происхождение которых связано с выносом мантийного материала мощными тектоническими движениями. К мантийному материалу относятся породы островов св. Павла в средней части Атлантического океана, а также обломки пород, собранные советскими океанографическими экспедициями со дна Индийского океана в области Индоокеанского хребта. Результаты обработки индоокеанских пород были обобщены Л. В. Дмитриевым в 1969 г. Химический состав пород, которые, вероятно, отражают состав верхней мантии, дан в табл. 21.

Таблица 21

Химический состав верхней мантии, вес. %

Компоненты	Дунит	Перидотит	Пиrolит	Порода островов св. Павла	Расчетный состав		
					по Л. В. Дмитриеву		по Р. Чамберсу и др.
					1	2	
SiO ₂	40,49	43,5	43,1	43,16	45,5	45,8	45,0
TiO ₂	0,02	0,8	0,6	0,28	0,3	0,3	0,09
Al ₂ O ₃	0,86	4,0	4,0	3,69	3,8	5,1	3,5
Fe ₂ O ₃	2,84	2,5	1,7	1,45	5,3	4,8	8,0
FeO	5,54	9,8	6,7	6,64	3,0	3,0	
MnO	0,16	0,2	0,1	0,14	0,2	0,2	0,11
MgO	46,32	34,0	39,3	38,45	42,2	39,3	39,0
CaO	0,70	3,5	2,7	2,61	2,1	3,0	3,25
Na ₂ O	0,10	0,6	0,6	0,33	0,4	0,5	0,28
K ₂ O	0,04	0,3	—	0,10	0,1	0,1	0,035
H ₂ O	2,88	0,8	0,2	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,005	0,1	0,1	0,13	—	—	—

Примечания. Пиrolит мантии, по А. Рингвуду, имеет состав: одна часть базальта и три части дунита. Расчетный состав мантии, по Л. В. Дмитриеву, дан в двух вариантах: 1—10 гарцбургитов Индоокеанского хребта+1 высокоглиноземистый базальт, 2—5 гарцбургитов +1 высокоглиноземистый базальт. Состав мантии, по Р. Чамберсу и др. получен на основании изучения 200 образцов шпинель-лещолитовых ксенолитов в базальтах; данный состав близок к трем неизменным гранат-лещолитовым ксенолитам из кимберлитовой трубки Балфонтейн в Южной Африке.

Современные представления о природе верхней мантии несколько прояснились в результате усовершенствования техники и мето-

дики изучения минералов и горных пород при высоких давлениях и температурах. Эксперименты по высоким давлениям показали, что только три типа пород: дунит (оливин), перидотит (оливин + пироксен) и эклогит (гранат + пироксен) обладают упругими свойствами того порядка, какой дают наблюдения скорости сейсмических волн в верхней мантии.

Геофизические данные и петрографические наблюдения показывают, что ведущим типом пород верхней мантии является гранатовый перидотит. Тем не менее мантия в целом является неоднородной и в ней могут присутствовать разные породы от эклогита до перидотита. На глубинах 150—400 км верхняя мантия относительно однородна и ее свойства можно объяснить сжатием силикатных минералов при условиях нормального геотермического градиента. Важнейшими минералами верхней мантии являются оливин, пироксен и гранат с подобными ему фазами низкого давления. Согласно предположению А. Рингвуда и др., верхняя мантия соответствует ультраосновной модели с валовым составом, содержащим 1 часть базальта и 3 части дунита, порода эта была названа пиролитом. Фракционное плавление пиролита может дать базальтовую магму, поступающую в верхние горизонты планеты. В остатке находится порода, близкая к составу дунита или перидотита.

В верхней мантии наблюдается зона с пониженными скоростями сейсмических волн. Ее появление нельзя объяснить какой-либо минеральной ассоциацией или изменением геотермического градиента. Комбинируя данные по ультразвуковым скоростям, петрологическим данным и тепловым потокам, Д. Андерсон (1970 г.) допустил, что наличие зоны лучше всего объясняется парциальным плавлением или дегидратацией минеральных ассоциаций, содержащих малые количества воды. Предполагая, что скорости сейсмических волн являются функцией упругих свойств двух фаз (жидкой и твердой), Ф. Берч (1970 г.) заключил, что зона пониженных скоростей может быть объяснима присутствием расплава в количестве 6%.

Модель А. Рингвуда для верхней мантии представлена на рис. 21. Переходная зона мантии (С) расположена на глубинах 400—1000 км, и господствующие здесь давления в пределах 160—450 кбар определяют существование сжатого вещества, что приводит к ряду полиморфных превращений главных породообразующих минералов. Эти изменения отражают минеральные ассоциации, которые на 20% плотнее, чем соответствующие ассоциации в верхней мантии. Эксперименты над оливином при высоких давлениях показали, что этот главный минерал мантии при давлениях, соответствующих глубинам 400 км, приобретает структуру типа шпинели. Данная структура на 10% плотнее, чем та же структура при низких давлениях. Крупные разрывы в мантии встречаются на глубинах от 400 до 600 км. Глубже 600 км кремний с кислородом встречается в шестерной координации. Интересно отметить, что очаги землетрясений глубже 700 км не встречаются,

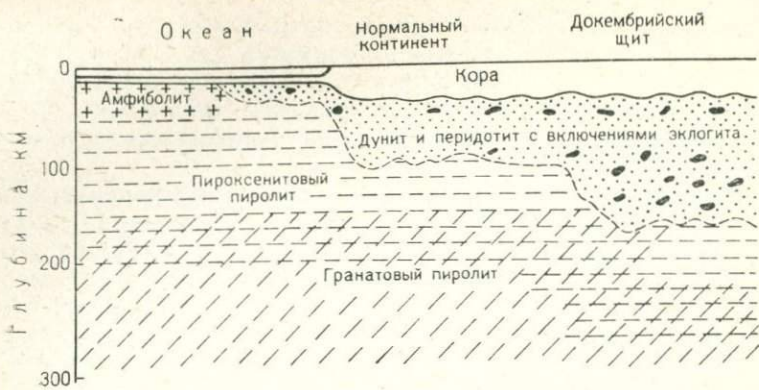
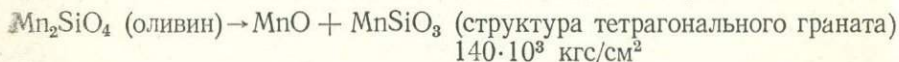


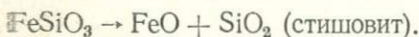
Рис. 21. Петрологическая модель верхней мантии (по А. Рингвуду)

вероятно, они связаны с полиморфными превращениями и крупными изменениями координации в минералах мантии на этих глубинах. Таким образом, переходная зона между верхней и нижней мантией на современном уровне знаний может быть истолкована как область, где происходят реакции, при которых силикаты с ионом кремния в четверной координации превращаются в силикаты, в которых кремний занимает шестерную координацию. Это подтверждается и синтезом стишовита — полиморфной разновидности SiO_2 со структурой рутила, а также германатного пироксена со структурой ильменита.

По данным японских исследователей [82], эксперименты с марганцевыми силикатами при температурах около 1270 К и давлениях свыше $140 \cdot 10^3$ кгс/см² показали следующие реакции:



При температурах ($1500 \pm 100^\circ \text{C}$) и давлениях [$(200 \pm 50) \times 10^3$ кгс/см²] Л. Минг и В. Бассет экспериментально разложили железистый пироксен на вюстит и стишовит:

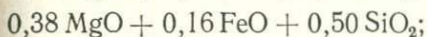


Эти результаты подтверждают предположение, что ферромагнетические силикаты в переходной зоне с увеличением давления превращаются в шпинеле- и гранатоподобную фазы, а в нижней мантии разлагаются на плотные окислы. В 1952 г. В. А. Магницкий показал, что под влиянием высоких давлений может происходить распад силикатов на окислы.

Экспериментально доказанный распад силикатов на окислы под влиянием давления открывает возможности для интерпретации строения и состава переходной зоны и нижней мантии. Если

в переходной зоне с глубиной происходит распад силикатов и алюмосиликатов, то в более глубокой нижней мантии состав должен выражаться наличием следующих окислов: MgO — периклаз, FeO — вюстит, SiO₂ — стишовит, CaO — известь.

Состав нижней мантии, экстраполированный Д. Андерсоном на основании сейсмических данных, может выражаться следующими молярными соотношениями:



Эти составы допускают содержание пироксена как исходного материала от 80 до 43% соответственно. Другие модели свободных колебаний требуют меньше SiO₂ в нижней мантии, но значительно больше FeO, чем у типичных представителей верхней мантии.

Сказанное далеко не исчерпывает возможные характерные особенности строения и состава нижней мантии. Так, в частности, такой ведущий окисел планет земного типа как SiO₂ может существовать не только в форме стишовита при давлениях 80 кбар с плотностью 4,29 г/см³, но и приобретать значительно более плотные модификации. Последние опыты по ударному давлению на α-кварц при давлении 10³ кгс/см² обнаружили увеличение плотности более чем до 5 г/см³. На основании последних экспериментальных данных по статическому сжатию кремнезема при сверхвысоких давлениях В. Урусов и Н. Хитаров [39] высказали предположение о возможности перехода стишовита на глубинах, соответствующих нижней мантии, во флюоритоподобную модификацию с координационным числом для кремния [8]. При более высоких давлениях на границе между мантией и ядром ими допускается возможность перехода кремнезема в структуру типа котуннита PbCl₂ с дальнейшим увеличением плотности на 8—10%. Таким образом, интерпретация природы нижней мантии нашей планеты далека еще от завершения и долго будет оставаться проблемой настоящего и будущего.

5. ЯДРО ЗЕМЛИ И ОБЩАЯ ОЦЕНКА ЕЕ СОСТАВА

Центральное ядро Земли состоит из внешнего жидкого ядра и твердого — маленького, которое начинается с глубины 5000 км. Граница между нижней мантией и внешним ядром выражена очень резко. Она отмечается полным затуханием поперечных сейсмических волн, значительным увеличением плотности и появлением высокой электропроводности. В связи с этим возникли два варианта истолкования границы ядра и мантии. Согласно первому, граница по своей природе является химической и ядро в основном состоит из сплава железа. Второй вариант допускает фазовый переход: ядро состоит из материала нижней части мантии, нахо-

дящегося в состоянии плотной металлической фазы. В настоящее время по данным геофизики, геохимии и космохимии, а также физики высоких давлений первый вариант представляется наиболее вероятным. Свойства железа близки к наблюдаемым свойствам земного ядра, а некоторые отличия могут быть истолкованы небольшими примесями легких элементов. Против силикатного металлизированного ядра и в пользу ядра преимущественно металлического (железного) мы можем привести следующие аргументы (большая их часть выдвинута Л. В. Альтшулером и Л. Шарипджановым [3]):

1. Плотность и упругость ядра мало отличаются от значений этих параметров у сжатого железа. «Раздавленные» атомы других элементов, приобретающие металлические свойства, могут существовать только при астрофизических давлениях, намного превышающих давление в центре Земли.

2. Магний и алюминий, как наиболее распространенные металлы, имеют плотно упакованные кристаллические структуры и атомные массы, превышающие среднюю атомную массу материала мантии. Но тем не менее плотность при давлениях $1,5-3 \cdot 10^6$ кгс/см² у этих металлов на 50—60% меньше плотности вещества земного шара.

3. Квантово-статистические расчеты, выполненные с учетом корреляционной энергии, не подтвердили образования из окислов и силикатов при давлении в несколько тысяч кгс/см² минералов, плотность которых была бы равна плотности ядра Земли.

4. Согласно диаграмме Ф. Берча, геофизические характеристики ядра располагаются вблизи линии с атомной массой 47 и очень далеко от линии с характерной для вещества мантии атомной массой 21,6.

5. Переход железисто-магнезиальных силикатов в сверхплотное состояние экспериментально обнаружен не был, несмотря на действие ударных давлений, намного превышающих давления центральных областей Земли.

6. По всем геофизическим данным внешнее ядро Земли жидкое. Из всех металлов только железо и близкие к нему металлы способны обеспечить жидкое состояние на глубине 2900 км и давлении $1,35 \cdot 10^6$ кгс/см².

7. Отсутствие сцепления между мантией и ядром, по данным собственных крутильных колебаний Земли, свидетельствует против силикатного состава внешнего ядра.

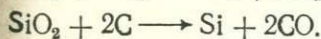
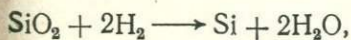
8. По космохимическим данным железо относится к весьма распространенным металлам Солнечной системы, что четко коррелируется с максимумом ядерной упаковки его изотопов. Поэтому трудно допустить, чтобы наша ничтожно маленькая планета (по сравнению с Солнцем) не отражала основные черты космического распространения элементов, где отчетливо выделяется пик «железного максимума». Более конкретно можно сказать, что представление о железном ядре поддерживается высоким содержанием железа в метеоритах.

Таким образом, в свете современных данных нет веских оснований отказываться от укоренившихся представлений о том, что ядро Земли состоит в основном из металлического железа.

Однако представление о чисто железном ядре не согласуется с геофизическими результатами и экспериментами. Так, согласно расчетам, при нулевом давлении плотность внешнего ядра Земли $6,4 \pm 0,5$ г/см³, в то время как железный расплав при температуре 1540° С имеет плотность 7,02 г/см³. Экспериментальные данные по ударным волнам для некоторых железо-никелевых и железо-кремниевых сплавов позволяют провести некоторую экстраполяцию. На основании экспериментов можно заключить, что чистое железо на 8% плотнее, чем внешнее ядро. По Ф. Берчу, плотность внешнего ядра на 10% ниже, чем плотность чисто железного ядра при одинаковых термодинамических условиях. Отсюда следует, что в составе внешнего ядра присутствуют некоторые легкие элементы, понижающие его плотность по сравнению с чисто железо-никелевым сплавом.

Из наиболее легких и распространенных химических элементов наиболее вероятными оказываются кремний и сера. Вхождение одного или другого элемента вполне может объяснить наблюдаемые физические свойства земного ядра. Однако пути поступления кремния и серы в центральные области Земли резко различны. Поэтому вопрос о том, кремний или сера являются примесью земного ядра дискусионен и связан со способом формирования нашей планеты.

В 1958 г. А. Рингвуд допустил, что земное ядро содержит кремний в качестве легкого элемента, аргументируя такое предположение тем, что элементарный Si в количестве нескольких весовых процентов встречается в металлической фазе некоторых сильно восстановленных хондритовых метеоритов (энстатитовых). Присутствие кремния в ядре Земли и его поступление туда должно происходить при двух условиях: в присутствии сильных восстановителей в составе первичной Земли, таких как водород и углерод и в обстановке высоких температур, которые определяли течение реакций:



Если агентом восстановления был водород, то возникло бы огромное количество воды, что неизбежно отразилось на усиленном процессе гидратации минералов мантии и выразилось в огромном количестве воды на поверхности планеты. Если же, как допускал А. Рингвуд, главным агентом восстановления был углерод, то возникновение свободного кремния вызвало бы образование массивной атмосферы из СО, которая должна была рассеяться вскоре после аккумуляции Земли. А. Рингвуд предполагал, что при таком процессе сера как летучий элемент должна была быть утеряна

Землей. В настоящее время представляется, что указанные процессы маловероятны.

Вероятное присутствие серы в земном ядре вытекает из сравнения ее распространения в хондритовом материале метеоритов и материала мантии. Так, сопоставление элементарных атомных соотношений некоторых летучих элементов (по отношению к 10^6 атомам Si) в смеси коры и мантии и в хондритах показывает следующую картину:

Элемент	Кора+ман- тия	Хондриты	Отношение	кора+мантия хондриты
S	605	$1 \cdot 10^5$		$6 \cdot 10^{-3}$
C	1590	$1,1 \cdot 10^4$		$1,4 \cdot 10^{-3}$
H (H_2O)	1200	$9 \cdot 10^4$		1,3

Нетрудно заметить резкий недостаток серы в коре и мантии. Ее на 3 порядка меньше, чем в среднем материале Солнечной системы, в качестве которого принимаются хондриты. Большой дефицит серы в коре и мантии нашей планеты можно объяснить, во-первых тем, что сера никогда не присутствовала в значительных количествах в том веществе, из которого возникла Земля путем аккумуляции. Во-вторых, тем, что сера была потеряна при высоких температурах, как это допускал А. Рингвуд [112]. В-третьих, тем, что сера, образовав нелетучее соединение с железом, сосредоточилась в земном ядре.

Первое предположение должно быть отброшено, так как изучение распространенности элементов в различных типах метеоритов показало, что сера следует общей тенденции и сохраняется очень устойчивой, независимо от других летучих элементов. Это обстоятельство было отмечено еще П. Н. Чирвинским. В истории фракционирования элементов Солнечной системы, зафиксированной в метеоритах, не отмечается аномального поведения серы. Это указывает, что условия во время формирования твердых тел Солнечной системы не могли привести к значительному фракционированию серы по отношению к другим летучим.

Возможность потери серы при высоких температурах первичной Земли также отпадает, поскольку другие, более летучие, элементы, чем сера (например H_2 в виде H_2O), обнаружившие значительно меньший дефицит, чем сера, были бы потеряны в значительно большей мере. Кроме того, при охлаждении солнечного газа сера химически связывается с железом и перестает быть летучим элементом.

