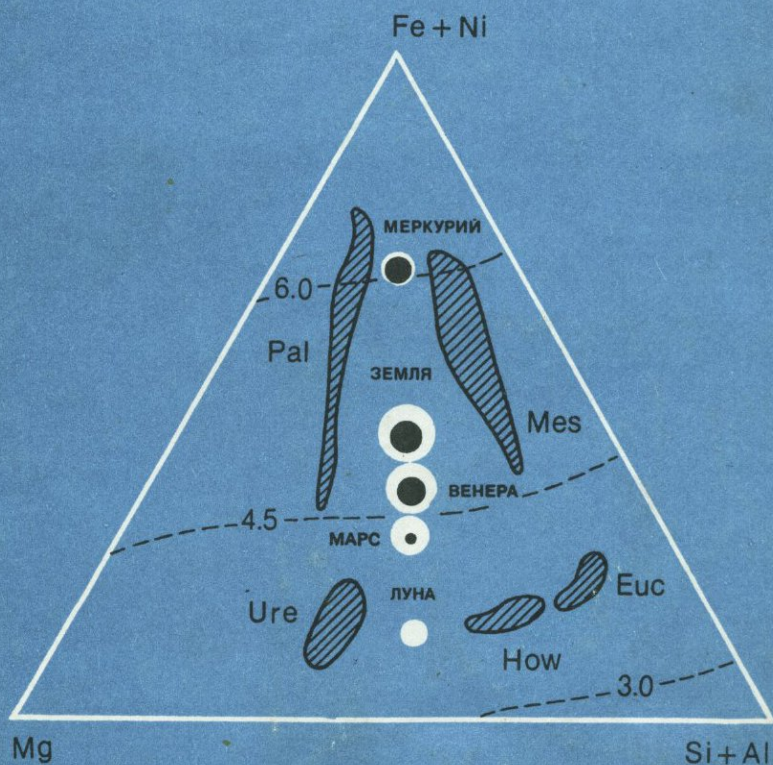


А.А.МАРАКУШЕВ, Н.И.БЕЗМЕН

# ЭВОЛЮЦИЯ МЕТЕОРИТНОГО ВЕЩЕСТВА, ПЛАНЕТ И МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛОГИИ

А.А. МАРАКУШЕВ, Н.И. БЕЗМЕН

3997

ЭВОЛЮЦИЯ  
МЕТЕОРИТНОГО  
ВЕЩЕСТВА,  
ПЛАНЕТ  
И МАГМАТИЧЕСКИХ  
СЕРИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"  
МОСКВА 1983



Маракушев А. А., Безмен Н. И. Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий. М.: Наука, 1983.

В монографии устанавливаются эволюционные ряды метеоритов и закономерности изменения их состава в отношении петрогенных элементов, элементов-примесей и изотопов гелия и кислорода. Доказывается магматическая природа метеоритов, по аналогии с которыми рассматривается образование планет земной группы и их первичное магматическое расслоение. Табл. 29. Ил. 67. Библиогр. 200 назв.

Ответственный редактор

Д.С.КОРЖИНСКИЙ

Алексей Александрович Маракушев,  
Николай Иванович Безмен

**ЭВОЛЮЦИЯ МЕТЕОРИТНОГО ВЕЩЕСТВА, ПЛАНЕТ  
И МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ**

*Утверждено к печати*

*Институтом экспериментальной минералогии АН СССР*

Редактор С.П. Кориковский. Редактор издательства Т.А. Николаева  
Художник И.А. Слюсарев. Художественный редактор М.В. Версоцкая  
Технический редактор В.В. Лебедева. Корректор В.П. Крылова

ИБ № 27247

Подписано к печати 29.06.83. Т-09382. Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,5. Усл.кр.-отг. 11,8. Уч.-изд.л. 14,4  
Тираж 850 экз. Тип.зак. 422. Цена 2 р. 20 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

Рассмотрение Земли в глобальном геологическом аспекте как одного из тел Солнечной системы, начало которому было положено еще В.И.Вернадским, в последние годы получило особенно быстрое развитие на основе достигнутого очень высокого технического уровня космических исследований, специальных экспериментальных работ и детального химико-аналитического (особенно микрозондового) изучения лунных пород и метеоритов. До получения данных по образцам лунных пород и определения автоматическими станциями состава грунта на поверхности Марса и Венеры космическое вещество, доступное для петрографических исследований, было представлено только метеоритами. Однако вещество метеоритов отличается от горных пород настолько значительно, что представить их образование в общей системе петрогенезиса не представлялось возможным, и учение о метеоритах развивалось независимо от петрологии. Так, например, абсолютный возраст метеоритов, большей частью относящийся к интервалу 4,5—5,0 млрд. лет, несопоставим с возрастом земных горных пород, образование которых продолжается по настоящее время (самые древние породы на поверхности Земли имеют возраст 3,8 млрд. лет). Кроме того, метеориты отличаются от земных пород сильной восстановленностью химических элементов, благодаря чему в их составе доминируют самородное железо, никель, кобальт, образующие металлическую фазу, в которой может содержаться также полностью восстановленный кремний (до 7% в энстатитовых хондритах). Горные породы, содержащие самородное железо, на Земле представляют большую редкость (базальты Диска в Гренландии, долериты р.Курейки в формации сибирских траппов и др.), но и они значительно отличаются от метеоритного вещества по химизму и изотопным соотношениям (они беднее, например, гелием и особенно его легким изотопом). Вследствие такого большого различия взаимоотношения горных пород и метеоритов оставались неясными и стали прослеживаться только в последнее время по мере углубления петрографического исследования лунных образцов, которые представляют собой недостающее звено петрогенетической связи между магматическими сериями толеитовых базальтов на Земле и определенными типами метеоритов. Полученный новый уникальный материал по космическим объектам раскрывает возможности более углубленного понимания как общих вопросов происхождения и развития Земли, так и большой сложности геологических процессов. Прежнее деление этих процессов на экзогенные и эндогенные становится в настоящее время уже недостаточным, все больше внимания привлекают особые космогенно-геологические явления [53], связанные с воздействием на Землю космического (метеоритного) вещества, с образованием ударных кратеров, в которых формируются особые породы, названные импактитами (impact (англ.) — удар) [25]. На фотографиях Марса, Луны и других планет Солнечной сис-

темы, сделанных с искусственных спутников и других космических аппаратов, видно множество ударных кратеров, нередко почти сплошь покрывающих их поверхность. Ударные кратеры называют также астроблемами ("звездными ранами" — в буквальном переводе с греческого), они связаны с падением метеоритов, способных создавать при падении мощные ударные волны. Это кольцевые впадины с центральными поднятиями (небольшими горками в центре) или без них, окруженные валами, которые образовались в результате выброса материала при ударах, достигающие гигантских размеров — до сотен километров в поперечнике. Ударные кратеры особенно многочисленны и хорошо сохраняются на планетах, не защищенных атмосферой и гидросферой, таких как Луна, спутники Марса, Меркурий. На поверхности Земли ударных кратеров несоизмеримо меньше, чем можно предполагать, исходя из частоты мощных метеоритных ударов (количества их за время существования Земли составляет десятки тысяч). Большинство их гасилось атмосферой или попадало в океаны, а возникающие в прошлом кратеры отчасти уничтожались эрозией. Метеоритное вещество содержится в кратерах в виде обломков железных метеоритов (обнаружено в 20 кратерах) и никель-железных шариков, или сферул. Ударная волна, возникающая при падении метеоритов со скоростью более 4 км/с, создает быстрый подъем давления и температуры, вызывающих преобразование окружающих пород, в которых происходят минеральные превращения (твердофазовые переходы), пластические деформации, плавление и испарение вещества. Все эти изменения в породах называются импактным метаморфизмом. В импактитах содержатся минералы высокого давления, такие как стишовит (обнаружен в трех кратерах), коэсит (в 17 кратерах), алмаз и лонсдейлит.

Хотя ударный метаморфизм как один из процессов петрогенезиса (образования определенного класса пород — импактитов) в настоящее время доказан вполне определенно, в конкретных интерпретациях этого явления остается много неясного. Кольцевые структуры, которые устанавливаются на Земле, Луне и других планетах и рассматриваются как астроблемы, в ряде случаев могут представлять собой вулканические кальдеры или другие депрессии (особенно если прослеживается контроль в их размещении протяженными линейными зонами, например на снимках поверхности Луны [27]). Остается неясным также, в какой мере взрывные явления, сопровождающие вулканизм, могут имитировать проявления импактного метаморфизма. Многие астроблемы представляют собой структуры, к которым приурочены магматические проявления, характер связи которых с импактным метаморфизмом остается неясным. Примером может служить широко известный медно-никеленосный лополит Сёдбери (штат Онтарио, Канада), приуроченный к эллипсообразной структуре, которая интерпретируется как астроблема.

Импактный метаморфизм может сопровождаться плавлением пород и развитием особого ударно-взрывного магматизма и псевдомагматических проявлений [52] в метеоритах, лунных и земных горных породах. С ним связывается, вероятно, и образование тектитов [182] — стекол с высоким содержанием кремнезема, форма которых возникает в результате плавления пород и последующей абляции при прохождении через земную атмосферу с большой скоростью [27]. Характерны находки в них минералов,

типичных для импактитов — козсита, бадделейта, лешательерита. В тектиках обнаружены также металлические железо-никелевые включения, нередко в виде шариков, определенно устанавливающие связь тектитов с метеоритным веществом. Вообще, по-видимому, вещество метеоритов значительно рассеяно на поверхности Земли и вовлекается в процессы петрогенезиса более широко, чем это принято считать, причем не только в космогенно-геологических процессах формирования астроблем. Метеоритное вещество в виде шариков и других форм широко рассеивается в ходе абляции метеоритов при падении их в земной атмосфере. Примесь его входит в осадочные образования и в замещающие их метаморфические интрузивные породы, в которых могут сохраняться минералы метеоритов в качестве реликтов. Все это привлекает внимание к метеоритам при различных геохимических и петрологических исследованиях. Метеориты совместно с образцами лунных пород — единственные доступные непосредственному изучению объекты, образование которых относится к периоду формирования планет земной группы и их первичного расслоения (4—5 млрд. лет). Горные породы на поверхности Земли дают более низкие значения абсолютного возраста (от современного до 3,8 млрд. лет). Поэтому формирование Земли как одной из планет Солнечной системы и ее раннее внутреннее расслоение могут рассматриваться лишь на основе изучения метеоритов и лунных пород в системе общей эволюции космического вещества. По отношению к ней должны рассматриваться и последующие процессы формирования магматических серий, связанных с обновлением земной коры и мантии, которые продолжаются до настоящего времени. Динамика этого обновления коры и мантии связана с конвективным переносом вещества, восходящие ветви которого, обусловленные флюидными потоками, наглядно выражены в срединных океанических хребтах. Вдоль глобальной системы этих хребтов прослеживаются термические аномалии, отражающие подъем глубинных флюидов и внедрение магматических масс, спрединг и обновление океанической коры. Еще более радикальные изменения прослеживаются в областях мощного осадконакопления, складчатости и регионального метаморфизма, сопровождаемых дегазацией глубинных зон и развитием мощной коры двухслойного строения, свойственной континентальным областям, под воздействием трансмагматических флюидов [29, 47]. По существу в верхних слоях Земли не осталось даже реликтов первичного расслоения.

Как отмечалось К.П.Флоренским [71], геологическая активность Земли маскирует древнейшие геологические процессы, так что о первом миллиарде лет существования Земли практически нет никаких материалов. Однако представления об этих древнейших геологических процессах очень важны для полного охвата и понимания природы петрогенезиса. Поэтому в настоящей работе особенно много внимания уделяется петрографии единственных каменных представителей процессов, происходивших в Солнечной системе 4—5 млрд. лет назад, — метеоритов и лунных пород в сопоставлении их с породами магматических серий различного типа, распространенными на Земле. На основе подобного сравнительного изучения формируются представления о процессах первичного расслоения планет и их последующей эволюции. В работе затрагиваются также сложные вопросы происхождения метеоритов и планет, которые в настоящее время еще далеки от разрешения и продолжают оставаться предметом дискуссий [1, 2, 4, 12, 61, 33, 76 и

мн. др.] . Представления по этим вопросам, высказываемые в этой работе, отличаются от общепринятых и не претендуют на доказательность. Они отражают материал только сравнительного петрологического изучения метеоритов и горных пород, которым располагают авторы. Однако этот материал оказалось невозможным согласовать с общепринятыми в настоящее время космогоническими представлениями, что и вызвало необходимость обратиться к некоторым новым гипотезам. Вообще же проблема происхождения метеоритов и планет очень сложна и требует для своего разрешения комплексных исследований не только петрологического, но и многих других направлений.

Настоящая работа отражает тот петрологический аспект космических исследований, который стал возможен только в недавнее время с получением образцов лунных пород, которые относятся к той же возрастной группе (4–5 млрд. лет), что и метеориты, но петрологически сходны с базальтами на Земле. Лунные породы впервые позволили понять реальные соотношения между горными породами на Земле и метеоритами, связав их в единую систему петрогенезиса, отражающего формирование и эволюцию планет земной группы.

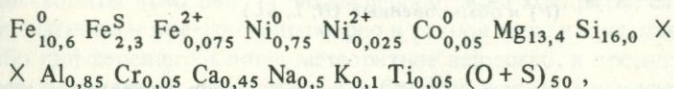
Авторы признательны А.А.Явнелю и Е.Г.Осадчому за замечания по работе.

### УСЛОВНЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

<i>Ab</i> — альбит	<i>How</i> — говардит
<i>An</i> — анортит	<i>I</i> — железный метеорит
<i>Aub</i> — обрит	<i>L</i> — обыкновенный хондрит, бедный железом
<i>Aug</i> — авгит	<i>LL</i> — обыкновенный хондрит, очень бедный железом
<i>C</i> — углистый хондрит	<i>Me</i> — мелилит
<i>Ch</i> — хондрит	<i>Mes</i> — мезосидерит
<i>Cha</i> — шассиньит	<i>Mt</i> — магнетит
<i>Cpx</i> — клинопироксен	<i>Nk</i> — наклит
<i>Di</i> — диопсид	<i>Ol</i> — оливин
<i>Dio</i> — диогенит	<i>Opx</i> — ортопироксен
<i>E</i> — энстатитовый хондрит	<i>Pal</i> — палласит
<i>En</i> — энстатит	<i>Pig</i> — пижонит
<i>Euc</i> — эвкрит	<i>Pl</i> — плагиоклаз
<i>F</i> — форстеритовый хондрит	<i>Px</i> — пироксен
<i>Fa</i> — фаялит	<i>Q</i> — кварц
<i>Fo</i> — форстерит	<i>Sh</i> — шерготтит
<i>Fs</i> — ферросилит	<i>Spl</i> — шпинель
<i>G</i> — вулканическое стекло	<i>Ure</i> — уреилит и другие ультраосновные метеориты
<i>H</i> — обыкновенный хондрит, богатый железом	
<i>Hed</i> — геденбергит	

К настоящему времени более 1700 разнообразных метеоритов сохраняются в коллекциях многих стран, подвергаясь тщательному химическому и минералогическому исследованию. И тем не менее "наши знания о природе метеоритов углубляются медленно и находятся на довольно низком уровне по сравнению с современным состоянием знаний о земных горных породах" [27, с. 10]. Причина этого кроется в отсутствии данных об условиях залегания метеоритного вещества в тех планетных телах, которые являются по отношению к ним материнскими, равно как и данных о положении этих тел в Солнечной системе. Предположительно эти тела находятся в поясе астероидов, отделяющем планеты земной группы от планет-гигантов группы Юпитера. Метеориты обладают высокой плотностью и по этому свойству определенно представляют вещество планет земной группы. Поэтому их исследование имеет большое значение для понимания общего строения этих планет и процессов их развития.

Метеориты составляют отдельные образцы и большие глыбы, относящиеся к различным частям одного или нескольких материнских планетных тел, и большое значение имеет выявление существующих между ними связей петрохимического и минералогического характера с целью реконструкции их положения в материнских планетных телах в ходе их эволюционного развития. В настоящей работе химические составы метеоритов даются в числах атомов в расчете на 50 атомов суммы кислорода и серы [39]. В таком пересчете состав метеорита выражается в виде формулы, например энстатовый хондрит Daniel's Kuil [55]:



где  $\text{Fe}^0$ ,  $\text{Ni}^0$ ,  $\text{Co}^0$  — металлы в самородном состоянии;  $\text{Fe}^{\text{S}}$  (далее в таблицах  $\text{Fe}_S^{2+}$ ) — железо в составе сульфидов;  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Ni}^{2+}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Cr}$  и т.д. — металлы в составе силикатов. Числа атомов приведены к сумме  $\text{O} + \text{S} = 50$ , причем число атомов серы в этой сумме равно числу атомов металлов, связанных в моносulfидах:  $\text{Fe}^{\text{S}} = \text{S} (\text{Fe}_S^{2+} = \text{S})$ . Подобный пересчет анализов делает непосредственно сопоставимыми составы метеоритов по химизму их силикатных частей, даже если они сильно различаются по содержанию самородных железа и никеля.

Преобладающими металлами в метеоритах являются железо, магний и кремний, соотношениями которых определяются все главные типы метеоритов. Соответствующая классификационная диаграмма метеоритов рассматривалась нами ранее [42]. Железо в суммарном его выражении объединялось при ее построении с никелем:  $(\text{Fe} + \text{Ni}) - \text{Mg} - \text{Si}$ . При более деталь-

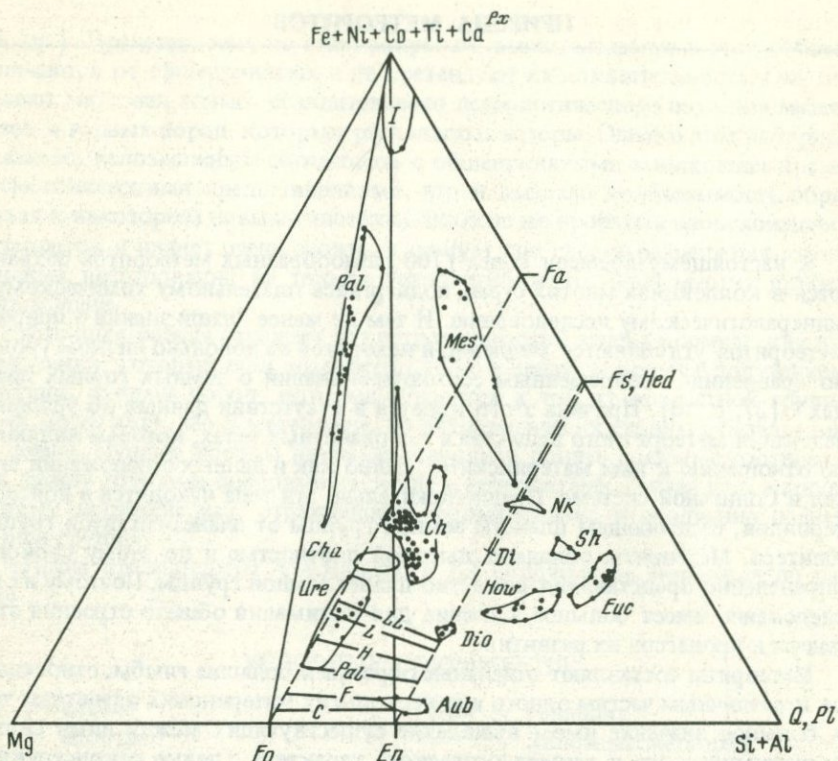


Рис. 1. Петрохимическая диаграмма метеоритов

*Ch* – хондриты [105, 147, 152, 193], *I* – железные метеориты [193], *Mes* – мезосидериты [77, 171, 193], *Pal* – палласиты [74, 193], *Ure* – уреилиты, *Cha* – шассиниты [112, 193], *Aub* – обриты [193], *Dio* – диогениты [153], *How* – говардиты [128, 193], *Euc* – эвкриты [74, 153], *Sh* – шерготтиты, *Nk* – наклиты и ангриты [90, 142]. Коннодами показаны типичные соотношения составов оливина и пироксенов для палласитов и главных типов хондритов – углистых (*C*), энстатит-форстеритовых (*F*) и обыкновенных (*H, L, LL*)

ном рассмотрении взаимоотношений отдельных типов метеоритов целесообразно учесть также другие металлы – алюминий, который в эволюции метеоритного вещества накапливается совместно с кремнием, кобальт и титан, тяготеющие к железу. Роль кальция двойственна. С одной стороны, он концентрируется совместно с алюминием, связываясь в составе основного плагиоклаза, с другой стороны, он накапливается совместно с железом, связываясь в составе богатых железом клинопироксенов, таких как геденбергит. Соответственно классификация метеоритов производится нами в этой работе на петрохимической диаграмме (рис. 1) в отношении главных породообразующих металлов:  $Mg - (Si + Al) - (Fe + Ni + Co + Ti + Ca^{Px})$ , где  $Ca^{Px}$  обозначает кальций, входящий в состав пироксена. Он вычислялся путем вычитания из общего атомного количества кальция количества этого элемента, связанного в составе плагиоклаза  $Ca^{Pl} = 0,5 (Al - Na - K)$ :

$$Ca^{Px} = Ca - 0,5 (Al - Na - K).$$

На диаграмме показаны также твердые растворы оливина и пироксенов и проведены конноды, отражающие типичное взаимное соответствие составов этих минералов для наиболее распространенных разновидностей метеоритов (хондритов различного типа, палласитов). С их использованием можно представить фазовые диаграммы, связывающие валовые составы метеоритов, приведенные на рис. 1, с их нормативным минеральным составом. В состав всех метеоритов (кроме гидратированных и окисленных их типов) наряду с силикатами входит самородное (металлическое) железо (с переменным содержанием никеля), и по парагенезисам нормативных минералов метеориты подразделяются, согласно рис. 1, на железные, железо-оливиновые (палласиты), железо-оливиновые пироксенсодержащие (уреилиты), железо-оливин-пироксеновые (большинство хондритов), железо-пироксеновые (энстатитовые хондриты, *E*), пироксеновые (обриты) и железо-пироксеновые с плагиоклазом и кварцем, которые подразделяются на богатые железом (мезосидериты), с умеренным содержанием железа (наклиты, ангриты) и относительно бедные железом (обычные каменные метеориты, или ахондриты, — диогениты, говардиты, эвкриты и шерготиты). Эта систематика метеоритов по нормативному минеральному составу не полностью соответствует реальному (модальному) минеральному составу метеоритов вследствие реакционных соотношений оливина, который кристаллизуется из расплавов с нормативным кварцем (это отражает инконгруэнтное плавление пироксена). Поэтому он обычно содержится и в нормативно-кварцевых стекловатых типах метеоритов, сохраняясь в них вследствие заковки.

Во многие метеориты входят минералы переменной железистости (зональные кристаллы оливина, пироксенов, шпинели), что создает неопределенность в графическом выражении нормативного состава. На диаграмме (см. рис. 1) вынесены преобладающие составы сосуществующих оливина и пироксенов в палласитах и главных типов хондритов (соединены коннодами). С их использованием нормативный состав метеоритов может оцениваться с учетом железистости минералов.

Метеориты (см. рис. 1) подразделяются на хондриты, сложенные железом, магнием и кремнием примерно в равной мере и представляющие собой слабо дифференцированное метеоритное вещество, и продукты расслоения этого вещества на разновидности, богатые железом и магнием (железные метеориты, палласиты, уреилиты) и обогащенные кремнием (пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые ахондриты, мезосидериты). Это расщепление метеоритного вещества зафиксировано в структуре хондритов, состоящих из хондр — мелких стекловатых или раскристаллизованных капелек силикатного состава, соответствующих ахондритам, и заключающей их матрицы, богатой железом, никелем, углеродом (соответствует палласитам, железным метеоритам). Это соответствие (хондры хондритов — ахондриты, матрица хондритов — палласиты, железные метеориты) по породообразующим элементам (Si, Mg, Fe, Ni) отражает происхождение метеоритов, связанных, как отмечалось [43, 44], с материнскими планетными телами, слабо дифференцированными (хондриты) или расслоенными на богатую железом внутреннюю (палласиты, железные метеориты) и силикатную наружную (ахондриты) оболочки. Каждая из них подверглась затем автономному расслоению (скрытому — с постепенным изменением состава и явному —

дискретному), с чем связаны отклонения составов железных метеоритов, палласитов, ахондритов от соответствующих им составов матриц и хондритов по химизму отдельных фаз и общим петрохимическим и геохимическим характеристикам. Метеориты принято подразделять на следующие типы: хондриты (обыкновенные, энстатитовые, форстеритовые, углестые), метеориты, богатые железом, — железные (гексаэдриты, октаэдриты, атакситы), палласиты, мезосидериты и ахондриты (пироксен-оливиновые, энстатитовые, гиперстеновые, авгитовые, пироксен-плагиоклазовые). Преобладают хондриты (86% общего числа 904 падений метеоритов), и только 14% составляют все остальные типы, причем около 7% приходится на метеориты, богатые железом, и 7% — на силикатные, бедные железом ахондриты [134].

По условиям образования метеориты подразделяются на неоднородные (неравновесные), относящиеся к вулканической фации (содержат вулканическое стекло, зональные кристаллы, минералы и структуры, свойственные вулканическим образованиям), и однородные, медленно раскристаллизованные в условиях плутонической фации. Этим фациальным разделением метеоритов подчеркивается их связь с материнскими планетными телами, с процессами вулканизма на их поверхности и с глубиной магматической кристаллизации в недрах. В этом отношении метеориты подобны астероидам, связанным с распадом небольших периферийных планет земной группы (пояс астероидов выделяется между Марсом и Юпитером [27]). Астероиды называются еще малыми планетами (самый крупный из них имеет 760 км в диаметре). Имеются многочисленные работы по измерениям яркости, альбедо и других оптических свойств астероидов. По этим данным астероиды вращаются с довольно большими скоростями, что проявляется в изменении интенсивности их отраженного излучения со временем и определяет их "вытянутую или нерегулярную форму" [27, с. 319]. Поэтому астероиды представляют собой, по-видимому, обломки планет более крупного размера.

Телескопические спектры астероидов позволяют проследивать их аналогию с метеоритами различного типа. Соответственно приведенной выше распространенности различных типов метеоритов среди астероидов преобладают аналоги хондритов [27]: астероид Алинда (обыкновенный *H* хондрит Bremervörde), астероид Дембовска (обыкновенный *LL* хондрит *Jelica*), астероиды Сафо и Паллада (*C3* хондриты *Lance* и *Kargoonda*), астероиды Эос и Идуна (*C2* хондриты *Murchison* и *Mighei*), астероид Психея (*E* хондрит *Abee*). Подобные астероиды, сложенные слабо дифференцированным метеоритным веществом, концентрируются преимущественно во внешней части пояса астероидов, а во внутренней его части отмечаются астероиды, сложенные веществом, аналогичным, с одной стороны, метеоритам, богатым железом (палласитам, железным метеоритам), с другой стороны, ахондритам, сложенным в основном силикатами. Интересны сочетания в пространстве этих астероидов (отражающих глубоко зашедшую контрастную дифференциацию космического вещества), приводящие к представлению [200] о распавшихся планетах, внутренние части которых были сложены богатым железом веществом (аналогами палласитов или железных метеоритов, астероид Герта), а внешние части были представлены силикатными породами (аналогами ахондритов, астероид Найза). Дифференцированные типы ве-

щества устанавливаются также в астероидах Атамантис (мезосидерит Veramin), Веста (базальтовый хондрит Караета) и др. Таким образом, метеориты сопоставляются, с одной стороны, с веществом планет, очень слабо дифференцированных, составляющих, по-видимому, самую внешнюю зону системы планет земной группы, с другой стороны, с веществом планет, в которых прошла дифференциация вещества с обособлением в них богатого железом ядра, мантийной и коровой силикатных оболочек, как на Земле, а также на других сходных с ней планетах. Поэтому исследование метеоритов (см. рис. 1) слабо дифференцированных типов (хондритов) и продуктов полной дифференциации метеоритного вещества — богатых железом (палласиты, железные метеориты) и силикатных (хондриты) — играет большую роль в понимании процессов образования планет земной группы и их ранней дифференциации.