В связи с вышеизложенным, наиболее реальной остается третья возможность: первоначальное количество серы в Земле поступило в ядро в железоникелевом расплаве. Последние экспериментальные данные показывают, что при нормальном атмосферном давлении температура плавления системы Fe—FeS составляет 1260 К. Тройная система железо — вюстит — троилит (Fe—FeO—FeS) имеет температуру плавления 1190 К. Хотя температура плавления системы Fe—Ni—S—O при высоких давлениях в недрах

земного шара неизвестна, последние опыты показывают, что с увеличением давления до $30 \cdot 10^3$ кгс/см² она существенно не меняется. Во всяком случае, при прочих равных условиях температура плавления эвтектики Fe—FeS значительно ниже, чем температура плавления железа или силиката мантии. Так, при давлении $60 \cdot 10^3$ кгс/см² температура плавления эвтектики Fe—FeS 1260 К, в то время как чистого железа 1880 К, а пиролита мантии 1580 К. Поэтому при повышении температуры в недрах Земли железный расплав, обогащенный серой, формируется первым и ввиду своей низкой вязкости и высокой плотности стекает в центральные части планеты, образуя железосернистое ядро. Таким образом, присутствие серы в железоникелевой среде действует в качестве флюса, снижая температуру ее плавления.

В. Рама-Мурти и Г. Холл (1970 г.) наиболее убедительно аргументировали идею о присутствии серы в качестве легкого элемента в земном ядре, приблизительно оценили химический состав Земли и сравнили его с составом метеоритов разных типов. Согласно их расчетам, смесь, удовлетворяющая составу Земли, состоит из 40% углистых хондритов, 50% обычных хондритов и 10% железных метеоритов. После выделения из такой смеси ядра в оставшейся мантии будет довольно высокое отношение Fe:MgO, равное примерно 0,3, в то время как в верхней мантии оно около 0,1. Однако мы можем допустить, что в нижней мантии содержание железа увеличивается и отношение Fe₀:MgO приближается к 0,3, что также следует из распределения плотности и возрастания скоростей сейсмических волн в глубинах мантии.

В мантии имеется определенный недостаток углерода, который, вероятно, компенсируется его содержанием в ядре.

Согласно В. Рама-Мурти и Г. Холлу, земное ядро состоит из следующих элементов (%): Fe° 53,4; FeS 41,3; Ni 5,3.

Данный состав следует рассматривать как приближенный. Средняя атомная масса внешнего ядра около 47, что соответствует 22 вес. % серы и довольно близко к составу Fe₂S. В ядре могут присутствовать и другие элементы. Углерод и фосфор допустимы в количествах, близких к найденным метеоритным значениям.

Эвтектический состав ядра (FeS—Fe) значительно понижает температуру в недрах Земли и она меньше, чем это приписывается железному ядру или ядру состава F—Ni—Si. Рассмотрение Г. Толлендом [122] температурного режима мантии и ее термических свойств также показало более низкие температуры на границе ядро—мантия в случае существования железосернистого ядра. Согласно расчетам Г. Толленда, температура в глубинах Земли может характеризоваться величинами, представленными в табл. 22.

Как показал В. Эльзассер, жидкое ядро позволяет объяснить наличие магнитного поля Земли и его вековых вариаций. Он допустил, что геомагнитное поле является результатом электрических токов в глубинах планеты, преимущественно в области внешнего ядра. Вековые вариации магнитного поля в этом случае рассматриваются как следствие термической конвекции в жидком

Таблица 22

Температура ядра, К

Место и условия для температуры	T, основанная на свойствах железа	T, основанная на свойствах Fe ₂ S
Нулевое давление	1800	1170
Граница мантия—ядро	3800	2530
Граница внешнее ядро—внутреннее ядро	4500	3000

ядре, которое действует по принципу динамомшины. Присутствие серы во внешнем ядре принципиально не изменяет основные положения модели В. Эльзассера.

Что касается внутреннего, маленького, ядра Земли на глубине 5000 км и больше, то его природа и состав остаются наиболее загадочными. Мы можем только строить более или менее вероятные гипотезы. По мнению К. Буллена, маленькое ядро имеет железоникелевый состав, но находится в твердом состоянии. Это же предположение он подтвердил и в 1973 г., допуская, однако, что внешнее ядро сложено Fe₂O. Согласно представлениям Д. Андерсона и Т. Ханкса [49], внутреннее ядро занимает примерно 3% массы Земли и возникло непосредственно в результате аккумуляции наиболее высокотемпературного материала. Оно состоит из тугоплавких окислов и силикатов, которые в процессе конденсации вещества солнечной туманности формировались перед конденсацией железа. Маленькое внутреннее ядро будет состоять из сильно сжатого материала, близкого к составу богатых кальцем ахондритов или высокотемпературных включений в метеорите Альенде; в целом его состав близок к общему химическому составу Луны.

Таблица 23

Средний химический состав Земли, вес. %

Элемент	А. Ферман (1932 г.)	Б. Смит (1936 г.)	Б. Мейсон, (1966 г.)	В. Рама-Мурти и Г. Холл (1970 г.)
O	28,56	29,26	29,53	30,75
Na	0,52	0,56	0,57	0,30
Mg	11,03	11,28	12,70	15,70
Al	1,22	1,24	1,09	1,29
Si	14,47	14,67	15,20	14,73
P	0,12	0,15	0,10	—
S	1,44	3,29	1,93	4,65
K	0,15	0,14	0,03	—
Ca	1,38	1,40	1,13	1,54
Ti	—	0,07	0,05	—
Cr	0,26	0,26	0,26	—
Mn	0,18	0,22	0,22	—
Fe	37,04	34,82	34,63	29,30
Co	0,06	0,17	0,13	—
Ni	2,96	2,43	2,39	1,65

Следует отметить, что предположение о силикатно-окисном составе внутреннего ядра Земли противоречит экспериментальным данным с ударными волнами, которые не обнаружили сверхплотного состояния. Поэтому нам представляется, что твердый железоникелевый сплав более соответствует истинному составу внутреннего ядра.

Исходя из данных космохимии, можно допустить, что при оценке химического состава Земли мы вправе в первую очередь опираться на четыре химических элемента — O, Si, Mg, Fe, повышенное распространение которых хорошо коррелируется с ядерными свойствами их ведущих изотопов. Следующая группа менее распространенных элементов охватывает Ni, S, Ca и отчасти Al. Но соотношение указанных элементов, составляющих основу метеоритов, может и должно быть разным в пределах нашей Земли и довольно далеким от тех соотношений, которые вытекали из статистического учета числа и массы выпавших метеоритов. Современные оценки химического состава Земли по разным авторам представлены в табл. 23.

Мы отдаем предпочтение данным Б. Смита, В. Рама-Мурти и Г. Холла как наиболее вероятным, хотя они, естественно, приближительные.

ГЛАВА V

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ И ПЛАНЕТ

Вначале была плазма.

Х. Альвек
Законы астрофизики оказались связанными с Периодическим законом Менделеева.

А. Е. Ферсман

1. ЯДЕРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВЕЩЕСТВА СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Ядерная эволюция вещества Солнечной системы зафиксирована в изотопном составе элементов, в соотношениях стабильных, радиоактивных и радиогенных изотопов. Изменения изотопных соотношений, связанных с радиоактивностью и другими ядерными процессами, позволили не только представить необозримость геологического времени, но стали первостепенными источниками сведений по истории вещества Земли и всей Солнечной системы. Само вещество, соотношения атомов химических элементов от водорода до неизвестных трансурановых изотопов определили судьбу Солнечной системы, формирование планет, их химическую эволюцию и образование оболочечной структуры.

В связи с успехами ядерной физики и технологии мы только сейчас можем с определенной долей вероятности расшифровать историю вещества Солнечной системы до образования планет. Во всяком случае, в свете современных данных астрофизики и космохимии, ядерной физики и геохимии мы можем считать, что задолго до формирования планет и родоначальных метеоритных тел их вещество проходило стадии построения сначала легких, затем средних и в конце концов тяжелых атомных ядер, включая трансурановые элементы. Процессы построения тяжелых атомных ядер путем нейтронного захвата завершились в основном незадолго до образования планет в эпоху, непосредственно предшествующую дифференциации вещества в первичной Солнечной системе. Отсюда следует, что современная радиоактивность Земли и тем более радиоактивность ранней Земли явились закономерным следствием ядерной эволюции вещества в звездных космических условиях. Следствием последних этапов ядерной эволюции явилось также образование тяжелых трансурановых элементов и нуклидов (^{244}Pu , ^{247}Cf , $Z=114$, $Z=126$), которые существовали некоторое время в ранней истории Солнечной системы.

В результате исследований Г. Бете, С. Ф. Вейцеккера, Дж. Бербиджа и М. Бербидж, А. Камерона, В. Фаулера, Д. Франк-Каменецкого, В. В. Чердынцева, Ф. Хойла в астрофизике окончательно утвердилось мнение о том, что естественный синтез атомных ядер из водорода и гелия теснейшим образом связан с эволюцией

звезд. По Я. Зельдовичу, после первых этапов расширения Вселенной вещество состояло из электронов, протонов и ядер гелия (α -частиц), взаимодействующих с первичным излучением. Однако по мере охлаждения примитивного вещества Вселенной электроны, протоны и гелионы перешли в нормальные атомы водорода и гелия, которые образовали первичные весьма массивные звездоподобные тела. С историей их развития связано рождение всех других химических элементов путем ядерных реакций различного типа. Общую картину последовательного генезиса атомных ядер дали М. Бербидж и Дж. Бербидж. Он выражался в смене следующих типов ядерных реакций:

1. «Сгорание» водорода с образованием гелия.
2. «Сгорание» гелия с образованием изотопов с массовым числом, кратным 4п: ^{12}C , ^{16}O , ^{20}Ne , ^{24}Mg (?).
3. Процессы с α -частицами и ядрами ^{16}O и ^{20}Ne , приводящие к образованию ^{24}Mg , ^{28}Si , ^{32}S , ^{36}Ar , ^{40}Ca .
4. Равновесный процесс, протекающий при высоких температурах ($3\text{--}4 \cdot 10^9 \text{ K}$), когда достигалось статистическое равновесие между ядрами, протонами и нейтронами. Он обеспечил наличие «железного максимума» (Mn, Fe, Co, Ni) на кривой космической распространенности элементов.
5. s-процесс, при котором происходил захват уже существующими элементами медленных нейтронов с образованием элементов до Bi включительно.
6. r-процесс, при котором были захвачены быстрые нейтроны с образованием элементов в трансвисмутовой области.
7. p-процесс, при котором образовались богатые протонами ядра.
8. x-процесс, ответственный за образование легких малораспространенных ядер.

Эти процессы довольно хорошо объясняют космическую (и солнечную) распространенность элементов и коррелируются с наблюдаемыми закономерностями эволюции звезд. Отсюда чрезвычайно соблазнительно допустить, что вещество, из которого возникла Солнечная система, прошло различные этапы развития с последовательной сменой указанных выше ядерных процессов. Результатом нейтронного захвата могли быть наблюдаемые ныне радиоактивные изотопы ^{87}Rb , ^{115}In , ^{138}La , ^{144}Nd , ^{176}Lu , U, Th и вымершие ^{129}I , ^{146}Sm , ^{244}Pu и, возможно, нуклиды $Z=112\text{--}115$, $Z=126$.

Во всяком случае, образование тяжелых элементов было одним из последних событий в ядерной эволюции вещества Солнечной системы. Согласно ксеноновой хронологии в метеоритном материале это событие завершилось примерно за $150 \cdot 10^6$ лет до начала формирования твердых тел в Солнечной системе.

При астрофизических условиях r-процесс должен быть связан с быстрой генерацией нейтронов, допускаемой в массивных телах типа Сверхновых звезд. Кривая падения светимости известных Сверхновых хорошо согласуется с кривой распада ^{254}Cf (путем осколочного деления), что послужило основанием для предположе-

ния об образовании тяжелых и сверхтяжелых ядер в Сверхновых. Изменение содержания ^{254}Cf во время взрыва водородной бомбы у о. Бикини в 1952 г. показали, что ^{254}Cf образуется в результате облучения ^{258}U интенсивным потоком нейтронов, откуда можно заключить, что если этот поток достаточно интенсивный, то ^{254}Cf (и другие трансурановые ядра) должны возникать в результате цепного нейтронного захвата, начинающегося с ^{56}Fe .

В связи с вышеизложенным возникли идеи о том, что часть вещества Солнечной системы в прошлом проходила стадию Сверхновой, при которой совершался синтез тяжелых атомных ядер типа урана и трансурановых элементов. В этом отношении могут быть отмечены идеи Э. В. Собоновича, Дж. Рейнольдса и др., которые допускали, что взрыв Сверхновой, генерировавший тяжелые элементы, произошел в окрестностях протосолнечной туманности 4,7 млрд. лет назад. По Э. В. Собоновичу [34, 35], планетное вещество есть некий суммарный продукт непрерывного синтеза, к которому за 100—300 млн. лет до образования Солнечной системы были добавлены свежие продукты взрыва Сверхновой.

Распространенность и изотопный состав редких инертных газов дают возможность восстановить раннюю историю Солнечной системы. Метеориты и некоторые лунные образцы являются в основном одновременными образованиями. Присутствие в них ксенона от вымерших радиоактивных изотопов ^{129}I и ^{244}Pu является в настоящее время установленным фактом. Аналогичный вывод может быть обоснован для вещества Земли. Для реставрации r -процесса ядерного синтеза нужна оценка первичных отношений $^{244}\text{Pu} : ^{238}\text{U}$ и $^{129}\text{I} : ^{127}\text{I}$, присутствующих в родоначальных метеоритных телах. Наиболее вероятные значения этих отношений приводят к величине около 150 млн. лет для интервала времени Δt между окончанием синтеза тяжелых ядер и формированием метеоритов. В этом интервале времени, по мнению некоторых астрофизиков, происходило взаимодействие между космическим облаком, породившим наше Солнце, и относительно плотными скоплениями вещества, которые входили в спиральные дуги нашей галактики, где происходила деятельность Сверхновых. По Дж. Рейнольдсу (1974 г.), подобные столкновения происходили периодически ввиду различного вращения вокруг галактического центра спиральных ветвей и облаков. Одно из предположений заключается в том, что свежая радиоактивность была добавлена к Солнечной системе, когда облако проходило «последний раз» спиральную ветвь за 150 млн. лет до формирования самой Солнечной системы.

Согласно А. К. Лаврухиной [24], в истории вещества Солнечной системы можно выделить следующие этапы протекания ядерных процессов.

1. Основной ядерный синтез вещества Солнечной системы произошел около $11 \cdot 10^9$ лет тому назад в период единого галактического нуклеосинтеза, когда было синтезировано около 99% всех изотопов, доживших до нашего времени. Ядерные реакции с быстрыми нуклонами протекали в ударных волнах. В период основного

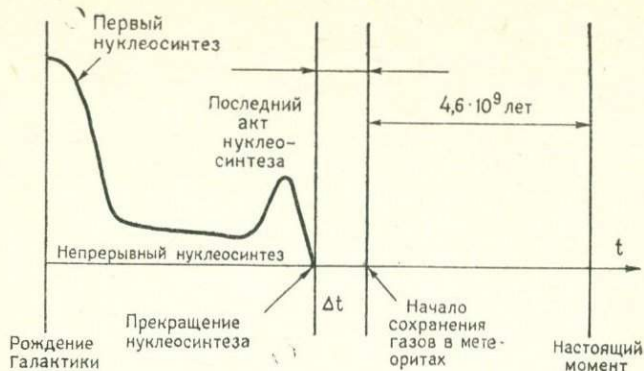


Рис. 22. Диаграмма последовательности событий образования элементов и формирования вещества тел Солнечной системы за период времени около $11 \cdot 10^9$ лет.

ядерного синтеза имела место следующая последовательность событий: термоядерные реакции \rightarrow равновесные ядерные процессы \rightarrow медленный процесс (s -процесс) \rightarrow ядерные реакции с быстрыми частицами \rightarrow быстрые процессы радиационного захвата нейтронов (r -процесс).

2. Вспышка звезды, образованной из синтезированного в основном ядерном синтезе вещества, в виде Сверхновой, которая произошла примерно $4,6 \cdot 10^9$ лет назад и привела к синтезу 1% вещества. В r -процессах синтезировались ^{129}I , ^{238}U , ^{244}Pu и другие тяжелые ядра, продукты распада которых наблюдаются в веществе Солнечной системы. В ядерных реакциях с быстрыми частицами были синтезированы ^{26}Al , ^{40}K , ^7Li , ^9Be , $^{10-11}\text{B}$ в количествах, наблюдаемых в хондритовых метеоритах, которые представляют собой образцы наименее измененного вещества Солнечной системы. Общая последовательность событий в ядерной эволюции вещества Солнечной системы представлена на рис. 22.

В связи с указанными процессами в Солнечной системе предположительно могло сохраниться досолнечное вещество, которое, по мнению Э. В. Собоновича, представлено определенным изотопным составом свинца в некоторых железных метеоритах, а по последним данным — изотопами кислорода в некоторых углистых хондритах. Так, по данным Р. Клейтона, Л. Гроссмана и Т. Майеда [62, 65], кислород высокотемпературных минеральных включений в хондритах C2 и C3 обеднен тяжелыми стабильными изотопами кислорода ^{17}O и ^{18}O в отличие от других объектов Солнечной системы. Этот эффект скорее может быть результатом ядерных процессов, чем химических, и, вероятно, отражает примесь компонента преимущественно с чистым ^{16}O . По мнению Р. Клейтона и др., этот компонент мог быть предшественником Солнечной системы.

и представлять межзвездную пыль, отделившуюся некогда от системы вещества со специфической историей ядерного синтеза.

Однако, независимо от полученных данных, вопрос о досолнечном веществе является в высшей степени дискуссионным. Ввиду ядерных реакций в самой Солнечной системе (в первичном Солнце) отношение $^{18}\text{O} : ^{17}\text{O}$ в метеорите Альенде в наиболее ранних его конденсатах (белых включениях) могло отличаться от тех соотношений, которые установились в более поздних метеоритах и возникли из вещества более поздних поколений с новорожденными тяжелыми изотопами кислорода. Первичное вещество Солнечной системы могло быть сильно гомогенизировано в эпоху непосредственного возникновения Солнца и околосолнечной туманности, независимо от судьбы и истории его древних источников. Иначе говоря, первичные досолнечные изотопные соотношения оказались замаскированными последующими событиями, связанными с r -процессами.

У нас также нет оснований отказываться от идеи, что все вещество Солнечной системы возникло непосредственно из Сверхновой. Так, В. Браун [55] предложил модель формирования Солнечной системы в качестве остатка массивной оболочки Сверхновой, когда она распалась на отдельные фрагменты. Однако эта модель нуждается в дальнейшем подтверждении и обосновании.

Однако предком Солнечной системы была космическая система, производящая тяжелые химические элементы путем ядерного синтеза, а непосредственным ближайшим предком — система, в которой протекали r -процессы, создающие перегруженные нейтронами ядра, включая трансурановые элементы. При этом далеко не обязательно этим предком была Сверхновая. Вполне можно допустить, что это была звезда более массивная, чем Солнце, в которой возникла нейтронная фаза вещества, впоследствии быстро распавшаяся и определившая r -процесс.

В недрах звезды, масса которой в два раза превышала современную массу Солнца, могли возникать давления, обеспечивающие образование нейтронной среды. При высоких давлениях электроны внешних оболочек атомов втискиваются в ядра (подобно естественному электронному K -захвату) и нейтрализуют протоны. Еще в 1937 г. Л. Д. Ландау показал, что при ультравысоких давлениях в центральных частях массивных звезд нейтронная фаза вещества энергетически более выгодна. В 1941 г. В. В. Чердынцев, а в 1947 г. Г. Ван-Альбада предложили гипотезу происхождения тяжелых химических элементов в массивных звездах с участием нейтронной фазы.

Учитывая эти обстоятельства, Г. В. Войткевич [12] наметил контуры космогонической гипотезы, связывающей происхождение Солнечной системы с происхождением тяжелых атомных ядер следующим образом.

Первичное массивное Солнце, возникшее из холодной рассеянной газовой материи, обладало определенным, хотя и небольшим моментом вращения. Вскоре оно прошло стадию гравитационного

сжатия, которое уплотнило вещество в центральных частях и привело к образованию нейтронной фазы в центре за счет объединения электронов с ядерными протонами. В результате резко уменьшился объем Солнца, а скорость вращения и центробежная сила на экваторе резко увеличились. Вследствие этого давление в области экватора упало, нейтронная материя в экваториальной плоскости рассеялась, порождая тяжелые ядра и облучая нейтронами легкие ядра периферических частей Солнца. По экватору произошло истечение материи, которая образовала газовый диск. Одновременно ядра, пересыщенные нейтронами, при распаде нейтронного концентрата путем β -распада, перешли в нормальные нейтронно-протонные. Наиболее тяжелые из них испытали α -распад и осколочное деление. При таких условиях неминуемо возникают и трансурановые элементы. Материя, выброшенная Солнцем и состоящая из новорожденных радиоактивных изотопов, идет на постройку планет, но большая ее часть рассеивается в пространстве. Выражаясь современным языком, можно сказать, что в прошлом предок Солнца был неудавшимся пульсаром, в котором нейтронная фаза образовалась как временное метастабильное состояние.

Учитывая завершающие этапы ядерного синтеза, нетрудно прийти к заключению, что первичный протопланетный материал был представлен сильно ионизированными разобщенными атомами — ядрами и электронами. Лишь после значительного падения температур атомные ядра оделись электронными оболочками, что явилось обязательным условием для осуществления химических реакций и образования первых химических соединений. После разделения древней системы на Солнце и околосолнечный материал, возникший, вероятно, в результате ротационной неустойчивости в экваториальной плоскости, происходил процесс передачи углового момента быстро вращающегося Солнца окружающему ионизированному веществу с помощью магнитного взаимодействия. Как впервые отметил Х. Альвен, подобное взаимодействие могло привести к переносу углового момента от Солнца в окружающую туманность. Этот перенос был вполне достаточным для объяснения впоследствии установившегося резкого различия между угловыми моментами планет и Солнца. По его мнению, согласно современным представлениям о свойствах ионизированного газа (плазмы) он подвержен сильному влиянию электромагнитных сил. Поэтому весьма вероятно, что именно электромагнитные силы сыграли решающую роль при зарождении Солнечной системы. По Х. Альвену [2], происхождение Солнечной системы протекало следующим образом. «После того как из огромного газового облака посредством концентрации образовалось Солнце, на очень большом расстоянии от него оставались небольшие части этого газового облака. Гравитационная сила стала притягивать остатки газа к вновь образованной звезде; но магнитное поле Солнца остановило падающий газ на различных расстояниях от Солнца — как раз на расстояниях, где теперь находятся планеты. Когда возникли самые крупные планеты, тот же процесс повторился в меньших мас-



Рис. 23. Хронологическая последовательность событий в истории Солнечной системы

штабах, создав, таким образом системы спутников» (с. 59). Очевидно, в данном случае планеты образуются из остатка газа. Однако рассуждения Х. Альвена остаются в силе и в том случае, если протопланетная газовая туманность была выброшена самим Солнцем при его ротационной неустойчивости.

Общая хронологическая последовательность событий в ранней истории Солнечной системы после окончания ядерного синтеза представлена на рис. 23.

2. АСТРОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ФОРМИРОВАНИИ КОСМИЧЕСКОЙ ПЫЛИ

Наличие облаков космической пыли, состоящей из твердых частиц, в нашей галактике является известным и давно установленным фактом. Однако в последнее время в результате расширения астроспектрофотографических исследований в инфракрасной и ультрафиолетовой областях спектра удалось значительно полнее выяснить природу космической пыли и сделать ряд заключений о ее составе. Кроме того, обнаружены заметные и значительные скопления космической пыли вокруг некоторых звезд, прошедших длительную эволюцию. Последние данные свидетельствуют о том, что частицы космической пыли в нашей галактике являются образованиями вторичными, порожденными непосредственно из звездного вещества при его выбросе и конденсации в межзвездном пространстве. У нас имеются основания предполагать, что формирование твердых тел вокруг некоторых звезд в виде мелких пылевых частиц в какой-то мере было процессом, аналогичным процессу остывания газа солнечного состава в ранней истории Солнечной системы.

Ранее всего было выдвинуто предположение, что космические частицы сложены графитом, металлическими частицами и частицами льда. По М. Гринбергу [18], основными процессами, приводящими к образованию графитовых частиц в звездных атмосферах и околозвездных газовых оболочках, являются следующие: 1) образование ядер частиц либо непосредственно при формирова-

нии молекул, либо путем конденсации на уже существующих ионах или молекулах; 2) последующая конденсация на этих ядрах вследствие высокого парциального давления, превышающего давление насыщающего пара атомов углерода; 3) выталкивание образовавшихся частиц световым давлением в межзвездное пространство.

Указанные условия, вероятно, выполняются в звездах класса *N* и, возможно, также в гигантах класса *M*. В зависимости от степени перенасыщения углеродного пара могут возникать либо игольчатые, пластинчатые, либо полнокристаллические (сажа) частицы.

Ф. Камийо в 1963 г. теоретически показал возможность образования или жидких, или твердых частиц в оболочках, окружающих долгопериодические переменные звезды класса *M*. Такие частицы, состоящие в основном из SiO_2 и имеющие размеры порядка $2 \cdot 10^{-7}$ см, должны возникать в больших количествах. Они достаточно велики, чтобы служить ядрами конденсации для других веществ в условиях межзвездной среды.

По Ф. Хойлу и Н. Викрамасингу [79], межзвездные зерна космической пыли могут представлять собой смесь графитовых частиц из углеродных звезд и частиц силикатных, относительно богатых кислородом. Они рассмотрели астрофизические возможности образования такой смеси зерен и пришли к положительному заключению.

Более обстоятельно вопрос о природе межзвездной пыли был рассмотрен Н. Викрамасингом и К. Нанди [130]. Они изучили все особенности кривой поглощения в ультрафиолетовой части спектра, которая представляет важную информацию относительно свойств частиц межзвездной пыли. Последние астроспектрофотометрические измерения участков неба с космической пылью установили присутствие широкого пика кривой поглощения в пределах длин волн $2000\text{--}2500\text{\AA}$ и далее в ультрафиолетовой области. Особенности этого пика приписаны присутствию малых зерен графита, и новые данные подтверждают присутствие графитового компонента в зернах. Обстоятельная интерпретация характера межзвездного поглощения света приводит к заключению о том, что оно вызывается смесью зерен графита, железа и силиката, причем зерна железа играют ведущую роль в ультрафиолетовой части спектра. Допускается, что космические зерна пыли возникают в процессах массового извержения из холодных звезд и при взрывах Новых и Сверхновых звезд. Наиболее распространенными размерами частиц космической пыли являются следующие (в см): графита $0,045\text{--}0,070 \cdot 10^{-4}$, железа $0,02$, силиката $0,15\text{--}0,18$.

По последним астрофизическим измерениям энстатитовые или оливинные зерна находятся в межзвездном пространстве, обволакивая холодные звезды спектральных классов *K* и *M*. Обстоятельное изучение спектров подобных звезд в ультрафиолетовой и инфракрасной областях дали весьма ценные сведения относительно состава околос звездной пыли. Изучая особенности ультрафиолето-

вой области спектра, П. Маннинг [98] идентифицировал ее силикатную природу, соответствующую железистым гранатам — андрадиту и альмандину. Широкие полосы в инфракрасной области спектров холодных звезд-гигантов и сверхгигантов показывают, что многие из них имеют избыток эмиссии в пределах тех световых волн, которые соответствуют пику излучения силикатного материала; таким образом, околозвездная пыль сложена силикатами. Ф. Лоу и К. Кришна-Свами [97] обнаружили очень большое сходство между спектром для силикатов и наблюдаемым спектром звезды α -Ориона (Бетельгейзе), которое подтверждает предположение о силикатной пыли.

Вокруг звезд создаются экстремальные условия неравновесного характера, при которых частицы пыли имеют температуры значительно ниже той газовой среды, где они находятся. Такие условия встречаются в областях с низким газовым давлением, где пылевые облака пронизываются инфракрасным и видимым излучением, испускаемым звездами.

Широко варьирующая инфракрасная эмиссия околозвездных пылевых систем в последнее время наблюдается особенно тщательно на основе усовершенствованной методики измерений инфракрасных лучей. Детальные инфракрасные спектры от звезд, окруженных пылевой материей, дают весьма важную информацию о температуре, составе и минералогии околозвездных облаков. Исследования в этой области все время расширяются.

Используя данные подобного рода для звезд M -спектрального класса (σ Кита, μ Цефея, α Ориона, χ Лебеда), Н. Вулф и Э. Ней [131] показали, что избыток инфракрасной эмиссии в области волн $\lambda=8-13$ мк может быть связан с присутствием силикатов $MgSiO_3$ и $(Fe, Mg)SiO_3$. Температура этих силикатных зерен находится в пределах 140—300 К.

Изучение NML Лебеда В. А. Штейном и др. [119] позволило построить оптическую модель, в которой частицы распределяются вокруг звезды на различных расстояниях при температурных условиях от 250 К в отдаленных местах до 1500 К вблизи самой звезды. В. А. Штейн и др. наблюдали непрерывное инфракрасное излучение от туманности Трапеция, находящейся в созвездии Ориона. Полученные данные позволили предположить наличие метеоритоподобного материала, похожего на твердые частицы, наблюдаемые в оболочках холодных звезд. В этом случае механизм нагрева межзвездных зерен состоит в поглощении видимого и ультрафиолетового излучения и рерадации вблизи инфракрасной части спектра.

В околозвездной среде взаимодействие корпускулярного излучения с облаками газа и пыли может вызвать ионизацию газа и нагревание зерен. Корпускулярное излучение испускается как интенсивный звездный ветер от звезд типа Т-Тельца и само по себе может быть источником материала для конденсированной пыли. По некоторым оценкам звезды типа Т-Тельца теряют $1/3$ своей массы в течении 10^7 лет и могут служить мощным источником ве-

щества, впоследствии частично переходящего в состояние тонкодисперсной фазы.

По данным Д. П. Гилра [71], рассмотревшего особенности спектральных характеристик ξ Змееносца и σ Скорпиона в области инфракрасной части спектра, пыль, окружающая эти звезды состоит из зерен графита, муасанита (SiC) и силиката. Для изученных объектов он дает следующую количественную оценку состава: на 1 г графитовых зерен приходится 4 г муасанита и 5 г силикатов.

Интересно отметить, что частицы (муасанита) формируются вокруг богатых углеродом звезд и являются главными конденсатами звезд, имеющих отношение C:O, близкое к единице (для Солнца C : O \sim 0,3—0,4). Но вблизи звезд, относительно богатых кислородом, ведущим компонентом пылевых частиц будет преимущественно SiO₂, что отмечено Э. Неель [104].

Несмотря на то что в настоящее время данные относительно химического и минерального состава зерен околозвездной пыли еще очень скудные и ограниченные, мы можем сделать вывод, что они отражают состав тугоплавкой фракции звездного вещества центрального звездного тела (за исключением частиц льда). Поскольку химический состав звезд разных типов различен, естественно, состав околозвездной пыли индивидуален и зависит от содержания тугоплавких веществ в материнской звезде. Поэтому можно считать, что *в какой мере твердые тела Солнечной системы (метеориты, астероиды и планеты земного типа) отражают химический состав тугоплавкой части Солнца, в такой же мере рассеянная пылевая материя, окружающая звезды различных типов, отражает химический состав тугоплавкой части этих звезд.*

Если из околозвездной пыли путем аккреции возникают планетоподобные тела, то они не будут похожи ни на одну из планет Солнечной системы, поскольку в их составе будут графит, муасанит и силикатный материал.

Таким образом, современные данные о составе и пространственном распределении космической пыли вполне согласуются с ее образованием из звездного вещества, представленного наиболее тугоплавкими элементами и их соединениями. Однако сведения у нас об околозвездной пыли еще очень скудные, чтобы можно было сравнить ее с газопылевой туманностью, окружавшей некогда первичное Солнце. Кроме того, околозвездная пыль не аккумулируется в компактные планетоподобные тела, а длительное время пребывает в рассеянном состоянии. Мы еще не знаем конкретных причин этого обстоятельства. Вероятно, способы формирования космической пыли изученных объектов привели к ее довольно рассеянному состоянию, затрудняющему аккрецию. Кроме того, в данных областях отсутствовали, вероятно, дополнительные физические факторы, способствующие аккумуляции тонкодисперсного материала.

Нам еще далеко не ясен конкретный механизм образования твердых частиц из остывающего звездного газа. Однако, что такой процесс происходил и, вероятно, происходит и сейчас вокруг мно-

гих звезд, в этом сомневаться не приходится. Во всяком случае, данные современной астрофизики с полной определенностью показывают, что возникновение твердых пылевых частиц непосредственно из звездного вещества при его охлаждении является закономерным и довольно распространенным процессом в ходе эволюции звезд.

3. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О ФОРМИРОВАНИИ ТВЕРДЫХ ЧАСТИЦ ИЗ ПАРОВОЙ ФАЗЫ

При современном состоянии техники физического эксперимента отдельные звенья процессов конденсации солнечного газа могут быть моделированы опытным путем. Результаты подобных экспериментов могут подтвердить генеральные термохимические расчеты конденсации солнечного газа и независимо объяснить минеральные парагенетические ассоциации, наблюдаемые в метеоритах разного типа. К сожалению, в этом направлении выполнены еще весьма немногочисленные исследования. Тем не менее в условиях, близких к космическим, удалось воспроизвести синтез некоторых силикатных минералов и металлических фаз непосредственно из паровой фазы. Физико-химические эксперименты с парами металлов и окислов в условиях низких давлений за последнее время дали весьма интересные результаты.

Г. Лорд [95] выполнил частные экспериментальные исследования по моделированию процессов конденсации в холодных звездных атмосферах. Он использовал лампу с электрическими разрядами для испарения порошка железа, магния, алюминия и дунита. Продукты реконденсации в экспериментах отлагались на стеклянных стенках его системы в виде венчиков и сферул. М. Блейндер, К. Кейл, Л. Нельсон и С. Скаггс [75] изучали испарение и реконденсацию базальта в условиях низких давлений, используя лазер для испарения. Д. Ферналд и В. Салисбери (1968 г.) моделировали процесс формирования хондр путем плавления малых частиц пород.

Г. Аррениус и Х. Альвен [50] в Калифорнийском университете предприняли серию экспериментов в целях исследования явлений, связанных с конденсацией веществ в пространстве в условиях, близких к космическим. Основные результаты этих опытов заключаются в следующем.

Они экспериментально установили, что твердые тела растут из газовой фазы при температурах значительно ниже температур их плавления. Такие минералы, как оливин, пироксен, γ -железо и др., которые традиционно рассматривались как высокотемпературные, не обязательно должны кристаллизоваться из расплава; они могут вырастать при относительно низкой температуре из паровой фазы. Полиморфные сплавы (Nb—Mn, Nb—Al, Nb—Al—Ge и Fe—Ni), а также магнетит, графит, карбиды металлов, магнезиальные силикаты и полиморфные разновидности кремнезема могут образоваться

из частично ионизированного газа, состоящего из металлических и диэлектрических веществ в радиационном равновесии с газом.