Предполагается, что метеориты представляют обломки множества небольших планет, не успевших стабилизироваться и распавшихся путем взрыва под давлением газов (главным образом водорода), сосредоточивающихся в их недрах в ходе начальной дифференциации и внутреннего расщепления [42, 43]. Однако о величине материнских тел метеоритов судить трудно как по размеру астероидов (обломков планет), так и по общей массе вещества в поясе астероидов, которая постоянно уменьшается в результате падения метеоритов в продолжение уже более 4,5 млрд. лет. Возможно, некоторые из подобных тел были достаточно большими, чтобы обеспечить высокое давление в их недрах, необходимое для образования алмазов, свойственных некоторым типам метеоритов (уреилиты, часть железных метеоритов). Однако вопрос этот сложный, и некоторые исследователи [11, 27] склонны связывать происхождение алмазов в метеоритах с ударными явлениями (при падении их на Землю и столкновениях в космическом пространстве).

## ХОНДРИТЫ

### Первичная дифференциация и валовые составы хондритов

Хондриты, как видно на рис. 1, составляют компактную группу метеоритов с относительно ограниченными вариациями химического состава, в котором одинаково важную роль играют  $MgO$ ,  $SiO_2$  и  $Fe (+ FeO)$ , тогда как остальные элементы относятся к второстепенным или примесям. Средний состав хондритов (в ат.% металлов), по Х.Е.Зюсу и Г.К.Юри (цит. по [55]), характеризуется следующими цифрами:  $Si - 36,3$ ,  $Mg - 33,2$ ,  $Fe - 21,8$ ,  $Al - 3,45$ ,  $Ca - 1,78$ ,  $Na - 1,59$ ,  $Ni - 0,995$ ,  $Cr - 0,283$ ,  $Mn - 0,249$ ,  $P - 0,182$ ,  $K - 0,115$ ,  $Ti - 0,089$ . Вариации состава хондритов различного типа определяют разделение их (рис. 2, табл. 1) на две петрохимические группы (I — богатые железом и магнием; II — богатые кремнием) и минералогические типы: обыкновенные оливин-пироксеновые ( $H$  — богатые железом с магнезиальными силикатами,  $L, LL$  — бедные железом с более железистыми силикатами), форстеритовые ( $C$  и  $F$ ) и энстатитовые ( $E$ ). Распространенность их характеризуется следующими величинами (в % от общего числа 643 падений) [134]:  $L - 45$ ,  $H - 40$ ,  $LL - 8$ ,  $C - 5$ ,  $E - 2$ . Соответственно

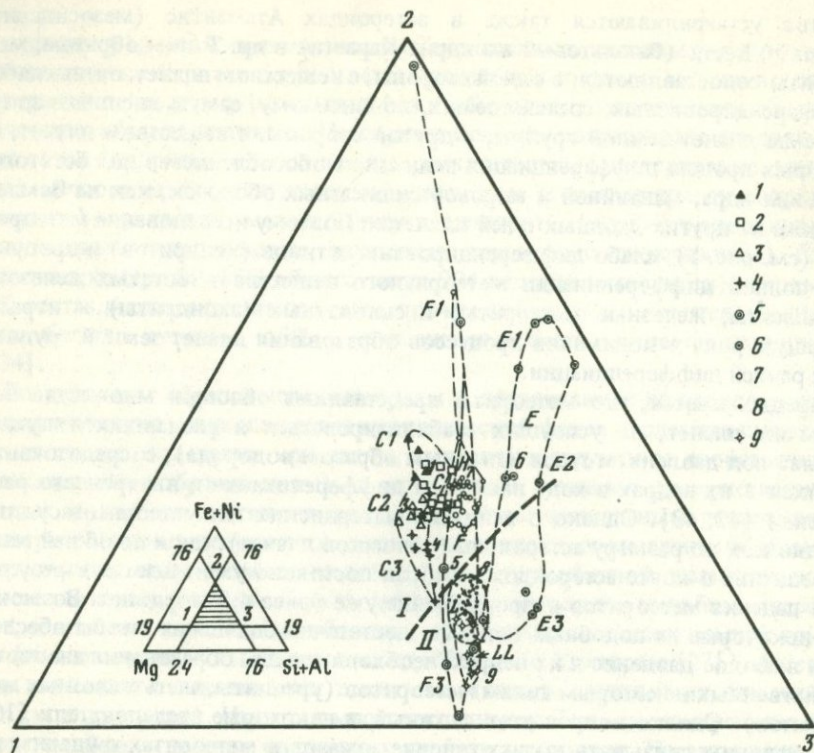


Рис. 2. Фрагмент диаграммы Mg-(Si + Al)-(Fe + Ni) по рис. 1 (заштрихованная площадь) с сопоставлением состава хондритов различного типа

1-4 - углистые: 1 - C1, 2 - C2, 3 - C3 (O), 4 - C3 (V); 5 - F (энстатит-форстеритовые); 6 - E (энстатитовые); 7-9 - оливин-пироксеновые или обыкновенные: 7 - H, 8 - L, 9 - LL; I-II - разделение хондритов на две группы: I - богатые железом и магнием, II - богатые кремнием; I-9 - (цифры на схеме) соответствуют номерам анализов в табл. 1

богатые железом и магнием (ультраосновные) хондриты I группы составляют 47%, а основные, более богатые кремнием, - 53%. В группу I входят все подтипы углистых хондритов (C1, C2, C3), хондриты типа H и богатые железом форстеритовые (подтипы F1, F2) и энстатитовые (E1, E2) хондриты. Группы II охватывает типы L, LL и бедные железом хондриты подтипов F3, E3. Это подразделение хондритов на богатые и бедные железом отражено в условных обозначениях главных их типов H (от английского high - высокий) и L, LL (low - низкий). Соответствующие символы иногда используются для подразделения типов E и F на подтипы с высоким (EH и FH) и низким содержанием железа (EL и FL), что соответствует подразделению их на группы I и II, принятому в настоящей работе (см. рис. 2).

В табл. 2 и 3 приводятся средние составы типов хондритов с подразделением на подтипы тех из них, разброс составов которых по содержанию железа очень велик (C1, C2, C3, E1, E2, E3, F1, F2, F3).

Чтобы исключить различия хондритов по степени поздней наложенной

Таблица 1. Примеры хондритов различного типа, представленных на диаграмме (см. рис. 2)

Элементы	1*	2	3	4	5	6	7	8	9
	Orgueil, C1 [193]	Mighei, C2 [193]	Allende, C3(V) [94]	Ornans, C3(O) [193]	Kakangari, F3 [193]	Atlanta, E5 [193]	Sharps, H3 [113]	Kyushu, L6 [193]	Manbhoom, LL6 [193]
Fe <sup>0</sup>	—	—	0,065	0,278	3,032	10,612	5,097	2,378	0,253
Ni <sup>0</sup>	0,524	0,534	0,504	0,500	0,491	0,712	0,685	0,485	0,278
Co <sup>0</sup>	0,027	0,022	0,022	0,030	0,031	0,051	0,036	0,017	0,014
C <sup>0</sup>	8,191	5,396	0,514	0,629	1,852	1,035	1,873	0,053	0,437
Fe <sup>2+</sup> S	5,434	2,983	0,976	1,502	3,922	2,032	1,555	1,420	1,190
Fe <sup>2+</sup>	5,034	6,957	8,045	8,208	2,179	0,248	4,495	4,571	5,460
Mn	0,087	0,076	0,054	0,071	0,099	0,054	0,100	0,101	0,092
Mg	12,441	12,610	13,003	13,022	13,566	13,257	13,064	13,032	12,835
Si	11,899	12,080	12,125	11,995	13,642	15,691	13,943	14,127	13,595
Al	1,023	1,104	1,365	1,081	0,993	1,318	0,882	0,772	1,181
Cr	0,146	0,121	0,146	0,158	0,057	0,134	0,140	0,151	0,171
Ca	0,689	0,769	0,991	0,754	0,663	0,168	0,722	0,642	0,543
Na	0,759	0,534	0,309	0,385	0,750	0,454	0,626	0,499	0,693
K	0,047	0,028	0,014	0,077	0,029	0,045	0,035	0,054	0,057
P	0,123	0,110	0,069	0,104	0,103	0,160	0,097	0,096	0,098
Ti	0,027	0,027	0,040	0,051	0,033	0,016	0,036	0,035	0,021
O	44,566	47,017	49,024	48,498	46,078	47,968	48,445	48,574	48,810
S	5,434	2,983	0,976	1,502	3,922	2,032	1,555	1,426	1,190

\* Соответствует номерам точек на рис. 2.

П р и м е ч а н и е. Никель и кобальт условно даны полностью в металлическом состоянии (без разделения на Ni и NiO, Co и CoO). Здесь и в последующих таблицах числа атомов даны в расчете на 50 атомов O + S.

Т а б л и ц а 2. Средние содержания петрогенных элементов хондритов [94, 147, 148, 126, 193 и др.]

Хондриты			Fe	Mn	Ni	Co	Mg	Si	Al
Углистые	МАС. %	C1	25,66	0,275	1,42	0,069	13,28	14,45	1,17
		C2	26,29	0,204	1,53	0,067	14,46	16,04	1,42
		C3	25,95	0,157	1,47	0,066	15,57	16,80	1,67
	ЧИСЛО АТОМОВ	C1	13,33	0,145	0,704	0,034	15,84	14,92	1,26
		C2	12,42	0,098	0,686	0,030	15,69	15,07	1,39
		C3	11,56	0,071	0,623	0,028	15,93	14,88	1,54
Обыкновенные	МАС. %	H	28,24	0,235	1,75	0,086	14,48	17,48	1,29
		L	22,36	0,260	1,20	0,054	15,61	19,34	1,276
		LL	20,84	0,272	0,958	0,047	16,06	19,72	1,50
	ЧИСЛО АТОМОВ	H	12,75	0,108	0,752	0,037	15,02	15,69	1,21
		L	9,23	0,109	0,471	0,021	14,80	15,87	1,09
		LL	8,37	0,111	0,366	0,018	14,85	15,75	1,25
Энстатитовые	МАС. %	E1	33,55	0,150	1,80	0,100	10,65	16,54	1,11
		E2	29,12	0,185	1,74	0,11	12,76	18,13	0,992
		E3	21,81	0,189	1,40	0,08	14,58	20,11	1,07
	ЧИСЛО АТОМОВ	E1	17,21	0,078	0,880	0,049	12,55	16,87	1,18
		E2	13,50	0,090	0,769	0,040	13,59	16,71	0,952
		E3	9,09	0,080	0,555	0,032	13,96	16,67	0,922
Форстеритовые	МАС. %	F1	33,67	0,189	2,33	0,889	11,91	14,46	1,18
		F2	23,08	0,280	1,44	0,061	14,95	17,53	1,20
		F3	19,18	0,292	1,16	0,042	16,56	19,82	1,27
	ЧИСЛО АТОМОВ	F1	18,38	0,105	1,21	0,460	14,93	15,69	1,33
		F2	10,29	0,127	0,610	0,026	15,31	15,54	1,11
		F3	7,69	0,119	0,442	0,016	15,25	15,80	1,05

П р и м е ч а н и е. Составы метеоритов представлены в пересчете на безводное вещество при полной восстановленности Fe, Ni, Co, C.

гидратации (которая особенно интенсивна в хондритах, первично богатых магниезальным оливином, например в углистых хондритах), химические анализы хондритов пересчитаны на безводное вещество. Следующим шагом на пути унификации составов явилось приведение их к единой для всех хондритов степени окисления элементов, при которой железо, никель, кобальт, углерод и сера представлены в полностью восстановленном состоянии. При этом утратилось различие хондритов по первичной окисленности вещества, которая возрастает в последовательности  $E-C(F)-H-L-LL$ , что прослеживается по возрастанию железистости первичных силикатов, входящих в их состав. В хондритах типов  $E$ ,  $F$  и отчасти  $C$  первичная железистость оливина и пироксенов близка к нулю, что отражает практическое отсутствие в их химическом составе окислов железа (полную восстановленность этого металла). В обыкновенных хондритах железистость силикатов более высокая, порядка 17 (тип  $H$ ), 23 (тип  $L$ ) и 27 (тип  $LL$ ). Приведение их средних составов к полной восстановленности железа исключает это различие хондритов, как и наложенное более позднее окисление элементов,

Cr	Ca	Na	K	P	Ti	S	C	O
0,330	1,49	0,697	0,069	0,175	0,059	8,25	5,03	27,58
0,392	1,59	0,432	0,068	0,142	0,067	4,09	2,88	30,32
0,370	1,80	0,360	0,052	0,116	0,092	2,62	0,739	32,16
0,184	1,08	0,880	0,051	0,164	0,036	7,46	12,15	50,00
0,199	1,05	0,496	0,046	0,121	0,037	3,37	6,33	50,00
0,177	1,12	0,389	0,033	0,093	0,048	1,68	1,53	50,00
0,358	1,20	0,604	0,093	0,118	0,063	2,16	0,104	31,73
0,392	1,38	0,697	0,092	0,117	0,066	2,35	0,098	34,71
0,398	1,25	0,693	0,108	0,139	0,092	2,12	0,126	35,66
0,174	0,757	0,662	0,060	0,096	0,033	1,70	0,218	50,00
0,174	0,794	0,699	0,054	0,087	0,032	1,69	0,188	50,00
0,172	0,697	0,676	0,062	0,101	0,043	1,49	0,236	50,00
0,321	1,02	0,682	0,099	0,150	0,040	5,55	0,311	27,99
0,321	0,721	0,602	0,091	0,160	0,050	3,80	0,401	30,90
0,351	0,680	0,600	0,071	0,120	0,060	4,05	0,460	34,37
0,177	0,731	0,850	0,073	0,139	0,024	4,96	0,741	50,00
0,160	0,466	0,678	0,060	0,134	0,027	3,08	0,865	50,00
0,157	0,395	0,607	0,042	0,090	0,029	2,94	0,891	50,00
0,229	0,989	0,659	0,069	0,040	0,060	7,04	0,050	26,24
0,374	1,240	0,721	0,072	0,141	0,067	5,68	1,020	32,13
0,251	1,180	0,782	0,073	0,083	0,083	3,15	0,365	35,72
0,134	0,752	0,874	0,054	0,039	0,038	6,69	0,127	50,00
0,179	0,772	0,781	0,046	0,113	0,035	4,41	2,110	50,00
0,108	0,659	0,762	0,042	0,060	0,039	2,20	0,681	50,00

которое особенно интенсивно в хондритах, испытавших вторичную гидратацию (углистых и др.). Позднее окисление железа в углистых хондритах фиксируется обрастанием зерен самородного железа и хромита вторичным магнетитом [169]. Средние составы хондритов приводятся в массовых процентах для породообразующих элементов (см. табл. 2) и в граммах на тонну для элементов-примесей (см. табл. 3), а также в атомных числах на 50 атомов кислорода.