Эксперименты в Fe—Ni системе показывают, что α и γ -фазы растут одновременно из плазмы газовой системы как дискретные, хорошо выкристаллизованные при температурах субстрата ниже 600 К. Размеры кристаллов и структура агрегатов оказались меньшими, чем у типичных железных метеоритов [50]. Опыты по моделированию процесса образования железоникелевых сплавов из паровой фазы были предприняты А. П. Виноградовым и его сотрудниками [11]. Они показали, что в широком интервале концентраций никеля имеет место дифференциация состава с образованием камасита и тэнита. При этом обнаружены структуры, сходные с наблюдаемыми в реальных метеоритах. Самое большое сходство выявилось при сравнении модельных образцов с металлической фазой хондритов, представляющей собой неупорядоченные сростки тэнита и камасита.

По данным Г. Аррениуса и Х. Альвена, растущие из газовой фазы магнезиальные силикаты структурно идентичны энстатиту и хлориту в двух исследованных случаях.

Рост кристаллов путем конденсации из среды, содержащей инертные газы, приводит к внедрению атомов этих газов в твердые тела в концентрациях, возрастающих с уменьшением температуры среды. Поступление атомов из газа, содержащего более, чем один вид инертного газа, является селективным и ведет к их дифференциации.

Явлением большой важности является конденсация графита из газовой фазы; поле его устойчивости ограничивается условиями равновесия твердого графита с молекулярным водородом. Возбуждение атомов до метастабильного электронного состояния может привести к росту полиморфных кристаллов, не возникающих при данных температуре и давлении. Важным случаем является возможность роста алмаза при давлениях газа 10^{-4} кгс/см² и температуре около 900 К.

Эксперименты, выполненные Ч. Мейером [100] в условиях, приближающихся к околозвездной конденсации минералов, показали, что кристаллические силикаты могут непосредственно конденсироваться из горячего пара. При этом происходит фракционирование главных элементов — Mg, Fe и Si, в то время как отношение Ca:Al остается практически постоянным. В общем Ca и Al очень плохо отделяются друг от друга при температурах ниже 1300 К. В связи с этим следует отметить, что отношение Ca:Al (а также отношение Ti:Al) является постоянным для многих групп хондритовых метеоритов. По данным Ч. Мейера, установлено постоянство отношения Ca:Al для конденсатов при широком интервале температур. Отсюда следует, что результаты экспериментальных исследований по конденсации силикатных минералов из паровой фазы вполне сравнимы с конденсационной моделью для метеоритов, в которой Ca и Al конденсируются совместно с высокотемпературной минеральной фракции (корунд, мелилит) как

пыль, в то время как Si, Mg и Fe еще транспортируются в паровой фазе. Таким образом, нетрудно заметить экспериментальное подтверждение ранее высказанного предположения о том, что общий химический состав метеоритов разных классов может отражать первоначальную фракционную конденсацию тугоплавких окислов в Солнечной системе. Прямой синтез кристаллических силикатов при конденсации пара подтверждает гипотезу о том, что углистые хондриты сложены минералами, непосредственно сформировавшимися в процессе околосолнечной конденсации. Результаты опытов Ч. Мейера подтверждаются данными инфракрасных астроспектроскопических исследований о существовании околосолнечных пылевых объектов с возможным фракционированием элементов Mg, Si и Fe относительно Ca и Al.

К. Дей искусственно приготовил аморфную разновидность оливина (форстерита) и изучил его оптические свойства в отношении поглощения различных световых волн. Оказалось, что этот материал дает отчетливую линию поглощения в области 10 мк, что хорошо согласуется с пиком поглощения, найденным при изучении околосолнечного пылевого материала [64]. Кроме того, образец показал близкое сходство по отражательной способности, которая свойственна материалу примитивных углистых хондритов.

Таким образом, в космическом пространстве существовали и существуют условия, необходимые для конденсации твердых пылевых частиц из звездного вещества, что подтверждается как непосредственными астрофизическими наблюдениями околосолнечной пыли, так и экспериментальными исследованиями вещества в условиях, близких к космическим.

4. СЛЕДСТВИЯ КОНДЕНСАЦИИ СОЛНЕЧНОГО ГАЗА

На современном уровне знаний едва ли мы можем построить или восстановить реальную по форме, массе и протяженности первичную солнечную туманность, хотя были предложены различные модели и использованы электронно-вычислительные машины для конструкции этих моделей. Одна из них предложена А. Камероном и В. Пайном [59]. Однако независимо от принимаемой модели мы можем отметить ограниченные условия ее существования.

Во-первых, масса первичного газообразного диска не могла быть меньше суммы масс современных планет и других членов Солнечной системы. Нижний предел массы первичной туманности обычно оценивается путем разбавления вещества планет летучими веществами до солнечного состава. Согласно Ф. Уипплу, минимальное значение массы облака составит 0,028 солнечных масс. По Ф. Хойлу и Н. Викрамасингу [77], это отношение 0,01. В. С. Сафронов [32] считает наиболее вероятным значением 0,1 солнечных масс.

Во-вторых, сама туманность представляла собой охлаждающую систему вещества, когда по мере охлаждения начались хи-

мические реакции различного типа, приведшие к образованию первоначальных бинарных, а затем все более сложных соединений.

В-третьих, давления и температуры вблизи Солнца были более высокими, чем вдали от него.

В-четвертых, форма туманности была близка к диску, что вытекает из компланарности орбит главных планет.

Следует отметить, конечно, и ряд неучтенных факторов, к которым можно отнести характер турбулентности движений, нарушающих адиабатическое распределение температур и плотностей, роль радиации, перемещения и распределения легких компонентов в околосолнечном пространстве, возможность дополнительного выброса вещества Солнцем в его экваториальной части, влияние магнитного поля Солнца на движение ионов и других электрически заряженных частиц. Наконец важным фактором в отношении дифференциации околосолнечного вещества была световая и корпускулярная радиация Солнца, которая отбросила легкие вещества к периферической части Солнечной системы в область формирования внешних больших планет.

Различие в химическом составе планет земной группы, Луны, метеоритов и внешних планет в значительной мере может быть результатом воздействия быстрых частиц, выбрасываемых первичным Солнцем. Как отмечено В. С. Сафроновым [32], потеря газов (водорода, инертных, азота, углекислоты и др.) из внутренней области протопланетной туманности не могла произойти путем термической диссипации. По мнению Г. Койпера, наиболее эффективным механизмом удаления газа было вышибание атомов и молекул в разреженной части первичного облака ударами солнечных корпускул высоких энергий.

Можно представить, что если повышение температуры в определенной системе вещества вызывает сначала потерю наиболее летучих элементов, затем малолетучих и в конце наименее летучих, то остывание раскаленной газовой системы солнечного состава приводит к последовательной конденсации сначала труднолетучих, затем малолетучих и в конце концов наиболее летучих элементов и их соединений. Поскольку поведение химических элементов в природных процессах (геохимических) определяется их положением в периодической системе Д. И. Менделеева, то их поведение в космических условиях также должно определяться положением их в этой системе. В табл. 24 на основе таблицы Д. И. Менделеева представлена космохимическая классификация элементов, предложенная Э. Андерсом. Согласно этой классификации, все элементы таблицы подразделяются на три отчетливые группы, занимающие вполне определенные поля развернутой таблицы. Выделяются элементы летучие, тугоплавкие и сидерофильные. Распределение этих элементов во всех изученных телах Солнечной системы носит вполне закономерный характер.

Первые этапы остывания газовой туманности, возникшей непосредственно после того как сформировались тяжелые ядра,

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII			I	II	III	IV	V	VI	VII	O
																H	He
Li	Be	B										C	N	O	F	Ne	
Na	Mg	Al	Si	P										P	S	Cl	Ar
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
Cs	Ba	Tl	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn
Fr	Ra	Ac	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118
119	120	121	122	123	124	125											

Лантаноиды и актиноиды

Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	Es	Fm	Md	No	Lr



ознаменовались образованием простейших двухатомных молекул из атомов наиболее распространенных химических элементов. Состав первичной газовой туманности, достигшей в ходе охлаждения температур 3000—2000 К, можно в какой-то мере уподобить атмосферам холодных звезд поздних спектральных классов, обнаруживших молекулярные полосы, соответствующие MgO, AlO, TiO, ZrO, Co, SiO. Г. Лорд [94] выполнил теоретические расчеты молекулярных равновесий, имевших место в газовом облаке с космической (солнечной) распространенностью элементов при температурах между 2000 и 1200 К и при общих значениях давлений 1 и $5 \cdot 10^{-4}$ кгс/см². При этом образуется и конденсируется около 150 молекулярных видов. В порядке распространенности элементов возникают многочисленные молекулы, которые представлены в табл. 25.

Между указанными в табл. 25 атомами и молекулами по мере снижения температуры охлаждающейся солнечной туманности происходили химические взаимодействия, приводящие к образованию кристаллических зерен, главных строителей всех планет и метеоритов. Фракционирование элементов, сопровождаемое конденсацией кристаллических зерен из первичной солнечной туманности, имело важное значение в образовании химических неоднородностей.

Таблица 25

Газовые виды, содержащиеся в примитивной туманности из обычных элементов между температурой 2000 и 1200 К

Элемент	Распространенность (Si=10 ⁶)	Газовые виды
H	4,8·10 ¹⁰	H ₂ , H, H ₂ O, HF, HCl, MgH, HS, H ₂ S, MgOH
He	3,9·10 ⁹	He
O	4,4·10 ⁷	CO, SiO, H ₂ O, TiO, OH, HCO, CO ₂ , PO, CaO, COS, MgO, SiO ₂ , AlOH, SO, NaOH, MgOH, PO ₂ , Mg(OH) ₂ , AlO ₂ H
C	1,7·10 ⁷	CO, HCN, CS, HCO, CO ₂ , COS, HCP
N	4,6·10 ⁶	N ₂ , HCN, CS, HCO, CO ₂ , COS, HCP
Ne	4,4·10 ⁶	Ne
Mg	1,04·10 ⁶	Mg, MgH, MgS, MgF, MgCl, MgO, MgOH, Mg(OH) ₂
Si	1,0·10 ⁶	Si, SiS, SiO, SiO ₂
S	8,0·10 ⁵	SiS, CS, S, NS, N ₂ S, PS, AlS, MgS, S ₂ , COS, SO, CS ₂
Fe	2,5·10 ⁵	Fe
Al	8,4·10 ⁴	Al, AlH, AlF, AlCl, AlS, AlO, Al ₂ O, AlOH, AlOF, AlO ₂ H
Ca	7,2·10 ⁴	Ca, CaF, CaO, CaCl ₂
Ni	4,5·10 ⁴	Ni
Na	3,5·10 ⁴	Na, NaH, NaCl, NaF, NaOH
Cr	1,24·10 ⁴	Cr
P	8100	P, PN, PH, P ₂ , PH ₂ , PS, PO, PH ₃ , PO ₂ , HCP
Mn	6200	Mn
F	2500	HF, AlF, CaF, F, MgF, NaF, KF, PF, CaF ₂ , AlOF, TiF ₂ , MgF ₂ , MgClF, TiF
Ti	2400	Ti, TiO, TiF ₂ , TiO, TiF
K	2100	K, KH, KCl, KF, KOH
Cl	2100	HCl, Cl, AlCl, NaCl, KCl, MgCl, CaCl ₂ , MgCl ₂ , AlOCl, MgClF
CO	1900	CO

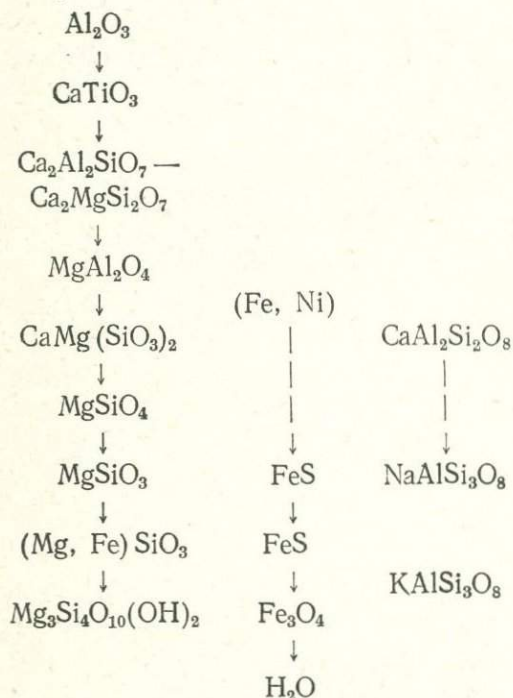
родностей в самой туманности, что в дальнейшем отразилось на составе планет и родоначальных метеоритных тел.

Протопланетный диск, окружавший первичное Солнце с максимальной плотностью в экваториальной плоскости, был образованием неустойчивым и быстро таял в космическом пространстве путем диссипации. Значительная часть его вещества рассеялась в мировое пространство и только незначительная часть сконцентрировалась в твердые частицы, жидкие капли, газовые скопления, которые дали начало планетам.

В этом газовом диске конденсация, аккреция и диффузия за пределами самого диска зависели от гелиоцентрического расстояния. Ближе к Солнцу конденсировались преимущественно тугоплавкие фракции, а в краевых частях Солнечной системы в значительной мере конденсировались низкотемпературные фракции, обогащенные летучими компонентами. Тела, обогащенные летучими, представлены сейчас сейчас углистыми хондритами, но главным образом внешними планетами.

Сепарация конденсирующегося твердого вещества от космической примеси летучих была наиболее важным фактом в ранней истории Солнечной системы по пути формирования планет земной группы и родоначальных метеоритных тел.

Последовательность выделения наиболее распространенных элементов и их соединений из остывающего газа солнечного состава при давлении 10^{-3} кгс/см² может быть также выражена в виде следующей схемы:

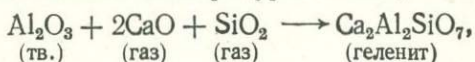


Относительно вышеприведенной схемы можно сказать, что в какой мере схема Розенбуша — Боуэна отражает последовательность выделения минералов из базальтовой магмы, в такой же мере конденсационная последовательность выделения минералов из газа солнечного состава, вычисленная теоретически и подтвержденная данными метеоритики, отражает реальный процесс в первичной солнечной туманности. Иначе говоря, оба процесса показывают реальный путь минералообразования, который мог нарушаться разными причинами в разных частях протопланетной туманности. Эта последовательность существенно не меняется в интервале давления 10^{-3} до 10^{-5} кгс/см².

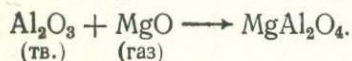
Первыми выделяются тугоплавкие окислы (корунд, перовскит, шпинель) и частично силикаты, обогащенные Ca и Al. В этих первых конденсатах концентрируются также более редкие элементы. К ним относятся тугоплавкие сидерофильные металлы и тугоплавкие литофильные элементы Zr, Re, Hf, Y, Cr, V, Ta, Th, U.

Они обогащают выделившиеся конденсаты в 15—20 раз больше их космического содержания.

Конденсация наиболее распространенных элементов начинается при температуре 1742 К с корунда, затем при 1632 К выделяется перовскит (CaTiO_3). Мелилит в виде геленита выделяется путем реакции корунда с находящимися в газовой фазе окислами кальция и кремния, начиная с температуры 1608 К:



но с дальнейшим падением температуры возникает акерманит $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$. Корунд при избытке мелилита исчезает и при реакции с парами окиси магния образует шпинель:



В конце концов богатый акерманитом мелилит реагирует с парами и образует диопсид $\text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2$ при температуре 1442 К.

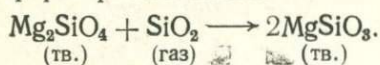
Таким образом, в результате первых этапов конденсации солнечного газа возникают определенные минеральные и химические парагенетические ассоциации, которые в настоящее время представлены белыми включениями в углистых хондритах (C2, C3), вероятно, Луной и отчасти некоторыми богатыми Са ахондритами или родоначальными телами этих ахондритов. О том, что эти тела являются ранними конденсатами в истории Солнечной системы, свидетельствуют следы бывшего присутствия ^{244}Pu , который выявлен по избытку трэков от осколочного деления в белых включениях метеорита Альенде [114] и наиболее древних образцах лунного грунта.

На первых стадиях охлаждения солнечной туманности образуются частицы, обогащенные Са, Al и Ti и обедненные Mg, Si и Fe по сравнению с Солнцем. Если физические условия в туманности были такими, что создавалась возможность сепарации пыли от газа при высоких температурах, то некоторые области туманности становятся обогащенными Са, Al, Ti относительно Mg, Si, Fe во время конденсации.

Перед конденсацией металла (Fe, Co, Ni) и главных магниезильных силикатов почти все железо еще находится в паровой фазе и сконденсировано менее 15% Mg и Si.

Следующей при понижении температуры является фракция конденсатов В (1500—1000 К). Она представлена металлическим железоникелевым сплавом, магниезильными силикатами, анортитом, металлическим кобальтом, высокотемпературным троилитом и алабандином (MnS). Высокая прочность металлической связи и повышенная распространенность железа определили то обстоятельство, что этот металл конденсировался первым при охлаждении газа. Металлическое никелистое железо конденсируется при 1460 К. Первоначально высокое содержание никеля (15% молярных) падает до 7% при 1410 К. При 1430 К, когда 46% общего железа уже

сконденсировано, начинает конденсироваться форстерит (Mg_2SiO_4). При температуре около 1355 К формируется энстатит при реакции форстерита с газом:



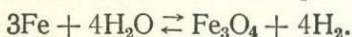
В то же время форстерит может конденсироваться раньше железа, если давление в отдельных участках туманности менее $7 \cdot 10^{-5}$ кгс/см² [73]. Высокотемпературные магнезиальные силикаты существенно свободны от железа, но начинают его приобретать путем изоморфного замещения при температурах ниже 1100 К.