Прежде чем перейти к детальному сопоставлению полученных данных, остановимся на некоторых общих особенностях состава хондритов. Прежде всего обращает на себя внимание простота их металлического состава. Они сложены главным образом магнием, железом и кремнием. Остальные металлы резко подчинены (Al, Ca, Na, Ni) или относятся к второстепенным (K, Cr, Ti, Co, P, C) и элементам-примесям (наиболее существенны из них Cu, Zn, Ge, V). Рассмотрим положение этих групп металлов, а также неметаллов, свойственных хондритам (O, H, S), в Периодической системе химических элементов, для чего воспользуемся расширенным ее вариантом,

Т а б л и ц а 3. Средние содержания элементов-примесей хондритов [94, 147, 148, 126, 193 и др.]

Хондриты			Li	Be	B	Sc	V	Cu	Zn
Углистые	г/г	C1	1,81	—	7,94	8,08	118,47	174,22	427,89
		C2	1,85	0,043	11,59	9,95	166,40	144,20	224,30
		C3	1,92	—	7,70	10,16	149,80	120,90	115,50
	число атомов	C1	7,57	—	21,31	5,22	67,45	79,52	189,60
		C2	7,03	0,130	28,27	5,84	86,18	59,88	90,30
		C3	6,90	—	17,72	5,62	73,13	47,32	44,11
Обыкновенные	г/г	H	1,76	0,039	1,04	7,89	87,26	93,90	35,84
		L	1,87	0,045	0,770	8,50	128,00	97,01	55,58
		LL	1,89	0,034	1,47	8,65	102,00	88,15	58,70
	число атомов	H	6,42	0,110	2,42	4,43	43,19	37,27	13,82
		L	6,22	0,110	1,64	4,36	57,94	35,20	19,60
		LL	6,13	0,090	3,06	4,32	44,96	31,14	20,16
Энстатитовые	г/г	E1	—	—	—	5,90	99,00	201,00	271,00
		E2	1,30	0,020	—	6,50	163,00	178,00	197,00
		E3	—	—	—	8,08	82,70	100,00	41,30
	число атомов	E1	—	—	—	3,76	55,69	90,64	118,80
		E2	4,86	0,058	—	3,75	82,94	72,61	78,12
		E3	—	—	—	4,18	37,79	36,63	14,71

Т а б л и ц а 3 (продолжение)

Хондриты			Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Cs
Углистые	г/г	C1	0,807	0,255	0,909	0,110	2,23	0,190	0,265
		C2	0,802	0,234	0,547	0,057	0,900	0,191	0,150
		C3	0,725	0,106	0,220	0,029	0,856	0,128	0,079
	число атомов	C1	0,220	0,069	0,234	0,028	0,545	0,045	0,058
		C2	0,200	0,057	0,128	0,013	0,200	0,041	0,030
		C3	0,170	0,024	0,049	0,006	0,179	0,026	0,015
Обыкновенные	г/г	H	0,809	0,099	0,031	0,009	0,623	0,083	0,058
		L	0,651	0,101	0,037	0,009	0,729	0,080	0,198
		LL	0,512	0,069	0,042	0,007	0,347	0,086	0,188
	число атомов	H	0,192	0,023	0,007	0,002	0,132	0,017	0,011
		L	0,141	0,022	0,008	0,002	0,142	0,015	0,034
		LL	0,108	0,014	0,008	0,001	0,066	0,016	0,032
Энстатитовые	г/г	E1	0,860	0,273	0,440	0,057	1,500	0,231	0,156
		E2	0,82	0,218	0,305	0,027	1,400	0,244	0,144
		E3	0,76	0,113	0,066	0,005	—	0,113	0,111
	число атомов	E1	0,232	0,073	0,112	0,014	0,362	0,054	0,034
		E2	0,200	0,052	0,070	0,006	0,306	0,052	0,028
		E3	0,166	0,024	0,014	0,001	—	0,022	0,019

Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ru	Rh
11,99	43,63	2,59	11,99	2,16	13,94	0,418	1,92	0,962	—
8,50	33,03	1,64	11,50	2,38	12,33	0,678	1,89	1,05	—
7,06	19,68	1,24	14,76	2,57	10,38	0,663	2,11	1,08	—
4,99	17,43	0,880	3,97	0,705	4,43	0,131	0,581	0,280	—
3,22	12,01	0,506	3,46	0,706	3,57	0,193	0,520	0,273	—
2,52	6,75	0,361	4,19	0,718	2,83	0,260	0,550	0,270	—
6,25	13,19	1,70	9,45	2,39	8,31	0,416	1,61	1,39	0,260
6,06	9,06	3,12	10,93	2,13	9,37	0,729	1,95	0,843	0,229
4,98	8,38	2,54	11,68	2,07	7,78	1,05	1,15	0,526	0,505
2,26	4,20	0,503	2,72	0,680	2,30	0,113	0,423	0,350	0,064
2,00	2,88	0,842	2,88	0,553	2,37	0,181	0,470	0,192	0,051
1,60	2,59	0,686	2,99	0,523	1,92	0,254	0,270	0,120	0,110
16,90	52,00	2,28	6,93	1,62	6,50	—	—	1,01	—
16,10	44,50	2,47	7,95	1,02	6,50	—	—	0,97	0,25
10,50	24,50	2,09	8,43	—	8,00	0,01	—	1,29	—
6,95	20,53	0,764	2,27	0,522	2,04	—	—	0,286	—
5,99	15,89	0,749	2,35	0,297	1,85	—	—	0,249	0,063
3,50	7,86	0,569	2,24	—	2,04	0,003	—	0,297	—

Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
3,04	0,321	0,863	0,131	0,634	0,205	0,079	0,289	0,061
6,16	0,389	1,067	0,154	0,751	0,249	0,094	0,349	0,057
5,850	0,476	1,310	0,153	0,957	0,319	0,115	0,438	0,068
0,642	0,067	0,179	0,027	0,128	0,040	0,015	0,053	0,011
1,18	0,074	0,201	0,029	0,137	0,044	0,016	0,059	0,009
1,05	0,085	0,233	0,027	0,165	0,053	0,019	0,069	0,011
7,35	0,336	0,905	0,127	0,640	0,213	0,079	0,297	0,056
6,76	0,372	1,190	0,146	0,694	0,235	0,087	0,326	0,057
6,80	0,337	1,110	0,112	0,683	0,230	0,084	0,297	0,058
1,35	0,061	0,163	0,023	0,112	0,036	0,013	0,048	0,009
1,13	0,062	0,196	0,024	0,111	0,036	0,013	0,048	0,008
1,11	0,054	0,178	0,018	0,106	0,031	0,013	0,042	0,008
1,90	0,259	0,675	0,102	0,444	0,155	0,052	0,199	0,036
5,90	0,197	0,526	0,054	0,400	0,134	0,056	0,192	0,025
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,396	0,053	0,138	0,021	0,088	0,030	0,010	0,036	0,006
1,11	0,037	0,097	0,010	0,072	0,023	0,010	0,032	0,004
—	—	—	—	—	—	—	—	—



Таблица 3 (окончание)

Хондриты			Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf
Углистые	г/г	C1	0,341	0,078	0,223	0,031	0,220	0,033	0,446
		C2	0,404	0,089	0,270	0,041	0,254	0,039	0,259
		C3	0,480	0,099	0,322	0,044	0,262	0,039	0,267
	число атомов	C1	0,061	0,014	0,039	0,005	0,037	0,006	0,073
		C2	0,066	0,014	0,043	0,006	0,039	0,006	0,038
		C3	0,074	0,015	0,048	0,007	0,038	0,006	0,037
Обыкновенные	г/г	H	0,347	0,077	0,233	0,039	0,220	0,037	0,218
		L	0,363	0,088	0,254	0,036	0,224	0,037	0,187
		LL	0,368	0,085	0,242	0,037	0,224	0,036	0,183
	число атомов	H	0,054	0,012	0,035	0,006	0,032	0,005	0,030
		L	0,052	0,012	0,035	0,005	0,030	0,005	0,024
		LL	0,051	0,012	0,033	0,005	0,029	0,005	0,023
Экзотиповые	г/г	E1	0,222	0,053	0,163	0,024	0,153	0,026	—
		E2	0,222	0,040	0,157	0,014	0,145	0,019	—
		E3	—	—	—	—	—	—	—
	число атомов	E1	0,039	0,009	0,028	0,004	0,025	0,004	—
		E2	0,035	0,006	0,024	0,002	0,022	0,003	—
		E3	—	—	—	—	—	—	—

представленным в табл. 4. Вывод ее, рассмотренный ранее [39], здесь не приводится. Отметим только относительность периодического закона изменения свойств элементов, которые проявляются в химических соединениях и, следовательно, зависят от окислительного их состояния. Так, железо, кобальт, никель в таблице Д.И.Менделеева находятся в VIII группе, что отражает максимально возможную их степень окисления, которая в реальных химических соединениях не проявляется (известна только у их тяжелых аналогов — OsO<sub>4</sub> и др.). Это связано с тем, что в развитии атомной структуры элементов с последовательным заполнением электронами орбитали 3d, которая при полном ее развитии включает десять электронов (3d<sup>10</sup>), происходит стабилизация полуорбитали 3d<sup>5</sup>, благодаря чему возникает стабильная электронная конфигурация 3s<sup>2</sup>3p<sup>6</sup>3d<sup>5</sup>, определяющая положение железа в III группе Периодической системы и наиболее стабильное окислительное состояние этого элемента на поверхности Земли, где окись железа Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> находится в ассоциации с высшими окислами кремния (SiO<sub>2</sub>) и алюминия (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Однако в эволюции метеоритного вещества все эти металлы (Fe, Al, Si) находились, несомненно, в более низком окислительном состоянии, которое в табл. 4 отражено дополнительной периодичностью изменения химических свойств элементов, связанной со стабилизацией в их электронной структуре оболочек типа бериллия (1s<sup>2</sup>2s<sup>2</sup>, 2s<sup>2</sup>2p<sup>6</sup>3s<sup>2</sup>, 3s<sup>2</sup>3p<sup>6</sup>4s<sup>2</sup> и др.), марганца (3s<sup>2</sup>3p<sup>6</sup>3d<sup>5</sup>4s<sup>2</sup>, 3s<sup>2</sup>4p<sup>6</sup>4d<sup>5</sup>5s<sup>2</sup> и др.) и цинка (3s<sup>2</sup>3p<sup>6</sup>3d<sup>10</sup>4s<sup>2</sup>, 4s<sup>2</sup>4p<sup>6</sup>4d<sup>10</sup>5s<sup>2</sup>, 5s<sup>2</sup>5p<sup>6</sup>5d<sup>10</sup>6s<sup>2</sup>). Соответственно в табл. 4 Периодическая система элементов Д.И.Менделеева в несколько модифицированном варианте составляет левые столбцы (в каждой группе) и находится в комбинации с дополнительной системой (правые столбцы элементов в

	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Tl	Pb	Bi	Th	U
—	—	0,049	0,697	0,709	1,47	0,212	0,199	4,45	0,163	0,053	0,124
0,210	0,068	1,020	0,850	1,38	0,191	0,136	2,50	0,090	0,052	0,015	0,015
0,257	0,063	0,963	0,832	1,82	0,180	0,050	1,07	0,043	0,085	0,016	0,016
—	0,008	0,106	0,107	0,218	0,031	0,028	0,622	0,023	0,007	0,015	0,015
0,031	0,010	0,142	0,117	0,186	0,026	0,018	0,318	0,011	0,006	0,002	0,002
0,036	0,008	0,126	0,108	0,232	0,023	0,006	0,128	0,005	0,009	0,002	0,002
0,227	0,064	0,930	0,769	1,550	0,224	0,017	0,193	0,015	0,042	0,015	0,015
0,131	0,041	0,510	0,448	0,950	0,169	0,014	0,363	0,025	0,044	0,016	0,016
0,182	0,032	0,464	0,365	0,833	0,159	0,018	0,368	0,020	0,048	0,013	0,013
0,032	0,009	0,123	0,101	0,200	0,029	0,002	0,024	0,002	0,005	0,001	0,001
0,017	0,005	0,062	0,054	0,112	0,020	0,002	0,040	0,003	0,004	0,001	0,001
0,023	0,004	0,055	0,043	0,096	0,018	0,002	0,040	0,002	0,002	0,001	0,001
—	0,060	0,620	0,250	1,710	0,380	0,082	2,560	0,072	0,030	0,010	0,010
0,130	0,052	0,600	0,550	1,340	0,364	0,036	4,200	0,044	0,036	0,009	0,009
0,142	0,060	0,720	0,557	2,270	0,297	0,006	—	0,011	0,036	0,011	0,011
—	0,009	0,093	0,037	0,251	0,055	0,011	0,354	0,010	0,004	0,001	0,001
0,018	0,007	0,082	0,074	0,178	0,048	0,005	0,525	0,005	0,094	0,001	0,001
0,018	0,008	0,088	0,067	0,271	0,035	0,001	—	0,001	0,004	0,001	0,001