Минеральные и химические ассоциации фракций конденсатов, возникших при температуре 1500—1000 К, в разной пропорции слагают главную массу планет земного типа, а также энстатитовых и обыкновенных хондритов. По Л. Гроссману и Дж. Ларимену [73], фракционирование металл—силикат в обычных хондритах происходило при температуре ниже 1000 К и общем давлении 10^{-5} кгс/см².

К низкотемпературной фракции относятся троилит, магнетит, лед, вода, органические соединения, атмосферные элементы, включая инертные газы. Низкотемпературная фракция является главной в составе внешних тел Солнечной системы, определяя природу внешних планет и большую часть их спутников (Галилеевы спутники Юпитера).

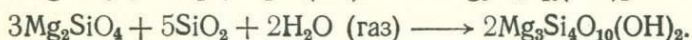
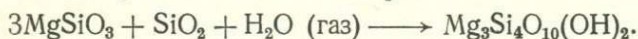
Таким образом, общая конденсационная последовательность не противоречит современным представлениям о составе внешних и внутренних планет.

Одной из важнейших химических реакций в газовой туманности, определившей состав планет земной группы, была окислительно-восстановительная реакция типа



Г. Юри и В. Латимер, изучившие эту реакцию для вещества солнечного состава, вычислили температуру ее равновесия, которая оказалась равной 400 К. Ниже этой температуры железо окисляется до магнетита, обнаруженного в углистых хондритах. Однако значительная часть химически связанного железа встречается также в силикатах. По данным Р. Мюллера, восстановление железа из силикатов до металла должно протекать для вещества солнечного состава при температурах свыше 1100 К, а ниже этой температуры железо принципиально может входить в состав силикатов, изоморфно замещая магний в пироксенах и оливинах, что обнаружено у некоторых обычных хондритов. Таким образом, по термохимическим исследованиям солнечного вещества, самородное металлическое железо, конденсирующееся одним из первых, определило состав планет земной группы. При этом планеты, находящиеся ближе к Солнцу, получили большую порцию металлического железа (Меркурий), чем планеты, более отдаленные от него (Марс).

При падении температур ниже 400 К силикаты взаимодействуют с парами воды. При этом оливины и пироксены переходят в гидратированные силикаты. На этой стадии химической эволюции можно представить себе две реакции:



При давлении в туманности порядка $p \cdot 10^{-3}$ кгс/см² и температурах соответственно 280 и 315 К реакции будут проходить вправо. Следует отметить, что только углистые хондриты и некоторые неуравновешенные хондриты содержат гидратированные силикаты в виде чрезвычайно тонкодисперсной массы. Так, в некоторых углистых хондритах содержатся серпентин и тальк. А. Н. Заварицкий и Л. Кваша показали, что хлорит—серпентин развиваются за счет оливина и стекла хондр. Углистые хондриты С1 являются наиболее примитивными образованиями Солнечной системы, поскольку нелетучие стабильные элементы содержатся в них в солнечном соотношении. Шесть различных космохромометров, основанных на кинетике и фракционировании изотопного равновесия и на некоторых химических реакциях, дают следующие значения температур конденсации:

Термометр	Температура, К	Давление, кгс/см ²
¹⁸ O: ¹⁶ O между СаMg (СО ₃) ₂ и Н ₂ O	360±5	Не зависит
¹⁸ O: ¹⁶ O между серпентином и Н ₂ O	360±5	»
¹³ C: ¹² C между СаMg (СО ₃) ₂ и полимером	357±5	»
3 Fe+4 Н ₂ O ⇌ Fe ₃ O ₄ +4 Н ₂	400	»
Оливин+Н ₂ O ⇌ серпентин 	350	10 ⁻⁴
Распространенность таллия	394	10 ⁻⁶

Учитывая приведенные значения, можно принять температуру конденсации углистых хондритов С1 360 К, хондритов С2 380—400 К, а обычных хондритов и ахондритов 450—500 К.

Таким образом, углистые хондриты в основной массе в процессе конденсации солнечного газа являются самыми низкотемпературными образованиями. При этом мы исключаем аммиак, метан, водород и гелий как наиболее поздние конденсаты при формировании внешней области Солнечной системы.

Гидратированные силикаты, слагающие углистые хондриты, независимо от их конкретной минералогической природы, являются носителями такого важного летучего вещества, как вода. Обладая в тонкодисперсном состоянии высокой адсорбционной способностью, они могли поглощать и захватывать из окружающей среды не только молекулы воды, но также органические вещества и инертные газы.

Ф. Фанейл и В. Кеннон [68] изучили поверхностные свойства минеральных ассоциаций углистого хондрита Оргейль путем ступенчатой дегидратации при нагревании. Они показали, что поверхности адсорбции отдельных минеральных ассоциаций достигают

значений от 40 до 120 м²/г материала, что характерно для слоистых силикатов типа монтмориллонита. Результаты этих исследований вместе с теоретическими вычислениями позволяют расшифровать некоторые черты ранней истории Солнечной системы в отношении летучих веществ.

На последних стадиях охлаждения газовой туманности возникли слоистые силикаты, составившие ее пылевую часть в районе астероидального кольца. Свойства этих силикатов как адсорбентов были сложными и в какой-то мере близкими к свойствам земных монтмориллонитов. Во всяком случае, некоторая часть пылевого допланетного облака могла состоять из минеральной фазы с благоприятными адсорбционными свойствами. Адсорбция была наиболее важным процессом, при котором оставшиеся в туманности летучие вещества поглощались пылевой фазой и затем при дальнейшей аккреции внедрялись в планетные тела земного типа. Наблюдаемая повышенная концентрация инертных газов и высокомолекулярных органических соединений в материале углистых хондритов может быть результатом адсорбции. В процессе адсорбции могло осуществляться разделение изотопов легких элементов. Так, по мнению Ф. Фанейла и В. Кеннона, высокое значение отношения дейтерия к протию (D : H) в углистых хондритах C1 можно объяснить следствием обогащения D путем адсорбции без изменения отношения D : H в первичной туманности в целом.

На заключительных этапах охлаждения и конденсации солнечной туманности возникли многочисленные органические вещества, включая тяжелые алканы, ароматические углеводороды, изопреноидные алканы, жирные кислоты и аминокислоты. Они обнаружены аналитически в некоторых обычных и углистых хондритах. обстоятельная сводка этих данных была выполнена Г. П. Вдовыкиным [7]; сейчас она дополнена другими исследованиями. Изучение органического вещества метеоритов в связи с проблемой происхождения жизни в Солнечной системе и на Земле приобретает сейчас особо важное значение.

В настоящее время можно считать, что органические вещества небиеологического происхождения возникли на последних этапах конденсации первичной туманности. Согласно последней сводке Э. Андерса, Р. Хаятсу и М. Студира, органические соединения, найденные в метеоритах, вероятнее всего возникли путем каталитических реакций CO, H₂ и NH₃ в солнечной туманности при температурах 360—400 К и давлениях 4—10·10⁻⁶ кгс/см². Эти реакции стимулировались такими важными катализаторами, как магнетит и гидратированные силикаты. Эти реакции послужили источником добиеологических соединений углерода, которые впоследствии были унаследованы планетами земного типа и создали реальную предпосылку появления жизни на Земле.

5. ПУТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАНЕТ

В свете данных космохимии, рассмотренных нами выше, можно считать, что планеты Солнечной системы возникли как обособлен-

ные тела в результате наложения двух процессов: конденсации солнечного газа в минеральные частицы разного размера и аккумуляции этих частиц. Однако, если основные пути конденсации протопланетной туманности поддаются качественной и отчасти количественной реставрации на основе космохимических данных, термодинамических расчетов и отчасти модельных экспериментов, то аккумуляция конденсированных частиц до сих пор представляет собой проблему, которая ждет решения.

Современные сведения по составу планет и метеоритов свидетельствуют о том, что процесс аккумуляции протекал весьма разнообразно в зависимости от физико-химических свойств конденсатов и гелиоцентрического расстояния. Важно подчеркнуть, что процесс аккумуляции конденсатов начался вскоре после их появления или одновременно с их появлением, но не во всех случаях. Иногда объединение частиц разных температурных фракций указывает на то, что аккумуляция происходила после завершения конденсации всех фракций. В то же время, если бы в ранней истории Солнечной системы аккумуляция повсеместно совершалась после полной конденсации всех фракций солнечного газа, то в этом случае мы бы имели однородный состав планет земной группы и родоначальных метеоритных тел. Фракционирование силикатных и металлических компонентов было основным фактором при формировании планет. Оно связано с последовательностью конденсации веществ из остывающего солнечного газа, избирательной аккрецией конденсатов по мере их появления, удалением и рассеиванием вещества первичной туманности, которое не успело еще сконденсироваться и аккумуляции. Средние плотности планет могут быть прямым результатом физических и химических условий в структуре первичной туманности при изменении температур, а также гелиоцентрического расстояния. Так, например, высокая плотность Меркурия может быть связана с агломерацией в условиях, при которых конденсировалось металлическое железо, но магнезиальные силикаты еще только начали конденсироваться.

В результате работ Г. Лорда, Дж. Ларимера и Э. Андерса, Ф. Хойла и Н. Викрамасинга, Л. Гроссмана, Дж. Льюиса и других исследователей металлосиликатное фракционирование все четче представляется как сочетание процессов конденсации и аккумуляции в определенной последовательности.

Химические равновесия в солнечном веществе первичной туманности были рассмотрены Дж. Льюисом [91], несколько упростившим задачу и принявшим во внимание только восемь элементов — Н, С, О, S, Si, Mg, Ca, Fe. Поскольку имеются погрешности в оценке солнечного соотношения Fe:Si, при расчетах приняты три значения — 1,06, 0,96 и 0,86. Результаты расчетов Дж. Льюиса представлены в виде графиков на рис. 24 и 25. Первый отражает области выделения главнейших составных частей планет в зависимости от давления и температуры.

Давление в первичной туманности по модели А. Камерона связано непосредственно с гелиоцентрическим расстоянием и от-

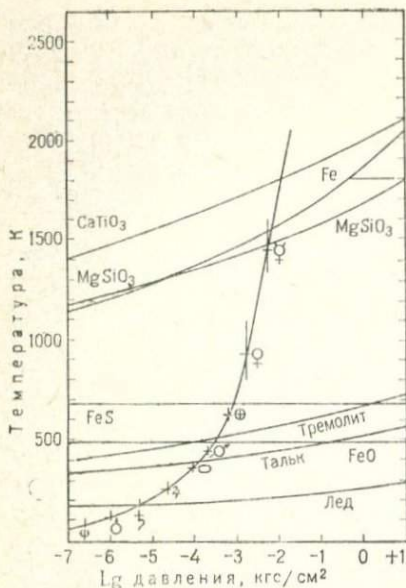


Рис. 24. Некоторые главные особенности химии солнечного вещества при температурах от 0 до 2000 К и давлениях от 10^{-7} до 10 кг/см².

Указаны конденсационные кривые главных соединений. Символы планет от Меркурия до Нептуна отмечают падение температур конденсации (по Дж. Льюису)

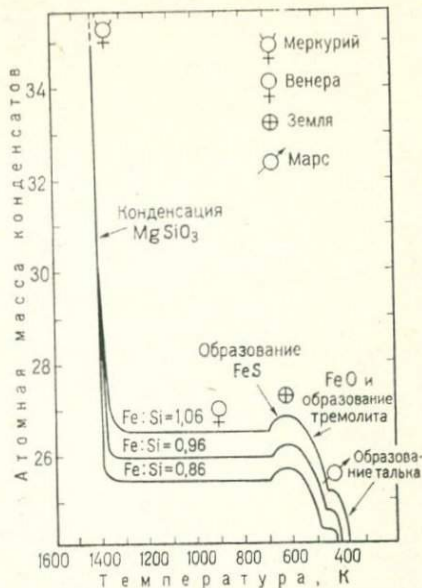


Рис. 25. Плотность конденсирующегося материала в неравновесии с газом солнечного состава при температуре 400—1600 К и давлении 10^{-3} кг/см².

Плотность планет хорошо согласуется с отношением железа к кремнию, равным 1,08 (по Дж. Льюису)

мечает места образования планет. Второй график показывает изменение плотности конденсатов вдоль изобарического разреза при 10^{-3} кг/см² общего давления в зависимости от температуры конденсации, которая на данном графике указана в пределах от конденсационной температуры металлического железа до 400 К.

Наиболее существенными особенностями процессов, указанных на графиках, являются конденсация и удаление из газовой туманности металлического железа, конденсация магнезиальных силикатов (в данном случае для упрощения принят только $MgSiO_3$), удаление из газа H_2S путем реакции с твердым железом, окисление оставшихся частиц железа до FeO и вхождение его в состав силикатов.

Характерная черта конденсационной последовательности состоит в уменьшении плотности от чистого железа (атомная масса 55,8) до $MgSiO_3$, затем, когда образуется FeS , плотность повышается и далее падает примерно на 5%, когда металлическое железо окисляется до FeO . Так как средняя атомная масса серы 32, то ее выделение в виде FeS увеличивает среднюю атомную массу на 1%. При этом содержание серы увеличивается примерно на 5%. Отсюда повышенная на 1% средняя плотность Земли относительно

Венеры может быть обязана повышенной концентрации тяжелой серы в Земле. Нетрудно заметить, что плотности веществ, предсказанные теорией, и реальные плотности вещества земных планет коррелируются очень хорошо.

Рассмотренные выше процессы приводят к следующим моделям строения и состава планет.

Вещество Меркурия характеризуется высоким содержанием тугоплавких окислов Fe, Ca, Al, Ti, Ni и др. и небольшим — окислов Mg, Si, K, Na. Его массивное железоникелевое ядро окружено маломощной мантией, сложенной магнезиальными силикатами. В ней присутствуют тугоплавкие окислы Ca, Al, Ti. Летучие элементы находятся в минимальном количестве.

Вещество Венеры при нулевом давлении имеет несколько меньшую плотность, чем вещество Земли. Венера представляет собой сферическое тело, в недрах которого находится железоникелевое ядро. Массивная мантия, обволакивающая ядро, состоит из силикатов и незначительного количества железа (^{56}Fe). Кора Венеры обогащена кремнеземом, калием и по составу близка к земной коре, что подтверждено данными радиометрических измерений автоматической космической станции «Венера-8». Вещество Венеры в процессе конденсации формировалось в условиях, устойчивых для щелочного полевого шпата, температура при этом, вероятно, была выше температуры формирования FeS и гидратированных силикатов.

По радиометрическим измерениям «Венеры-8» содержание калия в ее коре составляет около 4%. Сера присутствует в очень небольших количествах, что отражается на составе атмосферы планеты. Следует подчеркнуть, что в ее плотной атмосфере с температурой у основания 750 К никаких газов, содержащих серу, не обнаружено. В то же время в атмосфере планеты относительно мало воды, что может быть результатом как первичных условий формирования с минимальным количеством гидратированных минералов, так и вторичных эффектов, связанных с вековым «высыханием» Венеры (диссоциация молекул H_2O и диссипация водородов).

Внутреннее малое ядро Земли состоит из сплава Fe—Ni, а обширное внешнее ядро — из сплава Fe—FeS. Земная мантия содержит до 10% FeO. Уменьшение содержания халькофильных элементов в коре и верхней мантии и заметный дефицит S, K, Rb и Cs обусловлены экстракцией их в расплаве сернистого железа. Общий состав Земли приближается к H-группе хондритов, но не идентичен им. Земная гидросфера и кора содержат массу воды, равную примерно 0,05% общей массы планеты. Отсюда представляется, что вещество Земли сформировалось ниже температуры образования FeS. Земля захватила в процессе аккумуляции гидратированные силикаты (в частности, возможно, тремолит), которые в дальнейшем явились главными источниками воды на нашей планете.

Марс существенно обеднен свободным железом. Он может со-

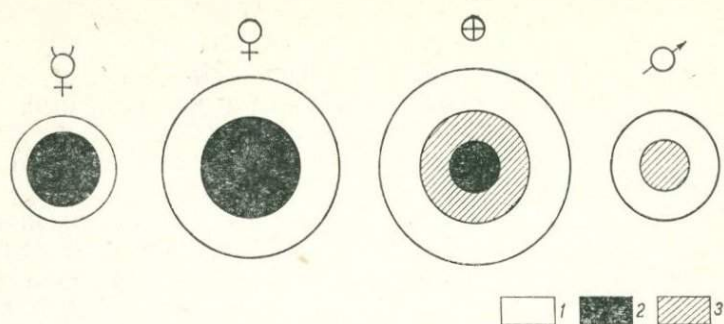


Рис. 26. Строение и химический состав планет земного типа как функция:

1 — силикатного; 2 — металлического; 3 — сульфид-металлического материалов

держат ядро, сложенное FeS—Fe, но с малым содержанием Fe по сравнению с эвтектикой (FeS—Fe). Мантия Марса обогащена FeO [отношение $\text{FeO} : (\text{FeO} + \text{MgO}) \sim 0,5$]. Во время аккреции гидратированные минералы попали на Марс в значительном количестве. Современная кора Марса выделилась в процессе дифференциации мантии, но она более богата железом, чем кора Земли, что заметно проявляется в характере окраски поверхности планеты.

Модели строения и состава внутренних планет, учитывающие теорию конденсационной последовательности, представлены на рис. 26. Один из важных выводов теории состоит в том, что присутствие дипольного магнитного поля на Земле и отсутствие его на Венере и Марсе может быть связано с различным составом их ядер. Обширное железосернистое ядро Земли является благоприятной средой для возникновения динамоэффекта и возбуждения магнитного поля.