каждой группе), отражающей периодичность изменения свойств металлов в резко восстановительных условиях хондритового петрогенезиса, когда реализуются низкие степени окисления металлов (SiO, FeH, AlH, CrH и др.). Положение химических элементов применительно к метеоритам намечено в табл. 4 кружками в порядке понижения их распространенности (двойной кружок, кружок, двойной пунктирный кружок, пунктирный кружок). Эти элементы составляют компактную группу, показывая, что в хондритах сконцентрировались в основном легкие элементы (в верхнем левом углу таблицы), прилегающие к водороду и гелию. Водород и гелий относятся к наиболее распространенным элементам вселенной: водород составляет 90%, а гелий 9% общего числа атомов, и только 1% приходится на остальные элементы (кислород, азот, углерод, железо и др.). Все эти элементы, несомненно, играли важную роль в первичном хондритовом веществе. Самые тяжелые элементы, сконцентрированные в хондритах, составляют группу железа: хром, марганец, железо, кобальт, никель, медь, цинк. Их объединяет и выделяет среди других элементов, намеченных кружками в табл. 4, более высокое химическое сродство к водороду (относительно кислорода), что наглядно выражено на диаграмме (рис. 3), построенной [39] по величинам энергий диссоциации двухатомных молекул MH (FeH, ZnH и др.) и MO (FeO, ZnO и др.). Пунктирными линиями на диаграмме намечено относительное сродство к кислороду (перечисленные металлы попадают в группу 0–200 кДж этой величины). Из более легких металлов к этой группе относятся щелочные элементы (K, Na). Более высокое относительное сродство к кислороду (200–300 кДж) обнаруживают магний, кальций, фосфор, алюминий. Затем следуют ванадий, титан, кремний (относи-

Т а б л и ц а 4. Периодические системы элементов (главная — левые колонки в каждой группе и дополнительная — правые колонки) применительно к восстановительным условиям (кружками намечено положение элементов различной распространенности в метеоритах)

Группы														Основа периодов систем							
I		II		III		IV		V		VI	VII	VIII		главной	дополнительной						
	1 H		2 He		3 Li		4 Be														
	5 B		6 C		7 N		8 O								1s <sup>2</sup> 2s <sup>2</sup>						
3	9 Li	4	10 Be	5	11 Na	6	12 Mg	7	13 Al	8	14 Si	9	15 P	10	16 S	17	18 Cl	19	20 Ar	1s <sup>2</sup>	2s <sup>2</sup> 2p <sup>4</sup>
	13 Al		14 Si		15 P		16 S													2s <sup>2</sup> 2p <sup>6</sup> 3s <sup>2</sup>	
11	17 Na	12	18 Mg	13	19 K	14	20 Ca	15	21 Sc	16	22 Ti	17	23 V	18	24 Cr	19	20 Mn			2s <sup>2</sup> 2p <sup>6</sup>	3s <sup>2</sup> 3p <sup>4</sup>
19	21 K	20	22 Ca	21	23 Sc	22	24 Ti	23	25 V	24	26 Cr	25	27 Mn							3s <sup>2</sup> 3p <sup>6</sup>	3s <sup>2</sup> 3p <sup>6</sup> 4s <sup>2</sup>
24	26 Cr	25	27 Mn	26	28 Fe	27	29 Co	28	30 Ni	29	31 Cu	30	32 Zn							3s <sup>2</sup> 3p <sup>6</sup> 3d <sup>5</sup>	3s <sup>2</sup> 3p <sup>6</sup> 3d <sup>5</sup> 4s <sup>2</sup>
	31 Ga		32 Ge		33 As		34 Se													3s <sup>2</sup> 3p <sup>6</sup> 3d <sup>10</sup> 4s <sup>2</sup>	
29	35 Cu	34	36 Zn	35	37 Ga	36	38 Ge	37	39 Rb	38	40 Sr	39	41 As	40	42 Se	41	43 Br	42	44 Kr	3s <sup>2</sup> 3p <sup>6</sup> 3d <sup>10</sup>	4s <sup>2</sup> 3p <sup>4</sup>
37	39 Rb	38	40 Sr	39	41 Y	40	42 Zr	41	43 Nb	42	44 Mo	43	45 Tc							4s <sup>2</sup> 4p <sup>6</sup>	4s <sup>2</sup> 3p <sup>6</sup> 5s <sup>2</sup>
42	44 Mo	43	45 Tc	44	46 Ru	45	47 Rh	46	48 Pd	47	49 Ag	48	50 Cd							4s <sup>2</sup> 4p <sup>6</sup> 4d <sup>5</sup>	4s <sup>2</sup> 4p <sup>6</sup> 4d <sup>5</sup> 5s <sup>2</sup>
	49		50		51		52													4s <sup>2</sup> 4p <sup>6</sup> 4d <sup>10</sup> 5s <sup>2</sup>	
47	53 Ag	52	54 Cd	53	55 In	54	56 Sn	55	57 Pb	56	58 Bi	57	59 Po	58	60 At	59	61 Rn	60	62 Fr	4s <sup>2</sup> 4p <sup>6</sup> 4d <sup>10</sup>	5s <sup>2</sup> 5p <sup>4</sup>
	57 La		58 Ce		59 Pr															5s <sup>2</sup> 5p <sup>6</sup> 6s <sup>2</sup>	
55	60 Cs	59	61 Ba	60	62 La	61	63 Ce	62	64 Pr	63	65 Nd	64	66 Pm	65	67 Sm	66	68 Eu	67	69 Gd	5s <sup>2</sup> 5p <sup>6</sup>	4f <sup>2</sup> 5d <sup>1</sup> 6s <sup>2</sup>
	64 Gd		65 Tb		66 Dy															4f <sup>7</sup> 5s <sup>2</sup> 5p <sup>6</sup> 6s <sup>2</sup>	
	67 Ho	66	68 Er	67	69 Gd	68	70 Tm	69	71 Yb	70	72 Lu	71	73 Hf	72	74 Ta	73	75 W	74	76 Re	4f <sup>7</sup> 5s <sup>2</sup> 5p <sup>6</sup>	4f <sup>9</sup> 5d <sup>1</sup> 6s <sup>2</sup>
	71 Lu	70	72 Hf	71	73 Ta	72	74 W	73	75 Re	74	76 Os	75	78 Ir	77	79 Pt	78	80 Au	79	81 Hg	4f <sup>14</sup> 5s <sup>2</sup> 5p <sup>6</sup>	4f <sup>14</sup> 5s <sup>2</sup> 5p <sup>6</sup> 6s <sup>2</sup>
74	76 W	75	77 Ir	76	78 Os	77	79 Pt	78	80 Au	79	81 Hg									5s <sup>2</sup> 5p <sup>6</sup> 5d <sup>5</sup>	5s <sup>2</sup> 5p <sup>6</sup> 5d <sup>5</sup> 6s <sup>2</sup>
	81 Tl		82 Pb		83 Bi		84 Po													5s <sup>2</sup> 5p <sup>6</sup> 5d <sup>10</sup> 6s <sup>2</sup>	
79	85 Au	84	86 Hg	85	87 Tl	86	88 Pb	87	89 Bi	88	90 Po	89	91 At	90	92 Rn	91	93 Fr	92	94 Ra	5s <sup>2</sup> 5p <sup>6</sup> 5d <sup>10</sup>	6s <sup>2</sup> 6p <sup>4</sup>
	89 Ac		90 Th		91 Pa															6s <sup>2</sup> 6p <sup>6</sup> 7s <sup>2</sup>	
87	92 Fr	91	93 Np	92	94 Ac	93	95 Pu	94	96 Th	95	97 Am	96	98 Pa	97	99 U	98	100 Np	99	101 Pu	6s <sup>2</sup> 6p <sup>6</sup>	5f <sup>2</sup> 6d <sup>1</sup> 7s <sup>2</sup>
	96 Cm		97 Bk		98 Cf															5f <sup>7</sup> 6s <sup>2</sup> 6p <sup>6</sup> 7s <sup>2</sup>	
	99 Es	98	100 Fm	99	101 Cm	100	102 Md	101	103 Bk	102	104 No	103	105 Cf	104	106 Es	105	107 Fm	106	108 Md	5f <sup>7</sup> 6s <sup>2</sup> 6p <sup>6</sup>	5f <sup>9</sup> 6d <sup>1</sup> 7s <sup>2</sup>
	103 Lr	102	104 Ku	103	105 Lr	104	106 Ns	105	107 Ku	106	108 Ns	107	109	108	110	109	111	110	112	5f <sup>14</sup> 6s <sup>2</sup> 6p <sup>6</sup>	5f <sup>14</sup> 6s <sup>2</sup> 6p <sup>6</sup> 7s <sup>2</sup>

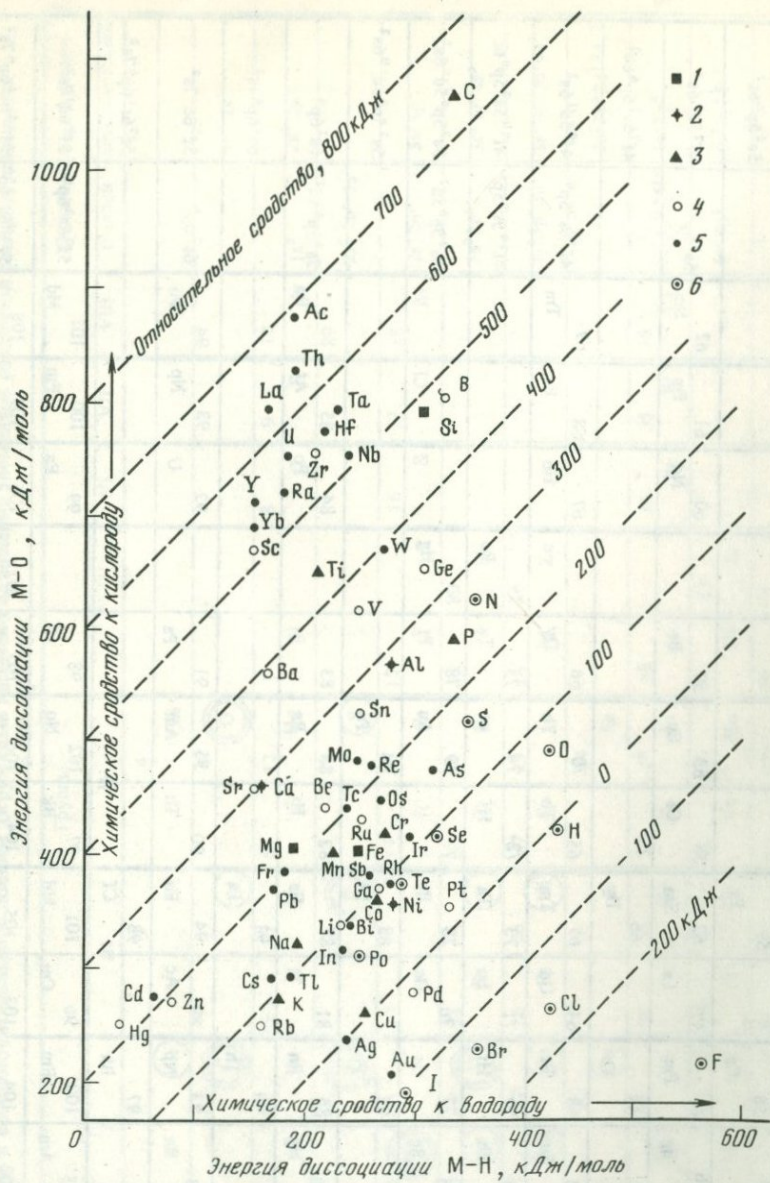


Рис. 3. Диаграмма химического средства элементов к кислороду и водороду, построенная по величинам энергии диссоциации двухатомных молекул [39].  
 Элементы в хондритах: 1-5 - металлы различных групп, обозначенные в порядке понижения их содержания в хондритах H (см. табл. 2, 3); 6 - неметаллы

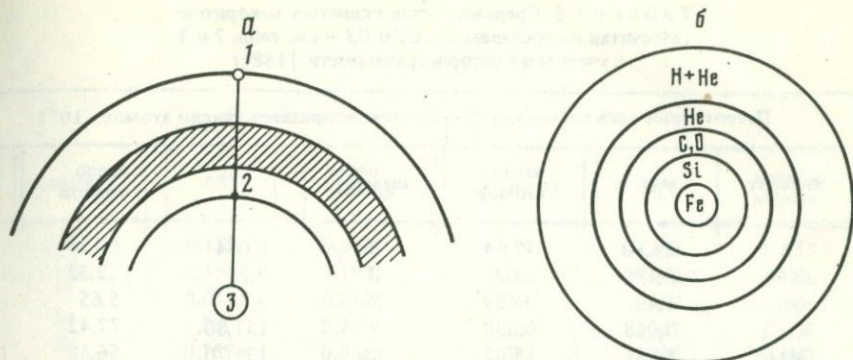


Рис. 4. Схема положения пояса астероидов (заштриховано) в Солнечной системе (а) относительно Юпитера (1), Марса (2) и Солнца (3), предполагаемая тенденция внутреннего химического расслоения которого (б) показана, исходя из представлений об эволюции звезд [27, 69]

тельное сродство в пределах 300–500 кДж). Особое положение на диаграмме занимает углерод, который отличается от других элементов очень высоким относительным сродством к кислороду (700–800 кДж). Это отражает легкую окисляемость углерода, при которой он переходит в миграционную форму (газ CO), так что накопление его в самородном и углеводородном состояниях в хондритах связывается только с крайне восстановительными условиями.

По содержанию элементов относительно кремния средние составы хондритов можно сравнить с атмосферой Солнца [180]. По этим относительным величинам хондриты значительно богаче солнечной атмосферы железом и сидерофильными элементами (никелем, кобальтом и др.), платиной и платиноидами, серебром и золотом. По-видимому, хондриты ближе отвечают валовому составу Солнца, дифференциация которого сопровождалась концентрацией железа и связанных с ним элементов во внутренних частях, как предполагается в представлениях об эволюции звезд (рис. 4).

Сопоставление валовых составов хондритов главных типов показывает принципиальное различие хондритов, богатых железом и магнием (*H*, *C* и др., группа I на рис. 2), и относительно кремнекислых их типов (*L*, *LL* и др., группа II на рис. 2). Первые являются концентраторами сидерофильных элементов — платины, золота, серебра, тогда как во вторых концентрируются совместно с кремнием бериллий, цирконий, молибден, редкие земли и аналогичные элементы. Цинк и свинец концентрируются в типе *L*, а медь, серебро, золото — в типе *H*. Углистые хондриты особенно обогащены серой, медью и халькофильными металлами. В общих чертах распределение элементов между типами *H* и *L* отражает различное относительное химическое сродство их к водороду и кислороду в соответствии с диаграммой на рис. 3. Она показывает, что в хондритах I группы концентрируются больше водородофильные, а в хондритах группы II — оксифильные металлы. Это наглядно выражено соотношением средних составов главных типов хондритов, приведенных в табл. 2 и 3 (с разделением их на группы I и II), по распределению химических элементов между хондритами *C*, *H* и *L*. Характерен

Т а б л и ц а 5. Средний состав углистых хондритов  
(рассчитан по составам C1, C2 и C3 — см. табл. 2 и 3  
с учетом их распространенности [188])

Петрогенные элементы			Элементы-примеси (число атомов · 10 <sup>4</sup> )		
элемент	мас. %	число атомов	элемент	г/т	число атомов
Fe	26,10	12,14	Be	0,044	0,126
Mn	0,195	0,092	B	9,25	22,32
Ni	1,49	0,659	Sc	9,78	5,65
Co	0,068	0,030	V	151,80	77,42
Mg	14,81	15,82	Cu	138,70	56,68
Si	16,18	14,96	Zn	207,10	82,27
Al	1,50	1,44	Ga	8,43	3,14
Cr	0,374	0,187	Ge	28,73	10,28
Ca	1,68	1,09	Rb	1,61	0,489
Na	0,442	0,499	Sr	13,09	3,88
K	0,062	0,041	Y	2,44	0,712
P	0,172	0,114	Zr	12,12	3,34
Ti	0,077	0,042	Nb	0,769	0,215
S	3,88	3,14	Mo	1,99	0,540
C	2,25	4,87	Ru	1,05	0,270
O	30,72	50,00	Pd	0,770	0,188

также средний состав углистого хондрита C (табл. 5), рассчитанный, исходя из приведенных выше данных по C1, C2 и C3.

По среднему составу углистых хондритов составлена диаграмма (рис. 5), отражающая общую распространенность в них химических элементов (химический спектр), соответствующую периодической системе (см. табл. 4). Элементы с четными порядковыми номерами находятся в максимумах концентрации (их распространенность показана на рис. 5, 1), а элементы нечетных номеров — минимумы (см. рис. 5, 2). Максимумы второго порядка четных элементов составляют Mg, Si, Fe (самые распространенные металлы в метеоритах), а нечетных элементов — Al, Mn и др. График на рис. 5 отражает общую закономерность распространенности химических элементов в метеоритах, в которых сконцентрированы в основном легкие металлы (с атомным весом меньше 66) до цинка включительно, но скандий выпадает из этой закономерности, находясь в глубоком минимуме концентрации (в системе четных элементов ему соответствует глубокий минимум, приходящийся на титан). Система минимумов и максимумов распространенности элементов, представленная на рис. 5, может использоваться для приблизительной оценки содержаний химических элементов в метеоритах, аналитические данные по которым отсутствуют или недостаточны.

Углистые хондриты составляют ультраосновной со щелочным уклоном тип метеоритов, богатых магнием и щелочными металлами, а также серой, медью и халькофильными металлами. В то же время этот тип хондритов очень гетерогенен, и они весьма разнообразны по валовому составу, который закономерно изменяется в ряду C1—C2—C3 с последовательным пони-

Элементы-примеси (число атомов  $\cdot 10^4$ )

элемент	г/т	число атомов	элемент	г/т	число атомов
Ag	0,179	0,043	Ho	0,095	0,015
Cd	0,454	0,105	Tm	0,042	0,006
In	0,053	0,012	Yb	0,253	0,038
Sn	1,090	0,238	Lu	0,042	0,006
Sb	0,159	0,034	Hf	0,296	0,043
Cs	0,138	0,027	W	0,234	0,033
Ba	5,550	1,050	Re	0,063	0,009
La	0,417	0,078	Os	0,945	0,129
Ce	1,150	0,213	Ir	0,821	0,111
Pr	0,152	0,028	Pt	1,590	0,212
Nd	0,827	0,149	Au	0,190	0,025
Sm	0,278	0,048	Tl	0,110	0,014
Eu	0,099	0,017	Pb	2,160	0,271
Gd	0,381	0,063	Bi	0,080	0,010
Tb	0,061	0,010	Th	0,067	0,008
Dy	0,425	0,068	U	0,032	0,004

жением роли углерода, меди и халькофильных металлов, платины, никеля и возрастанием значения титана, фосфора, тория, урана, алюминия, лантана и лантаноидов, тантала и ниобия, как показано на диаграмме (рис. 6). Этим рядом хондритов намечается особая редкоземельная ветвь эволюции метеоритного вещества.

С другой стороны, хондриты группы II (типы *L* и особенно *LL*) являются концентраторами кремния, щелочных металлов (цезия, рубидия, натрия). В изменении компонентного состава хондритов с переходом от хондритов II группы (*L*, *LL* и др.) к хондритам I группы (*H*, *C* и др.) прослеживается закономерность петрохимической эволюции, как и в сериях изверженных пород в ходе понижения их кремнекислотности (в антидромном развитии). В этом плане хондриты составляют ряд последовательного обогащения их основаниями (магнием и железом) относительно кислотных элементов (кремния и алюминия): *LL* (*E3*, *F3*)—*L*—*F2*—*C3*—*C2* (*H*, *E2*)—*E1*—*F1*, в котором в составе хондритов понижается роль оксифильных металлов и возрастает роль элементов, концентрирующихся в сильно восстановительной (водородной) обстановке (см. рис. 3). Это изменение валового состава хондритов связано с ранней дифференциацией метеоритного вещества до расщепления его на хондры и матрицу и последующим изменением валовых составов, обусловленным перемещением хондр относительно матрицы хондритов в более позднюю стадию их эволюции. Можно полагать, что вариации валовых составов хондритов, которые возникли до обособления в них хондр, отражают первичную скрытую расслоенность материнских планет. В соответствии с этим предположением были выполнены эксперимен-

тальные исследования расплавов выше температуры их ликвидуса под давлением существенно водородных газов (в сильно восстановительных условиях, отвечающих хондритовому петрогенезису). Использованная экспериментальная установка (рис. 7) рассчитана на высокие газовые давления (до 500 МПа) и температуру до 1500°С. Она основана на применении методики Г.Шюу [6], когда соотношения компонентов во флюидной фазе контролируются аргон-водородной смесью с диффузией водорода через стенку платиновой ампулы.

Выбранные соотношения компонентов в водно-водородных флюидах контролируются парциальным давлением водорода аргон-водородной смеси, предварительно полученной в отдельном сосуде при комнатной температуре. Гомогенные стекла пород исходного состава составлялись из окислов в инертной среде в молибденовых тиглях при  $T > 1400^{\circ}\text{C}$ .

Во избежание диффузии железа в платину, порошок полученного стекла

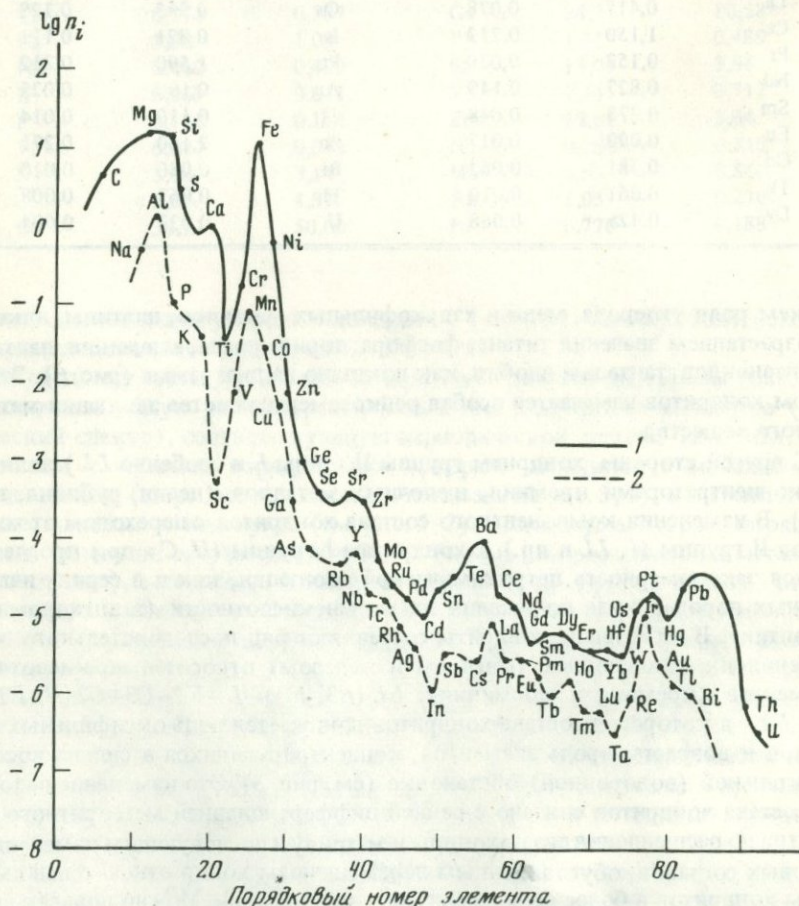


Рис. 5. Диаграмма распространения элементов (химический спектр) углистых хондритов (по среднему составу, см. табл. 5)

$\lg n_i$  — содержание химических элементов (логарифмы чисел атомов в стандартной формуле); 1 — максимальные позиции элементов; 2 — минимальные позиции элементов

помещался в молибденовый тигель, который загружался в платиновую ампулу диаметром 7–8 мм и высотой 60 мм. Ампула заполнялась водой и заваривалась. Для проверки правильности расчетов в эту же ампулу помещалась платиновая ампула меньшего диаметра (3 мм) с контрольной буферной смесью Mo–MoO<sub>2</sub> или SiO<sub>2</sub>–Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>–Fe.

Заряженная ампула вставлялась в вольфрамовый реактор, который заполнялся под давлением до 120 атм аргон-водородной смесью, чтобы парциальное давление водорода соответствовало выбранной фугитивности кислорода при заданных температуре и общем давлении. Реактор устанавливался в сосуд высокого газового давления внутри нагревателя таким образом, чтобы ампула со стеклом находилась в безградиентной зоне нагревателя. Внутренний объем реактора отделяли от передающего давление газа (аргона) специальным уравнивателем-разделителем конструкции Э.С.Персикова [56]. Поскольку через стенки реактора, изготовленного из вольфрама, при высокой температуре утечка водорода практически отсутствует, разработанная методика позволяет проводить эксперименты в течение необходимого времени. Наши опыты длились 2 суток, а затем нагреватель отключался от сети и осуществлялась изобарическая закалка при скорости падения температуры примерно 200 град/мин.

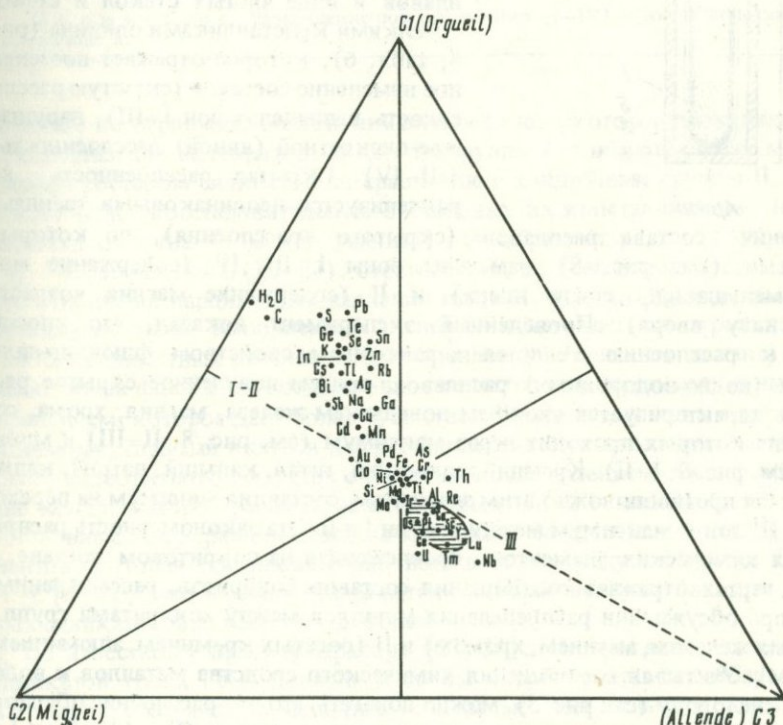


Рис. 6. Типичное распределение химических элементов между углистыми хондритами с нормальной (C1 и C2) и редкоземельной (C3) специализацией [94, 136]. Заштрихована область концентрации редких земель (перечислены в последовательности их относительного накопления в хондритах C3): Dy, (Eu, Sm), La, Ce, Er, Yb, Nd, Pr, (Ho, Y), Tm, Lu

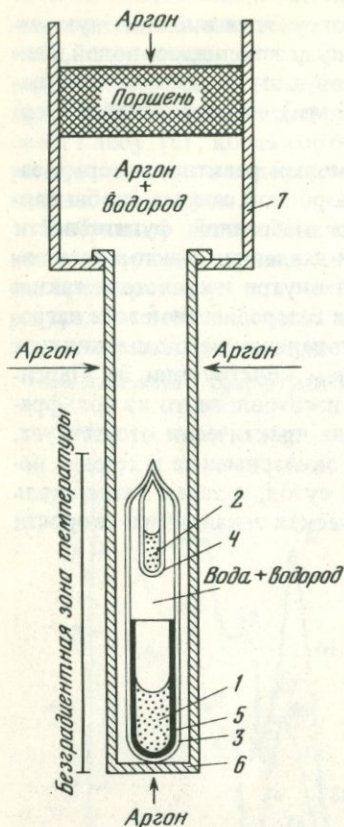


Рис. 7. Схема реактора установки высокого газового давления при регулируемом парциальном давлении  $H_2$  (относительно  $H_2O$ )

1 — образец однородного стекла (расплавленная порода); 2 — контрольные буферные смеси ( $Mo-MoO_2$ ,  $SiO_2-Fe_2SiO_4 + Fe$  и др.); 3 — платиновая ампула,  $d = 8$  мм; 4 — платиновая ампула,  $d = 3$  мм; 5 — молибденовый тигель; 6 — вольфрамовая ампула (реактор),  $d = 15$  мм; 7 — разделитель конструкции Э.С. Персикова [56]

Под водно-водородным давлением ( $P = 250$  МПа) при мольной доле водорода  $N_{H_2} = 0,43$  и температуре  $1300^\circ C$  исследовался расплав, полученный путем плавления синтетического однородного стекла, состав которого приведен в табл. 6. При двухсуточной выдержке во флюидно-силикатном расплаве устанавливалось расслоение, сохраняющееся при быстрой закалке и затвердевании расплавов в виде чистых стекол и стекол с мелкими кристалликами оливина (рис. 8, табл. 6), которое отражает постепенное изменение составов (скрытую расслоенность в пределах зон I—III), нарушаемое дискретной (явной) расслоенностью (III—IV). Скрытая расслоенность характеризуется неодинаковыми трендами