Дальнейшее формирование твердых тел Солнечной системы в пределах астероидального кольца и в районе внешних планет (Юпитера и Сатурна) в общем происходило при пониженных температурах относительно области внутренних планет.

Астероиды имеют средние плотности, близкие к плотностям каменных метеоритов, обогащенных летучими, т. е. они подобны углистым хондритам. Все современные данные о природе астероидов свидетельствуют о том, что они могут быть сложены обычными метеоритными, а также серпентинизированными железомagneзными силикатами. Спектральная отражательная способность многих астероидов, которая сравнивалась с лабораторными спектрами отражения известных классов метеоритов, показывает, что материал типа углистых хондритов является наиболее распространенным в астероидальном поясе, в то время как материал обычных хондритов редок или вообще отсутствует.

Галилеевы спутники Юпитера Ганимед и Каллисто имеют плотность 1,73 и 1,48 г/см³ соответственно и сложены преимущественно льдом. В то же время в их атмосферах отсутствует метан. Отсюда можно заключить, что оба спутника сформировались при температуре ниже конденсационной температуры водного льда, но выше конденсационной температуры метана. Каллисто наряду с водным льдом может содержать гидрат аммония.

Титан имеет среднюю плотность 2,1 г/см³, но при нулевом давлении его плотность близка к плотности Ганимеда или Каллисто. Титан имеет массивную метановую атмосферу, что дает нам право предполагать конденсацию его материала внутри поля устойчивости метана.

Планеты возникли при аккумуляции частиц разного состава. Несомненно, что в разных частях первичной солнечной туманности условия для этого были разными. Отсюда можно выдвинуть предположение, что аккреция была гетерогенной в широком смысле слова и зависела от температуры района охлаждающейся туманности и свойств конденсирующихся частиц. Вблизи Солнца практически не было резкой границы между конденсацией и аккрецией. Вдали от Солнца происходила аккреция преимущественно холодных частиц в наиболее гомогенном виде, что мы видим в хондритовых метеоритах, в которых раннетемпературные конденсаты перемешаны с позднетемпературными. Типичный случай такого коаграта представляет собой хондрит C2 метеорита Альенде. Вблизи Солнца в пространстве между ним и Меркурием происходила аккреция тугоплавких окислов и силикатов, которые длительное время под влиянием солнечного нагрева пребывали вблизи точки плавления, легко слипались, образуя компактные массы. Интенсивная радиация Солнца удаляла из этой области легкие газы и летучие вещества, что способствовало ускорению аккреции. Аккреция при относительно низких температурах могла происходить аналогично коагуляции коллоидов в дисперсных системах (твердое тело — газ). Слипание частиц при столкновениях могло происходить согласно уравнениям, впервые выведенным М. Смолуховским в связи с теорией твердых растворов. Его модель с постоянным коэффициентом слипания, не зависящим от масс, приемлема также для частиц дыма. Некоторые вопросы слипания космической пыли были рассмотрены Б. А. Трубниковым [38]. В. Л. Поляченко и А. М. Фридман изучали гравитационные колебания пылевого диска с центральным телом и рассчитали распределение плотности, при которой гребни стоячих волн совпали бы с современным расположением планет в Солнечной системе, согласно правилу Тициуса — Боде.

6. ОБРАЗОВАНИЕ МАНТИИ И ЯДРА ЗЕМЛИ

Образование Земли связано с аккумуляцией вещества, представленного преимущественно высокотемпературными конденсата-

ми солнечного газа. Однако относительно способа аккумуляции существуют различные мнения. В процессе формирования Земли можно допустить три варианта аккумуляции.

1. Гомогенная аккумуляция, нашедшая наиболее полную разработку в гипотезе О. Ю. Шмидта и его сторонников. Она привела к образованию квазиоднородной первичной Земли. Модель первоначально гомогенной по составу и строению Земли пользовалась наиболее широким признанием. Согласно этой модели, современное зональное строение Земли возникло лишь в ходе эволюции, что выразилось в разогревании, частичном плавлении и дифференциации земного вещества под воздействием радиоактивных источников тепла.

2. Гетерогенная аккумуляция, определившая с самого начала главные черты строения земного шара — наличие в первичной Земле металлического ядра и мантии. При аккумуляции металлических частиц сначала возникло ядро, затем на него осели более поздние конденсаты в виде силикатов, образовав мощную мантию первичной планеты.

Идею о том, что Земля начала аккумулироваться первоначально из металлических частиц, высказали В. Латимер, Э. В. Соботович, П. Гаррис и Д. Тозер [74], а позднее Э. Орован [106]. В дальнейшем она была поддержана К. Таркяном и С. Кларком, Дж. Джекобсом, А. П. Виноградовым [9]. По К. Таркяну и С. Кларку, первичная Земля аккумулировалась в той последовательности, в которой происходила конденсация веществ из первичной солнечной туманности. Крайний вариант гетерогенной аккумуляции Земли был недавно предложен Д. Л. Андерсоном и Т. Ханксом [49], которые полагают, что внутреннее ядро Земли приобрело свой состав за счет самых ранних дометаллических конденсатов, внешнее ядро возникло из металлической фракции и серы, а мантия — за счет аккумуляции силикатной фракции. На заключительных стадиях аккумуляции произошло осаждение материала типа углистых хондритов (C1), включая гидратированные силикаты, летучие и органические соединения.

3. Частично гетерогенная аккумуляция без резких перерывов в составе материалов, строящих земной шар. В этом случае наиболее резкая разница в составе имела место лишь между центральными частями Земли и поверхностными слоями первичной мантии. При таком способе аккумуляции первоначально не было резких границ между ядром и мантией, подобно современному состоянию. Границы эти установились позже в ходе дальнейшей химической дифференциации, связанной с нагревом. Ядро Земли возникло в результате комбинации процессов гетерогенной аккреции и последующей химической дифференциации. Выплавление железосернистых масс и удаление их из разных горизонтов первичной Земли путем стекания в центральные области было процессом, протекавшим асимметрично и в дальнейшем определившим асимметрический характер коры и верхней мантии [13, 14].

В настоящее время нам довольно обоснованной представляется

ся идея о том, что происхождение земного ядра связано с происхождением (способом формирования) самой Земли и Солнечной системы. Химическая эволюция протопланетной туманности, рассмотренная нами выше, при остывании газа солнечного состава определила то обстоятельство, что в районе аккумуляции вещества Земли возникли химические соединения, которые определили химический состав нашей планеты в целом. Начало формирования Земли по всей вероятности, было связано с первичной аккумуляцией именно металлических частиц. В пользу этого мы можем привести следующую аргументацию.

В процессе аккумуляции планет железоникелевые частицы имели явное преимущество в отношении объединения перед частицами другого состава. Если аккумуляция первоначально происходила при высоких температурах, то капли железа при соприкосновении друг с другом легко сливались в тела компактной массы, образуя зародыши планет. Если агломерация имела место при низких температурах, то металлические частицы ввиду своей пластичности и хорошей теплопроводности объединялись при столкновении. В этом случае происходило поглощение кинетической энергии. Таким образом могли происходить процессы как «горячей сварки», так и «холодной сварки» в зависимости от температуры частиц. Заметим, что в некоторых железных метеоритах обнаружены признаки объединения металла в результате соударений.

Наконец при температурах ниже точки Кюри (1043 К для Fe, 598 К для FeS) частицы железа и троилита могли легко намагничиваться в сильном магнитном поле первичного Солнца и в дальнейшем объединялись силами магнитного притяжения. Поскольку силы магнитного притяжения для мелких металлических частиц на много порядков превосходят гравитационные силы, зависящие от масс, аккумуляция частиц никелистого железа из охлаждающейся солнечной туманности могла начаться при температурах ниже 1000 К в виде крупных сгущений и во много раз была более эффективной, чем аккумуляция силикатных частиц при прочих равных условиях. По Ф. Хойлу и Н. Викрамасингу [77], когда происходило непрерывное сжатие Солнца, напряженность магнитного поля могла достигать высоких значений, на два порядка превышающих современную. В этих условиях аккумуляция ферромагнитных материалов типа железоникелевых частиц и троилита должна протекать наиболее эффективно, образуя зародыши планет земного типа. Поскольку точка Кюри для железа и железоникелевых сплавов находится вблизи 1000 К, магнитные силы как фактор аккумуляции могут вступить во взаимодействие задолго до начала окисления железа. П. Гаррис и Д. Тозер [74] вычислили поперечное сечение захвата взаимно намагниченных частиц, которое оказалось в $2 \cdot 10^4$ раз выше их реального поперечного сечения. В то же время они показали, что магнитное взаимодействие зависит от размеров частиц. Оно весьма незначительное для частиц с диаметром менее 10^{-5} см, но при размерах час-

тиц 10^{-4} см агрегация наступает довольно быстро. При высоких температурах (свыше 1273 К) в газопылевом облаке все частицы могли сосуществовать независимо до падения температуры ниже точки Кюри. Но при падении температуры ниже точки Кюри магнитное взаимодействие железоникелевых частиц становилось решающим фактором аккумуляции в процессе рождения планет.

Из сказанного совершенно естественно вытекает вывод, что при самых разнообразных условиях в первичной туманности железоникелевые сплавы должны аккумулятироваться первыми. При достижении достаточно крупных масс зародыши планет в дальнейшем могли захватывать более поздние конденсаты солнечного газа путем непосредственного гравитационного захвата.

Совершенно очевидно, что описанные выше процессы вполне относятся к нашей планете, для которой гетерогенная аккумуляция представляется совершенно неизбежной. Эта аккумуляция определила первоначальную химическую неоднородность Земли, ее термодинамическую неустойчивость, которая в дальнейшем предопределила ход развития Земли — дифференциацию ее материала, что привело к четкому обособлению границы между мантией и ядром, между внутренним и внешним ядром.

В свете изложенного выясняется общая картина рождения Земли. Рост Земли начался с объединения металлических частиц при температурах ниже точки Кюри. Однако нагрев первоначального металлического тела вследствие ударов частиц при аккумуляции привел к повышению температур и, возможно, устранил взаимодействие магнитных сил, которое было основным. Достигнув значительной массы, первичное металлическое ядро — зародыш продолжало гравитационный захват более поздних конденсатов из окружающей среды. На этом этапе аккумуляция стала более гомогенной, и первичная мантия накапливалась как мощная оболочка в виде смеси металлических, силикатных частиц и троилита. При этом весьма вероятно, что в нижних горизонтах первичной мантии содержание металлических частиц было повышенным, а в верхних горизонтах они отсутствовали. Таким образом, первоначальная мантия по радиусу представляла собой неоднородную смесь металлического и силикатного материала, как это показано на рис. 27. На поздних стадиях аккумуляции оседали гидратированные силикаты и органические вещества. На завершающих этапах аккумуляции Земля путем прямого гравитационного захвата приобрела также часть (вероятно, небольшую) газов, в том числе H_2O , CO_2 , CO , NH_3 , Hg , из первичной туманности в силу собственного притяжения.

Исходя из длительности процессов аккумуляции в Солнечной системе порядка $n \cdot 10^8$ лет, что вытекает из $^{129}I = ^{129}Xe$ и $^{244}Pu = ^{132-136}Xe$ датирования метеоритных образцов и совпадает с расчетами В. С. Сафронова [32, 33], мы можем предположить, что в большей части объема планеты температуры не превышали точки плавления ее материала. Однако в связи с адиабатическим сжатием, радиоактивным нагревом от ныне сохранившихся и быстро

вымерших радиоактивных изотопов (^{244}Pu , ^{247}Sm и ^{129}I) и остаточной тепловой энергии от процесса аккумуляции в ранние эпохи существования Земли происходило повышение температур и материал планеты местами начал плавиться. Максимальная температура была приурочена к центру с последующим ее понижением к периферии. Плавление в результате радиоактивного нагрева и других факторов началось на определенных глубинах, где температура превысила точку плавления наиболее легкоплавких компонентов при данных условиях давления. Если состав первичной мантии представлял собой смесь силикатной, металлической и сульфидной фаз, то температура плавления эвтектики Fe—FeS была самой минимальной (1260 К) и в то же время она в меньшей степени зависела от увеличения давления. Схема плавления материала первичной мантии Земли представлена на рис. 28,

из которого видно, что выплавление железосернистых масс началось первым и принципиально могло происходить в большей части объема первичной мантии. Совершенно очевидно, что жидкая расплавленная фаза металла с примесью серы возникала в глубоких недрах планеты легче, чем жидкие расплавленные силикатные массы.

Дифференциация гомогенной модели Земли с плавлением и погружением жидкого железа, сформировавшего ядро Земли, должна была существенно поднять температуру планеты. При полном погружении железа температура должна была повыситься на 2270 К. При этом в масштабе всей Земли выделилась бы энергия, равная $15 \cdot 10^{30}$ Дж, по расчетам Г. Юри — $4,78 \cdot 10^{30}$ Дж, а Е. Люстиха — $16,7 \cdot 10^{30}$ Дж. Это громадное количество тепла должно было расплавить всю нашу планету или же ее большую часть. Однако никаких признаков такого события мы не находим. По гетерогенной модели аккумуляции Земли этого не происходило. Стеkanie железосернистых масс, охватившее лишь нижние горизонты мантии, привело к сравнительно небольшому выделению общего тепла. В отношении оценки времени не будет большой ошибкой допустить, что образование современного ядра Земли

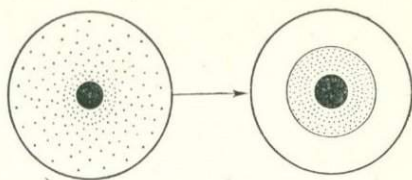


Рис. 27. Схема первичной (слева) Земли, возникшей при гетерогенной аккумуляции, и современной модели (справа) дифференцированной Земли. Точки — металлическая и сульфидно-металлическая фазы, светлое — силикатная среда

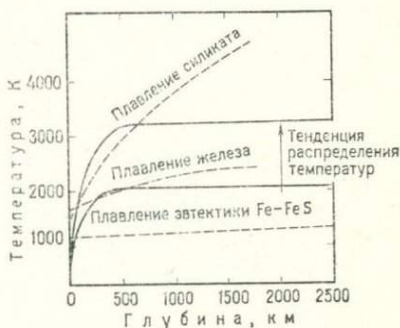


Рис. 28. Схема плавления материала в Земле, состоящей из смеси силикатного, металлического и сульфидного веществ.

(внешнего железосернистого) произошло в интервале времени 4,6—4 млрд. лет назад.

Таким образом, по предложенной модели основная масса ядра образовалась в период формирования Земли за счет аккумуляции металлических частиц, а последующее выплавление железосернистых масс в нижних частях первичной мантии завершило формирование всего ядра Земли в целом.

7. ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МАНТИИ И ОБРАЗОВАНИЕ КОРЫ, ГИДРОСФЕРЫ И АТМОСФЕРЫ

В свете современных геохимических и космохимических данных дифференциация первичной мантии имела двухстороннюю направленность. С одной стороны, происходило выплавление наиболее легкоплавких, но тяжелых компонентов — железосернистых масс с опусканием их к центру ввиду высокой плотности и низкой вязкости, что привело к формированию внешнего ядра. С другой стороны, выплавлялись менее легкоплавкие, но обогащенные летучими силикатные фракции, что привело к образованию базальтовой магмы и впоследствии к формированию базальтовой коры океанического типа. Если первый (первый также и в хронологическом отношении) процесс приводил к извлечению из первичной мантии преимущественно сидерофильных и халькофильных химических элементов и их сосредоточению в центральном ядре, то второй — к центробежной миграции преимущественно литофильных и атмофильных элементов.

Однако геохимические свойства элементов в зависимости от конкретных физико-химических условий могут меняться. О степени химической дифференциации мантии в какой-то мере можно судить, сравнивая относительную распространенность некоторых элементов верхней мантии и различного типа хондритов. Так, например, отношение $Ni:Fe$ в современной мантии составляет около 0,03, т. е. оно значительно ниже, чем в хондритовых метеоритах, но выше, чем в метеоритных силикатах. Это можно объяснить тем, что на ранней стадии развития Земли большая часть никеля была удалена из мантии путем сегрегации сульфида и металла в ядро. Сравнение относительного распространения шести типичных литофильных элементов верхней мантии Земли с их метеоритным распространением, согласно расчетам Р. Хатчисона [80], представлено в табл. 26.

Из табл. 26 видно, что фракционирование литофильных элементов в мантии Земли отличается от такого в хондритовых метеоритах. Наблюдается общая тенденция убывания концентрации первых пяти элементов от углистых хондритов до энстатитовых. Верхняя мантия Земли обогащена Al , Mg и Ca и обеднена Ti и Cr относительно углистых хондритов. Обеднение верхней мантии Ti и Cr можно объяснить их удалением в былые времена в ядро в виде сульфидов. В связи с этим следует отметить, что в сильно восстановленных энстатитовых хондритах весь Cr находится в добреели-

Таблица 26

Фракционирование литофильных элементов относительно углистых хондритов

Элемент	Верхняя мантия, свободная от	Современная верхняя мантия	Хондриты		
			углистые	обычные	энстатитовые
Si	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Ti	0,46	0,55	1,00	0,74	0,55
Al	1,06	1,05	1,00	0,71	0,55
Cr	0,47	0,58	1,00	0,82	0,77
Mg	1,29	1,23	1,00	0,90	0,74
Ca	1,13	1,10	1,00	0,67	0,53

те, а 75% Ti — в троилите. Условия верхней мантии были не такими восстановительными, как это имело место в случае формирования энстатитовых хондритов, поэтому более высокое содержание Ti и Cr находилось в окислах, что, естественно, связано с формой нахождения Fe в верхней мантии. Известно, что Fe в энстатитовых хондритах не окислено и в их металлической фазе присутствует Si.

Из изложенного вытекает очень малая вероятность того, чтобы легким элементом в ядре Земли был Si, как это допускается некоторыми исследователями. Удаление свыше половины Ti и Cr и значительной доли Ni из верхней мантии в ядро, вероятно, имело место во время ранней дифференциации земного шара. Распространенность главных литофильных элементов в верхней мантии сходна с моделью формирования Земли, в которой аккумуляция началась с ядра, где сконцентрировался металл, а затем оседал материал, близкий по составу к обычным и углистым хондритам, несколько обогащенным железом. Затем парциальное плавление вызвало определенную потерю сидерофильных и халькофильных (и некоторых литофильных) элементов в первичной силикатной мантии и поступление их в ядро.

Парциальное плавление силикатного материала мантии, обогащенного летучими, происходило в пределах верхних горизонтов первичной мантии. Оно началось позже плавления сульфидного эвтектического материала (сульфид+металл). Поскольку увеличение давления препятствовало плавлению силикатного материала на больших глубинах значительно в большей мере, чем плавлению металлических и сульфидных веществ, то оптимальные условия для плавления силикатных веществ существовали на определенных критических глубинах. Как вытекает из расчетов Ф. Берча [52] для хондритовой модели Земли, плавление могло происходить в интервале глубин 100—600 км. Возможное присутствие летучих несколько уменьшало эти глубины. В связи с этим следует отметить, что плавление началось в пределах того слоя первичной верхней мантии, в котором в процессе аккумуляции появился материал, близкий к углистым хондритам (C1), т. е.

Земля приобрела гидратированные силикаты, летучие компоненты и первые органические соединения в виде сложных углеводов, аминокислот и др.

В легкоплавких силикатных фракциях материала первичной мантии накапливались наиболее типичные литофильные элементы, поступившие вместе с газами и парами воды на поверхность первичной Земли. Большая часть силикатов, преимущественно железомagneзиальных, при относительном завершении планетарной дифференциации образовала мощную мантию планеты, а продукты ее выплавления дали начало развитию алюмосиликатной коры, первичных океана и атмосферы, насыщенной CO_2 .

Процесс плавления мантии, определивший центробежную миграцию расплавов и растворов, был гетерогенным. Он отмечается изотопным составом элементов из пород мантийного происхождения. Обнаружено, что в мантии сохраняются участки с разным соотношением стабильных изотопов, что было бы невозможным при общем плавлении и гомогенизации мантии большого масштаба. Данные измерений изотопного состава углерода из образцов мантийного происхождения привели Э. Галимова [16] к выводу о существовании двух направлений изотопных измерений углерода. Углерод в мантии находится в двух различных формах, или фазах. Изотопный состав углерода этих фаз различен, как и различна химическая форма нахождения, подобно тому, что обнаружено в метеоритах. Так, углерод, рассеянный в каменных метеоритах, более обогащен легким изотопом (^{12}C), в то время как углерод, находящийся в графите и органическом веществе, более тяжелый (^{13}C). При образовании Земли эти две формы углерода были унаследованы планетой на последних стадиях ее аккумуляции.

Э. Галимов отмечает, что изотопный состав не только углерода, но и некоторых других элементов земной коры обнаруживает поразительное сходство с изотопным составом тех же элементов углистых хондритов при весьма отдаленном сходстве с другими каменными метеоритами. Эти данные, во-первых, подтверждают гетерогенную аккумуляцию и тот факт, что в завершающих ее этапах участвовало вещество, аналогичное составу углистых хондритов. Во-вторых, образование зон и очагов плавления в мантии было таким, что оно не смогло гомогенизировать изотопный состав ряда химических элементов.

Дополнительные свидетельства в пользу гетерогенной аккумуляции мантии и ее последующей гетерогенной дифференциации мы находим в данных по изотопному составу Sr и Pb в вулканических породах, материал которых возник на разных горизонтах в самой мантии. Для исследования ранних процессов дифференциации мантии мы можем использовать изотопные пары: ^{238}U — ^{206}Pb , ^{87}Rb — ^{87}Sr , поскольку все четыре элемента геохимически ведут себя по-разному в обстановке парциального плавления материала мантии. В ряду элементов летучесть возрастает в такой последовательности: U , $\text{Sr} < \text{Rb} < \text{Pb}$. Отсюда в паре U — Pb мы имеем

тугоплавкий родоначальный элемент и летучий дочерний. Для пары Rb—Sr имеет место обратное соотношение. В процессе гетерогенной аккумуляции первичной мантии в ее глубоких горизонтах содержалось повышенное количество U и Sr, но она была обеднена Pb и Rb. Первичная мантия, сложенная в верхних горизонтах материалом, близким к углистым хондритам C1, была относительно обогащена Pb и Rb и обеднена U и Sr. Поэтому в породах, впоследствии возникших на разных глубинах мантии, должна наблюдаться *антикорреляция* между изотопными отношениями $^{206}\text{Pb} : ^{204}\text{Rb}$ и $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr}$. Возможность такой антикорреляции недавно отметил Р. Хатчисон [80]. Так, высокое значение отношения $^{206}\text{Pb} : ^{204}\text{Rb}$ и низкое $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr}$ отмечено для вулканических пород Канарских островов, островов Вознесения и базальтов. о. Св. Елены. Обратное соотношение антикорреляции (низкое отношение $^{206}\text{Pb} : ^{204}\text{Rb}$ и высокое $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr}$) характерно для вулканических пород островов Тристан-да-Кунья и др. Эти примеры, по-видимому, указывают на неполное смешивание материала мантии, а лавы с островов Тристан-да-Кунья возникли из мантии, обогащенной C1 компонентом, в то время как источник других вулканических образований был обеднен этим компонентом.

Для юных лав Исландии разных этапов извержения изотопные измерения обнаружили антикорреляцию, возрастающую в ходе времени: увеличение отношения $^{206}\text{Pb} : ^{204}\text{Rb}$ сопровождается уменьшением отношения $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr}$. Это можно рассматривать как результат того, что лавы могут возникать от прогрессивно углубляющегося источника, в котором содержание C1 компонента медленно уменьшается с глубиной. Таким образом, изотопные отношения Pb и Sr в вулканических породах как продуктах выплавления мантийного материала определенно указывают на гетерогенность мантии, что является отдаленным отражением ее гетерогенной аккумуляции в начале образования нашей планеты. Для более полного обоснования этих представлений необходимы дополнительные измерения изотопного состава Pb и Sr из многочисленных вулканогенных пород, включая наиболее древних представителей из земной коры разных структурных типов.

Основываясь на данных об изотопных отношениях Pb и Sr в вулканических породах, Р. Хатчисон [80] предложил модель формирования первичной мантии как результат двухстадийного процесса. На первой стадии материал обычных хондритов образовал Землю, что сопровождалось нагревом, парциальным плавлением, и в конце концов верхняя часть примитивной Земли существенно лишилась натрия и других более летучих элементов. Вторая стадия ознаменовалась периодом длительного охлаждения, когда материал типа C1 добавился к тугоплавкой примитивной верхней мантии.

В результате плавления и дегазации верхней мантии на поверхность Земли могли поступать в основном три фракции мантийного материала: базальтовая магма, а также растворенные в ней вода и газы. Каждое излияние базальтов сопровождалось вы-

носом определенного количества воды, поскольку в самой базальтовой (габброидной) магме могло содержаться до 7 вес. % растворенной воды. А. П. Виноградов высказал мысль о взаимосвязи между количеством излившихся базальтов и поступившей на поверхность Земли ювенильной воды. На поверхность первичной планеты поступали H_2O , CO_2 , CO , CH_4 , S , N_2S , H_3BO_3 , HCl , HF , а также He , Ne , Ar , Kr , Xe . Эти газы составляли первичную атмосферу Земли, хотя их количественные соотношения вряд ли удастся выяснить достаточно точно. Однако на первом месте стояли H_2O и CO_2 . Если температура поверхности молодой планеты превышала 370 К, то основная часть атмосферы состояла из паров воды и углекислого газа. Но такая горячая атмосфера вряд ли могла существовать долгое время в связи с явлениями конвекции и быстрым охлаждением поверхности самой Земли.

Гидросфера, включающая Мировой океан, возникла из паров мантийного материала, и первые порции конденсированной воды на Земле были кислыми. Они представляли собой раствор с присутствием анионов F , Cl , Br , I , которые и сейчас характерны для морской воды. Отсюда неизбежно следует, что первые ювенильные воды поверхности Земли были минерализованными, а пресные воды появились позже в результате испарения с поверхности первичных океанов, что было процессом естественной дистилляции. Выпадение атмосферных осадков на поверхность суши могло привести к образованию в пониженных участках рельефа первых пресноводных водоемов. В первичном океане сульфаты присутствовали в ничтожных количествах, так как было очень мало свободного кислорода для окисления H_2S и образования сульфатов.

Первичная атмосфера Земли была восстановительной и в ней не было свободного кислорода. Только незначительные его количества формировались от воздействия солнечной радиации на молекулы водяных паров и углекислоты, которые разлагались путем фотодиссоциации.

Нам сейчас трудно восстановить химический облик первичной атмосферы Земли. Возможно, значительные количества водорода и гелия диссипировали в космическое пространство, хотя количественную оценку этой потери дать трудно.

Решающее значение в изменении химического состава первичной атмосферы имело появление фотосинтезирующих организмов, потребляющих H_2O и CO_2 из внешней среды, что вызвало также химические изменения в Мировом океане. Первыми фотосинтезирующими организмами были, вероятно, синезеленые водоросли или их предки, возникшие в верхних зонах океана на определенных глубинах. Эти глубины определялись слоем воды около 10 м, который поглощал ультрафиолетовую радиацию Солнца, предохраняя организмы от ее губительного действия. Изучение изотопной истории кислорода в биосфере показало, что свободный кислород как активный геохимический фактор образовался преимущественно за счет фотосинтетического разложения H_2O организмами фитопланктона. С появлением свободного кислорода пер-

вичная атмосфера нашей планеты изменилась до неузнаваемости. Количество свободного кислорода прогрессивно возрастало, активно окисляя многие вещества окружающей среды. Так, свободный кислород быстро окислил NH_3 , CH_4 , CO , а сернистые газы S и H_2S были превращены в сульфаты океанической воды. Со времени действия процесса фотосинтеза CO_2 быстро потреблялась фитопланктоном, а также связывалась в карбонатных осадках. Вся дальнейшая деятельность фотосинтезирующих организмов стала направленной на интенсивное извлечение CO_2 из атмосферы.

Таким образом, верхние легкие оболочки Земли — атмосфера, гидросфера и отчасти определенные части коры возникли главным образом за счет дегазации мантии. Естественно, что дегазация мантии Земли и связанная с ней миграция литофильных элементов в силикатных расплавах происходила наиболее интенсивно на наиболее ранних периодах развития Земли, учитывая радиоактивный нагрев и нагрев от экзотермического эффекта завершения формирования земного ядра. В последующую геологическую историю дегазация затухала, периодически возобновлялась в подвижных зонах земной коры и верхней мантии при рождении вулканов в горных поясах и в виде островных дуг в периоды горообразования.

Дифференциация вещества Земли с начала ее образования имела различную скорость. Так, завершение формирования внешнего ядра Земли в результате центростремительной миграции сидерофильных и халькофильных элементов произошло относительно быстро и в современную эпоху едва ли продолжается в значительных масштабах. Однако что касается центробежной миграции, то она имела место во всей истории Земли и продолжается в современную эпоху.

Несмотря на многочисленные усилия исследователей разных стран и огромному эмпирическому материалу по составу отдельных членов Солнечной системы, мы находимся только на первом этапе понимания истории и происхождения Солнечной системы вообще и нашей Земли в частности. Однако сейчас становится все более очевидным, что возникновение Земли было результатом сложных явлений в исходном веществе, охвативших ядерные, а впоследствии и химические процессы. В связи с непосредственным исследованием материала планет и метеоритов у нас все более укрепляются основы для построения естественной теории происхождения Земли. В настоящее время нам представляется, что фундаментом теории происхождения Земли являются следующие положения.

1. Происхождение Солнечной системы связано с происхождением химических элементов: вещество Земли вместе с веществом Солнца и других планет в далеком прошлом находилось в условиях ядерного синтеза.

2. Последним этапом ядерного синтеза было образование тяжелых химических элементов, включая уран и трансураниевые элементы. Об этом свидетельствуют следы вымерших радиоактивных изотопов, обнаруженные в древнем материале Луны и метеоритов. Эти следы в виде трэков осколочного деления и ксеноновых изотопных аномалий можно рассматривать как прямые отголоски некогда мощных космических процессов созидания атомных ядер в обстановке нейтронного захвата.

3. Естественно, что Земля и планеты возникли из того же вещества, что и Солнце. Исходный материал для построения планет был первоначально представлен разобщенными ионизированными атомами. Это был в основном звездный газ, из которого при охлаждении возникли молекулы, жидкие капли, твердые тела — частицы.

4. Конденсация солнечного газа в зависимости от гелиоцентрического расстояния привела к фракционированию химических элементов и дала химически различные продукты, что отразилось на составе планет и метеоритов. Ближайшие к Солнцу планеты получили повышенную долю тугоплавкой высокотемпературной фракции по сравнению с планетами более отдаленными.

5. Земля возникла преимущественно за счет тугоплавкой фракции солнечного вещества, что отразилось на составе ядра и силикатной мантии. Процесс аккумуляции нашей планеты происходил под влиянием различных факторов. При этом металлическое железо и близкие к нему элементу имели явное преимущество перед другими веществами объединяться первыми в компактные массы.

6. Основные предпосылки появления жизни на Земле были созданы в конце остывания первичной газовой туманности. На по-

следнем этапе остывания в результате каталитических реакций биофильных элементов образовались многочисленные органические соединения, обусловившие возможность появления генетического кода и саморазвивающихся молекулярных систем. Возникновение Земли и жизни представляло собой единый взаимосвязанный процесс — результат химической эволюции вещества Солнечной системы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альвен Х. О происхождении Солнечной системы.— В кн.: Будущее науки. М., «Знание», 1971, вып. 4, с. 87—96.
2. Альвен Х. Атом, человек, вселенная. М., «Знание», 1973. 64 с.
3. Альтшулер Л. В., Шарипджанов Л. В. О распределении железа в Земле и ее химической дифференциации.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 4, с. 3—16.
4. Андерсон Д. Л. Происхождение и состав Луны.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М., «Наука», 1975, с. 651—670.
5. Ботт М. Внутреннее строение Земли. Пер. с англ. М., «Мир», 1974. 376 с.
6. Бронштэн В. А. Планета Марс. М., «Наука», 1977. 96 с.
7. Вдовыкин Г. П. Угlistое вещество метеоритов. М., «Наука», 1967. 260 с.
8. Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., «Наука», 1965. 376 с.
9. Виноградов А. П. Высокотемпературные протопланетные процессы. «Геохимия», 1971, № 11, с. 1283—1296.
10. Виноградов А. П., Сурков Ю. А., Карнозов Ф. Ф. Содержание естественных радиоактивных элементов в венерианской породе по данным автоматической станции «Венера-8». — «Геохимия», 1973, № 1, с. 3—10.
11. Виноградов А. П., Кунин Л. Л., Ильин Н. П. Моделирование процесса дифференциации металлического Fe и Ni на фазы в метеоритах.— «Геохимия», 1975, № 5, с. 643—652.
12. Войткевич Г. В. Радиогеология и ее значение в познании истории Земли. М., Гостгеоиздат, 1956. 122 с.
13. Войткевич Г. В. Радиоактивность в истории Земли. М., «Наука», 1970. 168 с.
14. Войткевич Г. В. Происхождение и химическая эволюция Земли. М., «Наука», 1973. 168 с.
15. Вуд Дж. Метеориты и происхождение Солнечной системы. Пер. с англ. М., «Мир», 1971. 176 с.
16. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М., «Недра», 1968. 260 с.
17. Гаст П. В. Химия земных и лунных базальтовых пород. М., «Наука», 1973. 35 с.
18. Гринберг М. Межзвездная пыль. Пер. с англ. М., «Мир», 1970. 200 с.
19. Гроссман Л. Химическое фракционирование в протопланетном облаке.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М., «Наука», 1975, с. 89—96.
20. Дмитриев Л. В. К вопросу о происхождении ультраосновных пород рифтовых зон Индоокеанского хребта.— «Геохимия», 1969, № 10, с. 1179—1187.
21. Козловская С. В. Внутреннее строение и химический состав Марса.— «Земля и Вселенная», 1973, № 5, с. 21—24.
22. Кривов Е. Л. Основы метеоритики. М., Гостехиздат, 1955. 392 с.
23. Кусков О. Л., Хитаров Н. И. О химическом составе ядер планет земной группы.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М., «Наука», 1975, с. 106—114.
24. Лаврухина А. К. О ядерной эволюции вещества Солнечной системы.— «Геохимия», 1976, № 8, с. 1125—1134.
25. Любимова Е. А. Тепловой поток и термическая история Луны.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М., «Наука», 1975, с. 241—256.
26. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965. 380 с.
27. Мэйсон Б. Метеориты. Пер. с англ. М., «Мир», 1965. 308 с.
28. Происхождение Солнечной системы. Пер. с англ. и франц., под редакцией Ривса. М., «Мир», 1976. 570 с.
29. Рейнольдс Д. Х. Изотопы редких газов — ключ к пониманию ранней истории Солнечной системы.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М., «Наука», 1975. с. 611—619.

30. Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Новая модель химического строения земной коры. — «Геохимия», 1976, № 12, с. 1763—1795.
31. Рускол Е. Л. Происхождение Луны. М., «Наука», 1975. 188 с.
32. Сафронов В. С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М., «Наука», 1969. 290 с.
33. Сафронов В. С. Длительность процесса формирования Земли и планет и ее роль в геохимической эволюции. — В кн.: Космохимия Луны и планет. М., «Наука», 1975. с. 624—629.
34. Соботович Э. В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. М., Атомиздат, 1970. 310 с.
35. Соботович Э. В. Изотопная космохимия. М., Атомиздат, 1974. 208 с.
36. Соботович Э. В. Космическое вещество в земной коре. М., Атомиздат, 1976. 160 с.
37. Трубицын В. П. Внутреннее строение планет гигантов. — «Земля и Вселенная», 1974, № 1, с. 50—55.
38. Трубников Б. А. Слипание космической пыли. — «Природа», 1971, № 8, с. 76—77.
39. Урусов В. С., Хитаров Н. И. Полиморфные переходы кремнезема в условиях нижней мантии Земли. — «Геохимия», 1973, № 9, с. 1311—1315.
40. Чердынцев В. В. Распространенность химических элементов. М., Гостехиздат, 1956. 310 с.
41. Чирвинский П. Н. Палласиты. М., «Недра», 1967. 230 с.
42. Шмидт О. Ю. Происхождение Земли и планет. М., Изд-во АН СССР, 1962. 132 с.
43. Шуколюков Ю. А., Левский Л. К. Геохимия и космохимия изотопов благородных газов. М., Атомиздат, 1972. 336 с.
44. Alfvén H. On the origin of solar system. Oxford at the Clarendon Press., 1954. 300 p.
45. Anders E. Origin, age and composition of meteorites. — "Space Sci. Rev.", 1964, N 3, p. 583—714.
46. Anders E., Hayatsu R., Studier M. H. Organic compounds in meteorites. — "Science", 1973, vol. 182, N 4114, p. 781—790.
47. Anderson D. L. The origin of the Moon. — "Nature", 1972, vol. 239, N 5370, p. 263—365.
48. Anderson D. L., Sammis Ch., Jordan T. Composition and evolution of the mantle and core. — "Science", 1971, vol. 171, N 3976, p. 1103—1112.
49. Anderson D. L., Hanks T. C. Formation of the earth's core. — "Nature", 1972, vol. 237, N 5355, p. 387—388.
50. Arrhenius G., Alfvén H. Fractionation and condensation in space. — "Earth. Pl. Sci. Letters", 1971, vol. 10, N 2, p. 253—267.
51. Binder A. B. Internal structure of Mars. — "J. of Geoph. Res.", 1969, vol. 74, N 2, p. 3110—3118.
52. Birch F. Speculation of the Earth thermal history. — "Bull. Geol. Soc. of Amer.", 1965, vol. 76, N 2, 133—154.
53. Blander M. The constrained equilibrium theory — sulphide phases in meteorites. — "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1971, vol. 35, N 1, p. 61—76.
54. Blander M., Abdel-Gawad M. The origin of meteorites and the constrained equilibrium condensation theory. — "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1969, vol. 33, N 6, p. 701—716.
55. Brown W. K. A solar system formation model based on supernova shell fragmentation. — "Icarus", 1971, vol. 15, N 1, p. 120—134.
56. Cameron A. G. W. Orbital eccentricity of Mercury and origin of the Moon. — "Nature", 1972, vol. 240, N 5379, p. 299—301.
57. Cameron A. G. W. The outer solar system. — "Science", 1973, vol. 180, N 4087, p. 701—710.
58. Cameron A. G. W. History of the solar system. — "Earth. Sci. Reviews", 1973, vol. 9, N 2, p. 125—140.
59. Cameron A. G. W., Pine M. R. Numerical models of primitive solar nebula. — "Icarus", 1973, vol. 18, N 3, p. 377—406.
60. Chapman S. R. Asteroids as a meteorite parent bodies: the astronomical perspective. — "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1976, vol. 40, N 7, p. 701—719.

61. *Chapman C. R., Salisbury J. W.* Comparisons of meteorite and asteroid spectral reflectivities. — "Icarus", 1973, vol. 19, N 4, p. 507—522.
62. *Clayton R. N., Grossman L., Mayeda T. K.* A component of primitive nuclear composition in carbonaceous chondrites. — "Science", 1973, vol. 182, N 4111, p. 485—488.
63. *Cruikshank D. P., Pilcher C. B., Morrison D.* Pluto: evidence for methane frost. — "Science", 1976, vol. 194, N 4267, p. 835—837.
64. *Day K. L.* A possible identification of the 10 micron "silicate" feature. — "Astrophysical J.", 1974, vol. 192, N 1, p. 2, p. 13—17.
65. *Distribution of the pre-solar component in Allende and other carbonaceous chondrites.* "Earth. Pl. Sci. Letters", 1977, vol. 34, N 2, p. 209—224. Aut.: R. N. Clayton, N. Onuma, L. Grossman, T. K. Mayeda.
66. *Dodd R. T.* Metamorphism of the ordinary chondrites: a review. — "Geochim. Cosmochim. Acta", 1969, vol. 33, N 2, p. 161—203.
67. *Eucken A.* Über den Zustand des Erdinnern. — "Naturwissenschaften", 1944, N 32, p. 112—121.
68. *Fanale F. P., Cannon W. A.* Surface properties of the Orgueil meteorite implication for the early history of solar volatiles. — "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1974, vol. 38, N 3, p. 453—470.
69. *Fisher D. E.* Achondritic uranium. — "Earth. Pl. Sci. Letters", 1973, vol. 20, N 1, p. 151—157.
70. *Fremelin J. H.* The origin of the Moon. — "Nature", 1973, vol. 242, N 5396, p. 317—319.
71. *Gilra D. P.* Composition of interstellar grains. — "Nature", 1971, vol. 229, N 5282, p. 237—241.
72. *Grossman L.* Condensation on the primitive solar nebula. — "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1972, vol. 36, N 5, p. 597—619.
73. *Grossman L., Larimer J. W.* Early chemical history of the solar system. — "Rev. Geophys. Space Physics", 1974, N 12, p. 71—102.
74. *Harris P. G., Tozer D. C.* Fractionation of Iron in the solar system. — "Nature", 1967, vol. 215, N 5109, p. 1449—1451.
75. *Heating of basalts with a carbon dioxide laser.* — "Science", 1970, vol. 170, p. 435—437. Aut.: M. Blander, K. Keil, L. S. Nelson, S. Skaggs.
76. *Holweger H.* The solar Na : Ca and S : Ca ratios: a close comparison with carbonaceous chondrites. — "Earth. Pl. Sci. Letters", 1977, vol. 34, N 1, p. 152—154.
77. *Huyle F., Wickramasinghe N. C.* Condensation of the Planets. — "Nature", 1968, vol. 217, N 5127, p. 415—418.
78. *Hoyle F., Wickramasinghe N. C.* Interstellar grains. — "Nature", 1969, vol. 223, N 5205, p. 459—462.
79. *Huey J. M., Kohman T.* Pb²⁰⁷—Pb²⁰⁶ isochron and age of the chondrites. — "J. of Geophys. Res.", 1973, vol. 78, N 17, p. 3227—3236.
80. *Hutchison R.* The formation of the Earth. — "Nature", 1974, vol. 250, N 5467, p. 411—415.
81. *Hutchison R.* Strontium and lead isotopic ratios, heterogeneous accretion of the Earth and mantle plumes. — "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1976, vol. 40, N 4, p. 482—485.
82. *Ito E., Matsumoto T., Kawai N.* High-pressure decompositions in manganese silicates and their geophysical implications. — "Physics of the Earth Pl. Interiors", 1974, vol. 8, N 3, p. 241—245.
83. *Jacobs J. A.* The earth's core. Academic Press London, 1976. 262 p.
84. *Kawai N., Unokuti Y.* Low temperature melting of solids under very high pressure and cores of the planets. — "Earth. Pl. Sci. Letters", 1968, vol. 3, N 5, p. 490—494.
85. *Keil K.* Meteorite composition. — "Handbook of Geochemistry", vol. 1, Berlin — N. Y., 1969, p. 78—115.
86. *Larimer J. W., Anders E.* Chemical fractionation in meteorites. — "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1967, vol. 31, N 8, p. 1239—1270.
87. *Larimer J. W., Anders E.* Major element fractionation in chondrites. — "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1970, vol. 34, N 3, p. 367—387.
88. *Larimer J. W., Busek P. R.* Equilibration temperatures in enstatite chondrites. — "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1974, vol. 38, N 3, p. 471—478.

89. *Lee T., Papanastassiou D. A., Wasserburg G.* Aluminium-26 in the early solar system: fossil or fuel? — "Astrophysical J.", 1977, vol. 211, p. 2, N 2, p. 107—110.
90. *Lewis J. S.* Satellites of the outer planets: thermal models. — "Science", 1971, vol. 172, N 3988, p. 1127—1134.
91. *Lewis J. S.* Metal-silicate fractionation in the solar system. — "Earth. Pl. Sci. Letters", 1972, vol. 15, N 3, p. 286—290.
92. *Lewis J. S.* Low temperature condensation from solar nebula. — "Icarus", 1972, vol. 16, N 2, p. 241—252.
93. *Lewis J. S.* The temperature gradient in solar nebula. — "Science", 1974, vol. 186, N 4162, p. 440—443.
94. *Lord H. C.* Molecular equilibria and condensation in solar nebula and cool stellar atmospheres — "Icarus", 1965, vol. 4, N 3, p. 279.
95. *Lord H. C.* High temperature molecular equilibria and condensation. Ph. D. Thesis, University of California, San Diego, 1968.
96. *Lovering J. F.* Pressures and temperatures with a typical parent meteorite body. — "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1957, vol. 12, p. 253—261.
97. *Low F. J., Krishna-Swamy K. S.* Narrow-band photometry of a Ori. — "Nature", 1970, vol. 227, N 5265, p. 1333—1336.
98. *Manning P. G.* Compositions of garnets in interstellar dust. — "Nature", 1970, vol. 227, N 5263, p. 1121—1124.
99. *Mc-Cord T. B., Adams J. B.* Mercury: interpretation of optical observation. — "Icarus", 1972, vol. 17, N 3, p. 585—590.
100. *Meyer Ch. J.* An experimental approach to circumstellar condensation. — "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1971, vol. 35, N 6, p. 551—564.
101. *Ming L. C., Bassett W. A.* Decomposition of FeSiO_3 into $\text{FeO} + \text{SiO}_2$ under very high pressure and high temperature. — "Earth. Pl. Sci. Letters", 1975, vol. 25, N 1, p. 68—70.
102. *Morrison D.* Diameters of minor Planets. — "Sky and Telescope", 1977, vol. 53, N 3, p. 181—183.
103. *Murthy R., Hall H. T.* The chemical composition of the earth's core: possibly sulphur in core. "Physics of the Earth. Pl. Interiors", 1970, vol. 2, N 4, p. 276—282.
104. *Ney E. P.* Star Dust. — "Science", 1977, vol. 195, N 4278, p. 541—546.
105. *On the chemistry of the Allende inclusions and their origin as high temperature condensates.* — "Earth Pl. Sci Letters", 1974, vol. 23, N 1. Aut.: H. Wänke, H. Baddenhausen, H. Palme, B. Spettel.
106. *Orowan E.* Density of the Moon and nucleation of planets. — "Nature", 1969, vol. 222, N 5196, p. 869—871.
107. *Osborn T. W., Smith R. H., Shmitt R. A.* Elemental composition of individual chondrules from ordinary chondrites. — "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1973, vol. 37, N 8, p. 1909—1942.
108. *Podolak M.* The abundance of water and rock in Jupiter as derived from interior models. — "Icarus", 1977, vol. 30, N 1, p. 155—162.
109. *Podolak M., Cameron A. G. W.* Models of giant planets. — "Icarus", 1974, vol. 22, N 2, p. 123—148.
110. *Powell B. N.* Petrology and chemistry of mesosiderites. — "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1971, vol. 35, N 1, p. 5—34.
111. *Reynolds R. T., Summers A. L.* Calculation of the composition of the terrestrial planets. — "J. of Geophys. Res.", 1969, vol. 74, N 10, p. 2494—2501.
112. *Ringwood A. E.* Chemical evolution of the terrestrial planets. — "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1966, vol. 30, N 1, p. 41—104.
113. *Ross J. E., Aller L. H.* The chemical composition of the Sun. — "Science", 1976, vol. 191, N 4233, p. 1223—1229.
114. *Shrik J.* Fission tracks in white inclusion of the Allende chondrite, evidence for Pu^{244} . — "Earth. Pl. Sci. Letters", 1974, vol. 23, N 3, p. 308—312.
115. *Schwarz H. P., Scott S. D., Kissin S. A.* Pressures of formation of iron meteorites from sphalerite composition — "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1975, vol. 39, N 11, p. 1457—1466.

116. *Siegfried R. W., Solomon S. C.* Mercury: internal structure and thermal evolution. — "Icarus", 1974, vol. 23, N 2, p. 192—200.

117. *Singer S. F., Bandermann L. W.* Where was the Moon formed? — "Science", 1970, vol. 170, N 3956, p. 438—440.

118. *Solomon S. C., Toksöz M. N.* Internal constitution and evolution of the Moon. — "Physics of the Earth. Pl. Interiors", 1973, vol. 7, N 1, p. 15—38.

119. *Stein W. A.* The spectrum of NML Cygnus from 7,5 to 14 microns. — "Astrophysical J.", 1969, vol. 155, p. 177—179.

120. *Taylor S. R.* Chemical evidence for lunar melting and differentiation. — "Nature", 1973, vol. 245, N 5422, p. 203—206.

121. *The origin of chondrules: experimental investigation of metastable liquids in the system $Mg_2SiO_4-SiO_2$.* — "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1976, vol. 40, N 8, p. 881—896. Aut.: M. Blander, H. N. Planner, K. Keil, L. S. Nelson, N. L. Richardson.

122. *Tolland H. G.* Thermal regime in the earth's core. — "Physics of the Earth Pl. Interiors", 1974, vol. 8, N 3, p. 282—288.

123. *Turekian K. K., Clark S. P.* Inhomogeneous accumulation of the Earth from the primitive solar nebula. — "Earth Pl. Sci. Letters", 1969, vol. 6, N 5.

124. *Urey H. C.* The Planets, their origin and development. Yaly University, 1952. 248 p.

125. *Van-Schmus W. R., Wood J. A.* A chemical-petrologic classification for chondritic meteorites. — "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1967, v. 31, N 5, p. 747—765.

126. *Wasson J. T.* Volatile elements on the Earth and the Moon. — "Earth Pl. Sci. Letters", 1971, vol. 11, N 3.

127. *Wasson J. T.* Meteorites: Classification and Properties. Berlin. "Springer, 1974. 316 p.

128. *Wasson J. T., Chien-M.-Wai.* Composition of metal, schreibersite and perryit of enstatite achondrites and chondrites. — "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1970, vol. 34, N 2, p. 169—184.

129. *Wetherill G. W., Mark R., Lee-Hu C.* Chondrites: initial $Sr^{87} : Sr^{86}$ ratios and the early history of the solar system. — "Science", 1973, vol. 182, N 4109, p. 281—283.

130. *Wickramasinghe N. C., Nandy K.* Interstellar extinction graphite, iron and silicate grains. — "Nature", 1970, vol. 227, N 5233, p. 51—53.

131. *Woolf N. J., Ney E. P.* Circumstellar infrared emission from cool stars. — "Astrophysical J.", 1969, vol. 155, p. 181—184.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I	
Природа метеоритов и их происхождение	
1. Общая характеристика состава метеоритов	5
2. Хондриты	7
3. Ахондриты	15
4. Железокаменные метеориты	19
5. Железные метеориты	21
6. Происхождение метеоритов и ранние химические процессы в Солнечной системе	23
Глава II	
Планеты и астероиды	
1. Общая характеристика Солнечной системы	37
2. Внутренние планеты	40
3. Астероиды	46
4. Внешние планеты	50
5. Спутники внешних планет	56
6. Общие замечания о химической дифференциации в Солнечной системе	59
Глава III	
Луна	
1. Общая характеристика Луны и состав лунных пород	61
2. Модели внутреннего строения и состава Луны	66
3. Происхождение Луны	70
Глава IV	
Основные черты строения и состава Земли	
1. Вводные замечания	74
2. Строение Земли	75
3. Строение коры и планетарный рельеф	77
4. Мантия Земли	81
5. Ядро Земли и общая оценка ее состава	85
Глава V	
Происхождение Земли и планет	
1. Ядерная эволюция вещества Солнечной системы	92
2. Астрофизические данные о формировании космической пыли	98
3. Экспериментальные данные о формировании твердых частиц из паровой фазы	102
4. Следствия конденсации солнечного газа	104
5. Пути формирования планет	112
6. Образование мантии и ядра Земли	117
7. Дифференциация мантии и образование коры, гидросферы и атмосферы	122
Заключение	128
Список литературы	130

ГЕОРГИЙ ВИТОЛЬДОВИЧ ВОЙТКЕВИЧ

ОСНОВЫ ТЕОРИИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЗЕМЛИ

Редактор издательства Л. В. Власова
Переплет художника А. Е. Григорьева
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Л. Г. Лаврентьева
Корректор Н. А. Громова

Сдано в набор 05.10.78. Подписано в печать 27.12.78. Т-22181.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага № 2. Гарнитура литературная. Печать
высокая. Печ. л. 8,5. Уч.-изд. л. 9,74. Тираж 6600 экз.
Заказ 1403/7238—1. Цена 85 коп.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский
проезд, 1/19.

Московская типография № 32 Союзполиграфпрома
Государственного комитета СССР по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли.
Москва, К-51, Цветной бульвар, д. 26.

85 коп.

2828

НЕДРА