изменения состава расплавов (скрытого расслоения), по которым на схеме (см. рис. 8) намечены зоны I, III, IV (содержание магния уменьшается снизу вверх) и II (содержание магния возрастает снизу вверх). Проведенный эксперимент показал, что способность к расслоению является характерным свойством флюидно-силикатных (водно-водородных) расплавов, причем полученное скрытое расслоение характеризуется сходным поведением железа, магния, хрома, содержание которых проходит через максимум (см. рис. 8, II—III) и минимум (см. рис. 8, I—II). Кремний, алюминий, титан, кальций, натрий, калий ведут себя противоположно этим элементам, составляя минимум на переходе II и III зон и максимум между зонами I и II. Эта закономерность распределения химических элементов, прослеженная на пикритовом составе, в общих чертах отражает соотношения составов хондритов, рассмотренные выше при обсуждении распределения металлов между хондритами групп I (богатых железом, магнием, хромом) и II (богатых кремнием, алюминием, натрием). Учитывая соотношения химического сродства металлов к водороду и кислороду (см. рис. 3), можно полагать, что это расслоение обусловлено неоднородностью распределения восстановленных ( $H_2$ ,  $CH_4$  и др.) и окисленных ( $H_2O$ ,  $CO$  и др.) флюидных компонентов с соответствующей концентрацией в них оксифобных (Fe, Mg и др.) и оксифильных (Si, Al, Ti) металлов. Косвенным подтверждением этого вывода может служить

Т а б л и ц а 6. Скрытая и явная расслоенность  
в пикритовом расплаве, полученная экспериментально  
под давлением водно-водородной смеси  $P = 250$  МПа  
( $N_{H_2} = 0,43$ ,  $T = 1300^\circ C$ )

№ п/п	Fe	Mg	Si	Al	Cr	Ca	Na	K	Ti	
Исходный состав	3,13	9,10	13,40	4,17	0,559	3,13	0,313	0,055	0,280	
I	1	3,16	9,62	13,20	4,13	0,467	3,16	0,367	0,055	0,273
	2	3,11	8,72	13,31	4,52	0,367	3,38	0,397	0,059	0,298
II	3	3,15	9,82	13,23	4,06	0,398	3,13	0,361	0,055	0,269
	4	3,18	10,34	13,03	3,73	0,679	3,09	0,297	0,056	0,265
III	5	3,58	12,79	12,37	3,08	0,833	2,46	0,215	0,048	0,212
	6	3,37	12,03	12,58	3,36	0,761	2,66	0,226	0,048	0,232
	7	3,40	12,10	12,58	3,33	0,704	2,69	0,220	0,048	0,232
	8	3,25	11,15	12,88	3,57	0,680	2,85	0,243	0,048	0,240
IV	9	3,14	9,19	13,36	4,14	0,652	3,04	0,271	0,051	0,275
	10	2,90	6,58	13,89	5,18	0,281	3,65	0,333	0,063	0,348
	11	2,88	6,50	14,06	5,04	0,297	3,62	0,343	0,066	0,342
	12	2,76	6,22	14,50	4,82	0,300	3,49	0,382	0,070	0,315

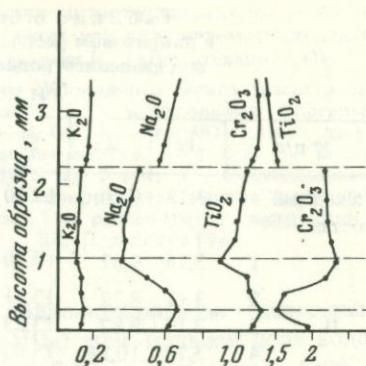
П р и м е ч а н и е. Размещение зон расслоения (I–IV) и точек анализов (1–12) см. на рис. 8.

различие по первичной степени окисления железа, которое проявляется при кристаллизации метеоритов: хондриты группы I отличаются более магнизиальным составом силикатов по сравнению с хондритами группы II, что отражает более восстановительную обстановку их кристаллизации. По железистости оливина (в мол.% фаялита) они образуют ряд:  $C(1-2)-H(16-19)-L(23-24)-LL(26-27)$ , отражающий, по всей вероятности, пониженные отношения парциальных давлений газов  $H_2/H_2O$  во флюидах соответствующих им магм. Выполненный эксперимент показал, что скрытая расслоенность силикатных расплавов (постепенное изменение их состава), возникающая при флюидном воздействии, сочетается с дискретным (явным) расщеплением, которое дает более существенные сдвиги состава и вносит, по видимому, главный вклад в докристаллизационную эволюцию магм. В развитии метеоритного вещества с подобным расщеплением связано образование хондр, которое рассматривается в следующей главе. Здесь же еще раз остановимся на вариациях состава хондритов по степени окисленности элементов, которая последовательно понижается в ряду хондритов  $LL-L-H-C(F)-E$ , что наглядно выразится с понижением железистости первичных силикатов, входящих в их состав.

По известному правилу Прайора [27, 55], это понижение железистости силикатов (роли FeO) должно было бы коррелироваться с возрастанием в хондритах количества металлической фазы: "чем меньше количество железо-силикатного сплава в хондритовых метеоритах, тем богаче он никелем и тем больше содержание железа в магнизиальных силикатах" [55, с. 123]. Однако это правило справедливо только при неизменном содержании главных компонентов в хондритах (кроме кислорода). В действительности же

Рис. 8. Расслоение пикритового расплава, полученное при выделении в течение 2 сут под давлением водно-водородной смеси 250 МПа ( $N_{H_2} = 0,43, N_{H_2O} = 0,57$ ),  $T = 1300^\circ C$

I-IV – зоны расслоения с различным характером скрытого (постепенного) изменения пород: I – полностью стекловатая, II – стекло с мельчайшими кристалликами оливина и хромита, III – стекло с мельчайшими кристалликами оливина, IV – стекло с элементами структуры спенифлекс (с дендритовидными закалочными кристаллами); 1-12 – номера микроразондовых анализов (их пересчет на атомные числа – см. табл. 6)



металлический состав хондритов существенно варьирует (см. рис. 1 и 2). Резко различаются хондриты, богатые железом и магнием (I группа), и хондриты, относительно богатые кремнием (II группа). В пределах каждой группы вариации содержания компонентов менее значительны, и соотношения металлической фазы (Fe + Ni) и закисного железа (FeO) в общем соответствуют правилу Прайора, как показано на рис. 9, на котором приводится также сопоставление главных типов хондритов по их средним составам. На диаграмме видно, что углистые хондриты содержат железо в основном в окисленном состоянии (металлического железа в них очень мало). Это, как отмечалось, не является первичным свойством углистых хондритов (первичные оливин и пироксен в них имеют в основном магнезиальный сос-

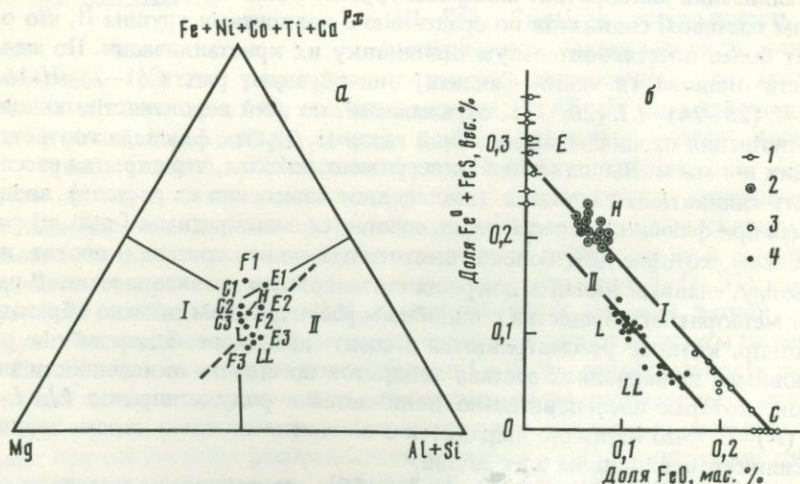
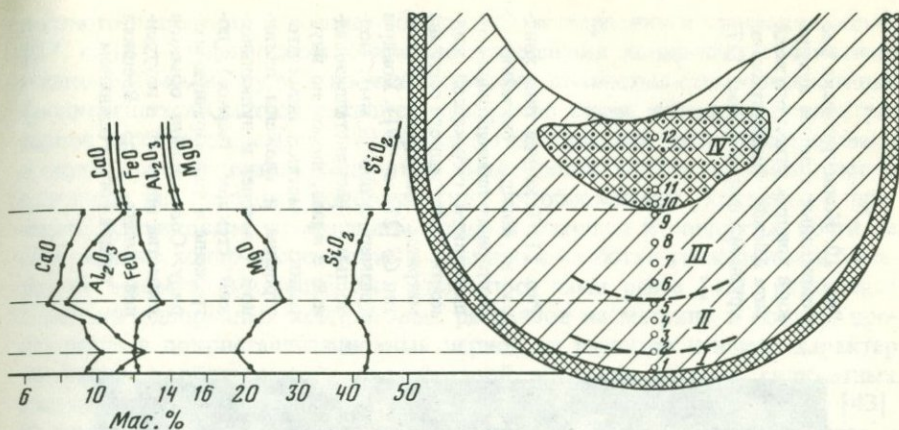


Рис. 9. Сопоставление средних составов главных типов хондритов (по табл. 2) с разделением их на две группы (I и II) по кремнекислотности (а) и характеристика соотношения в каждой из этих групп содержания металлического (совместно с сульфидным) и закисного железа, по [55] с дополнениями (б)

Типы хондритов, намечаемые по составу силикатов: 1 – энстатитовые (E), 2 – оливин-бронзитовые (H), 3 – оливин-пирокситовые и др., углистые (C), 4 – оливин-гиперстенные (L; LL); линии I и II – соотношения содержания металлического и закисного железа, по правилу Прайора, для хондритов различных групп



тав, например метеорит Orgueil [173]), а связано с наложенными процессами гидратации первичных силикатов, сопровождаемой окислением Fe.

Графики на рис. 9 еще раз показывают принципиальное значение разделения хондритов по кремнекислотности на две группы (I и II), отражающего вариации хондритового вещества по соотношению главных петрогенных металлов — железа, магния и кремния. Возможно, это изменение валовых составов хондритов отчасти связано с первичной неоднородностью той среды, в которой происходило обособление их материнских планет в поясе астероидов (см. рис. 4), с тенденцией концентрации кремния во внешней, а железа и магния во внутренних частях этого пояса. Однако, согласно экспериментальным данным (см. рис. 8), более вероятно, что эта ранняя эволюция хондритового вещества связана с расслоением водородных хондритовых магм в планетных материнских телах. Скрытое расслоение представляло первый шаг в создании неоднородности планет с концентрацией железа и магния в их внутренних (более водородных) частях и кремния и алюминия — во внешних оболочках. В дальнейшей эволюции планет при развитии дискретного (явного) расслоения метеоритного вещества эта химическая неоднородность выражается более контрастно. Дискретное расщепление, которое прослеживается во флюидно-силикатных (водно-водородных) расплавах экспериментально (см. рис. 8), в хондритах наглядно выражено в контрастном (дискретном) разделении их вещества на хондры (стекловатые или раскристаллизованные каплевидные обособления) и матрицу.

### Расщепление хондритового вещества на хондры и матрицу

Хондры в хондритах — мельчайшие (обычно около 0,1 мм) и до довольно крупных (более 20 мм) каплевидные обособления, сложенные вулканическим стеклом, оливином, пироксеном, плагиоклазом, содержащие иногда никелистое железо, троилит, графит, углистое вещество, но всегда в количестве, значительно меньшем, чем заключающая их минеральная масса (матрица). Они представляли собой капли силикатной "жидкости", которые приобрели сферическую или близкую к ней форму вследствие поверх-



Рис. 10

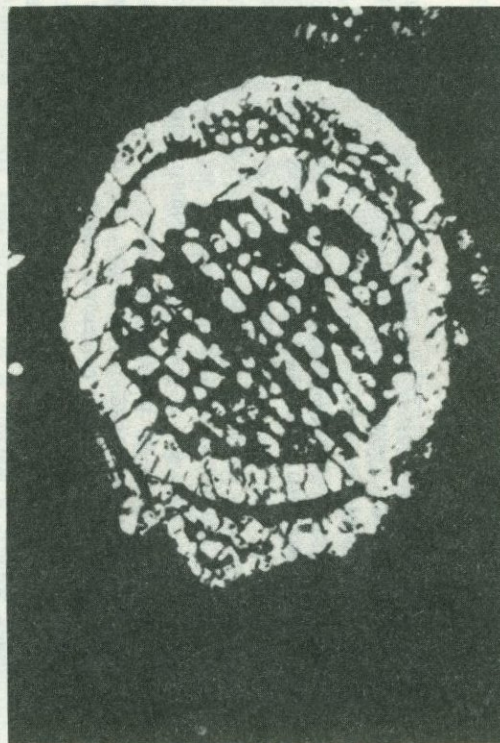
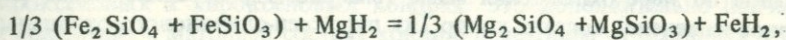


Рис. 11

Рис. 10. Концентрически расположенные газовые пузырьки в хондрах углистого хондрита Allende (диаметр самой крупной хондры 5 мм) [27]

Рис. 11. Текстура типа хондра в хондре, связанная с повторным ликвационным отщеплением силикатной жидкости от флюидного расплава матрицы (хондрит Allende, тип СЗ [27, с. 19]). Хондры (размер около 1 мм), полностью раскристаллизованные с краев, имеют во внутренних частях полосчатое строение и сложены оливинном (светлое) и вулканическим стеклом (черное), погружены в непрозрачную матрицу. Соотношение объемов вещества внешней и внутренней хондр 1:2,5. Внешняя хондра богаче оливинном

ностного натяжения, а позднее подверглись затвердению и кристаллизации” [27, с. 18]. О флюидном характере отщепления хондровых силикатных жидкостей можно судить по находкам в их полностью стекловатых типах (подвергшихся быстрой закалке) пузырьков газов, имеющих концентрическое расположение (рис. 10). Однако газы большей частью мигрировали в ходе кристаллизации хондритов. Встречаются хондриты, сложенные в основном силикатными хондрами (или их обломками), хондриты с примерно одинаковым содержанием хондр и матрицы и хондриты, почти не содержащие хондр и состоящие в основном из богатого железом и углеродом вещества матрицы. Как отмечалось нами ранее [43], разделение первично однородных хондритовых расплавов на матрицу и хондры происходило в докристаллизационный период их развития и имело характер ликвации с образованием своеобразной эмульсии мелких силикатных капель в силикатно-железо-водородной (и углеводородной) жидкости [43]. К этому выводу приводят анализ текстурных особенностей хондритов и аналогия с экспериментальным расщеплением магм под давлением водорода [6]. Действительно, хондриты с их каплевидными силикатными обособлениями (хондрами) характеризуются типичной ликвационной текстурой типа жидкость в жидкости. Для объяснения этой текстуры раньше привлекались только кинетические модели [55], которые не объясняют наблюдаемых закономерностей соотношения состава хондр и вмещающей их матрицы. Модель водородно-магматического ликвационного расщепления [43] объясняет не только морфологию хондр (их каплевидные формы), но и соотношения их состава с составом матрицы, которые непосредственно определяются термодинамикой обменной реакции (в кДж)



$$\Delta H^\circ_{298} = -270,1; \Delta Z^\circ_{298} = -275,6; \Delta Z^\circ_{1300} = -293,8.$$

Ее резкая смещенность вправо определяет магниезильный состав обособляющихся силикатных пироксеновых, пироксен-оливиновых и оливиновых капель (хондр), а также концентрацию железа во флюидной (водородной и углеводородной) жидкости. Расщепление относится к собственно магматической (докристаллизационной) дифференциации, так как многие хондры представлены стеклом или содержат стекло наряду с минералами и имеют порфировое, лучистое или колосниковое строение, что отражает кристаллизацию расплавов в условиях переохлаждения. Эти условия, препятствующие взаимодействию жидких фаз, благоприятны для сохранения хондритовой текстуры, которая наиболее четко выражена в стекловатых разновидностях. С повышением кристалличности пород их ликвационная текстура становится все более неясной вследствие взаимодействия расплавов при медленном охлаждении. В редких случаях в хондритах фиксируется текстура типа хондра в хондре (рис. 11), отражающая процесс повторного отщепления капель силикатной жидкости от богатого углеродом расплава матрицы при быстром охлаждении, при котором ликвирующие расплавы не успевают реагировать и попадают, таким образом, в область расслоения, как показано на схеме (рис. 12). Расслоение второго и более порядков реализуется только в более флюидной матричной фазе, из которой выделяется новая силикатная хондра примерно такого же

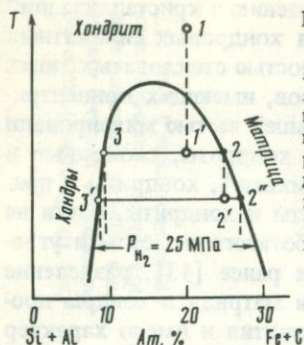
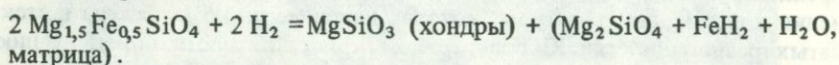


Рис. 12. Схема двухкратного ликвационного расщепления хондритового вещества

1 — исходный валовой состав хондритовой магмы; 1' — то же при температуре первичного расщепления на матрицу (2) и хондры (3); 2', 2'' — исходный и конечный составы флюидной магмы матрицы при температуре вторичного отщепления хондр (3'); стрелкой для сопоставления намечено соотношение состава расплава, возникающих при ликвации основных магм [6] под давлением водорода ( $P_{H_2} = 25$  МПа); объемы вещества хондр при первичном и вторичном расщеплении соотносятся как отрезки  $(1' - 2) : (2' - 2'')$ .

состава, но меньшего объема, облекающая ранее выделившуюся хондру. Это объясняет объемное соотношение вещества внутренней и внешней хондр (1:2,5; см. рис. 11), примерно равное отношению длин отрезков  $(1' - 2)$  и  $(2' - 2'')$  на рис. 12. Рассмотренная схема объясняет сочетание в хондритах крупных и мелких хондр: крупные хондры образуются в результате первичного расщепления хондрового вещества, а мелкие хондры выделяются при последующих силикатных отщеплениях от флюидного матричного расплава. В общем этот процесс аналогичен ритмичному (многократному) расслоению флюидных магм при их быстром охлаждении, который исследован экспериментально [50].

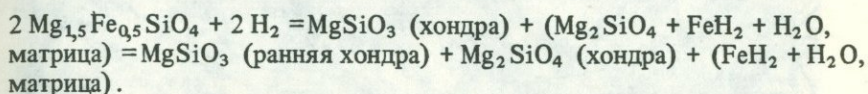
Рассмотренная схема многократного отщепления хондр от матричных расплавов по мере охлаждения магм (см. рис. 12) отражает также закономерное изменение состава хондр (их пироксен-оливинового отношения) по мере развития этого процесса. Более поздние хондры, как правило, беднее пироксеном (или пироксеновым стеклом) и богаче оливином (см. рис. 11 и др.), так что состав их приближается к валовому составу хондрита (в матрице пироксен-оливиновое отношение выше, чем в хондрах). Это обогащение хондр оливином по мере развития процесса хондробразования связано с влиянием водорода, способствующим обособлению бедных кремнием расплавов, обогащенных железом, магнием и другими основаниями. В предельном случае хондры состоят из пироксена (пироксенового стекла), а в матрице силикат представлен оливином. Это соответствует следующей реакции интенсивного воздействия водорода на силикатный расплав:



Замена водорода углеводородом в этой реакции приводит к обогащению матрицы углеродом, высокое содержание которого свойственно углистым хондритам. Из реакции следует вывод о важной роли водно-водородного отношения во флюидах, определяющего состояние хондритовых магм (степень их расщепленности), причем  $\text{H}_2\text{O}$  является фактором гомогенизации силикатных расплавов, а  $\text{H}_2$  ( $\text{CH}_4$  и др.) — фактором их расщепления на хондры и более ультраосновную матрицу, богатую железом и углеродом. Эти соотношения определили методику экспериментального изучения метеоритного вещества под давлением водно-водородных сме-

сей (см. рис. 7), стимулирующих его расщепление на основной и ультраосновной, богатый железом расплавы (см. рис. 8). Водно-водородные и углеводородные газы в стекловатых и других вулканических метеоритах определяют их пузырчатую текстуру (см. рис. 10), а при медленной кристаллизации обычно мигрируют, так что плутонические типы метеоритов газовых пузырьков не содержат.

Рассмотренная выше реакция представляет первую стадию отщепления хондровых (капельных) расплавов. Дальнейшее расщепление матрицы должно приводить к образованию оливиновых хондр, так что процесс в целом охарактеризуется двухступенчатой реакцией



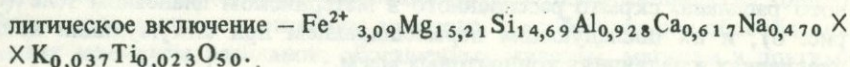
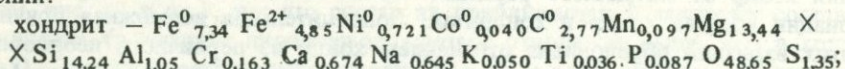
Он приводит к образованию в хондритах пироксеновых и оливиновых хондр (без промежуточных типов). Примером может служить обыкновенный хондрит Bishunpur (тип *L*), пироксеновые хондры в котором (состав обритов и диогенитов) сочетаются с оливиновыми хондрами, аналогичными уреилитам [155]. В других случаях сдвиги составов при переходе от хондр к матрице невелики, и непрерывно развивающееся хондроотделение дает весь ряд составов хондр — от пироксеновых через оливин-пироксеновые до оливиновых, как, например, в обыкновенном хондрите Chainpur (тип *LL*) [155]. В оливиновых хондрах этого хондрита содержится включения металлического железа, которое отсутствует в оливин-пироксеновых и пироксеновых хондрах. Это дополнительно подчеркивает сближение с матрицей состава хондр с переходом от основных к ультраосновным их типам. Рассмотренный процесс последовательного отщепления хондр от матричного расплава вносит важный вклад в широкие вариации состава хондр в хондритах. Дополнительная возможная причина этих вариаций обусловлена отделением хондр из первичного неоднородного расплава, скрыто расслоенного в материнском планетном теле (см. рис. 8), и их последующим перемещением при аккумуляции хондр, внедрениях и излияниях хондритовых магм.

Хондритовая текстура (с каплевидным характером силикатных обособлений) четко сохраняется только в стекловатых разновидностях, являясь закалочной текстурой. При медленном охлаждении форма силикатных обособлений усложняется вследствие реакций между хондровым и матричным расплавами, и хондры превращаются в так называемые амебовидные обособления, причем составы хондр и матрицы при этом могут несколько сближаться. В других случаях неоднородность состава хондритов может выражаться наличием в них включений отдельных минералов неправильной формы, но с такими же закономерными соотношениями состава, которые прослеживаются между хондрами и заключающей их матрицей. Примером могут служить обыкновенные хондриты, найденные в Индии (тип *H*): Andura, Butsura, Pulsora, Sitathali [114], в которых близкие по составу "литические включения" имеют как округлые хондрообразные, так и неправильные формы. В хондрите Pulsora неправильные включения почти лишены металлической фазы, сосредоточенной главным образом в заключающей их матрице. Это определяет следующие соотно-



Рис. 13. Скелетные и эвгдральные зональные кристаллы оливина (от  $Fa_{10}$  в центре до  $Fa_{16}$  в краях) в прозрачном вулканическом стекле, содержащем нормативный кварц. Видны небольшие капли металлического железа. Литический фрагмент хондрита Pulsora [114], длина поля зрения 0,9 мм

шения валового состава хондрита и содержащихся в нем светлых включений:



Светлые включения (рис. 13) состоят из тонких удлинённых кристаллов магнезиального оливина (65%), погруженных в вулканическое стекло (35%). Кристаллы оливина имеют зональное строение: ядро  $-\text{Mg}_{1,787} \times \times \text{Fe}_{0,205} \text{Si}_{1,003} \text{O}_4$ ; краевая зона  $-\text{Mg}_{1,650} \text{Fe}_{0,321} \text{Si}_{0,999} \text{O}_4$ . Закрывающее их основное вулканическое стекло имеет состав:  $\text{Fe}^{2+}_{2,681} \text{Mg}_{2,820} \times \times \text{Si}_{18,89} \text{Al}_{2,67} \text{Ca}_{1,78} \text{Na}_{1,41} \text{K}_{0,110} \text{Ti}_{0,087} \text{O}_{50}$ . Оно содержит около 5% нормативного кварца, что определяет эту ассоциацию стекла с магнезиальным оливином как очень высокотемпературную (выше температуры инконгруэнтного плавления энстатита): энстатит = форстерит + расплав с нормативным кварцем.

Попытка экспериментального воспроизведения этих соотношений была предпринята нами на установке, описанной выше (см. рис. 7) на материале обыкновенного хондрита Царев (Zharev), найденного в Волгоградском районе, который относится к типу *L* и имеет следующий состав [5]:  $\text{Fe}^0_{2,37} \text{Fe}^{2+}_{5,35} \text{Ni}^0_{0,387} \text{Co}^0_{0,017} \text{Mn}_{0,101} \text{Mg}_{13,14} \text{Si}_{14,19} \text{Al}_{1,02} \text{Cr}_{0,146} \times \times \text{Ca}_{0,731} \text{Na}_{0,454} \text{K}_{0,043} \text{Ti}_{0,031} \text{P}_{0,089} \text{O}_{48,74} \text{S}_{1,26}$ .

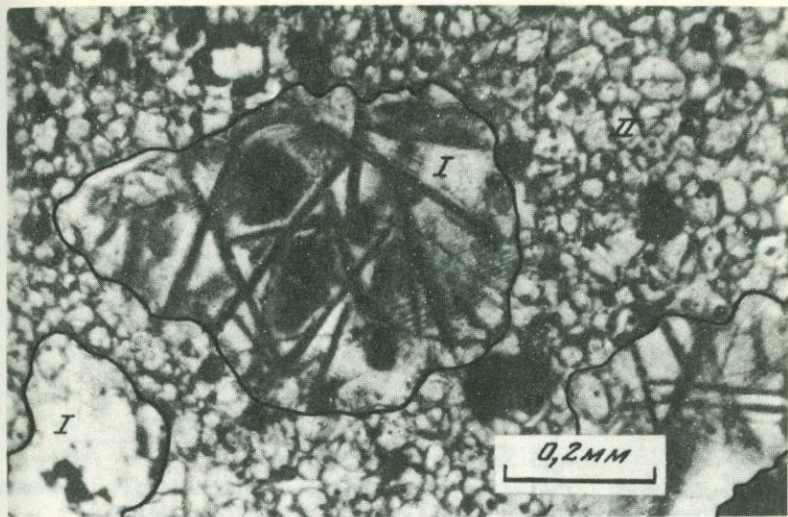


Рис. 14. Расщепление гомогенизированного расплава метеорита Царев (Zharev) на хондры (I) и матрицу (II), полученное экспериментально при  $T = 1400^\circ\text{C}$ ,  $P = 300$  МПа,  $N_{\text{H}_2} = 0,6$  (относительно воды). Хондры размером до 0,5 мм состоят из игольчатых зональных кристаллов оливина ( $\text{Fa}_{10-13}$ ) и стекла. Матрица сложена изометричными кристаллами оливина ( $\text{Fa}_{1,2}$ ), металлической фазой (в форме зерен и капель) и стеклом. Снимок при одном никеле

Гомогенизированный материал хондрита после выдержки в течение 1 суток в расплавленном состоянии под давлением водно-водородной смеси ( $P = 300$  МПа,  $N_{\text{H}_2} = 0,6$ , температура  $1400^\circ\text{C}$ , корундовый тигель) вновь распался на силикатную и железо-силикатную жидкие фазы, которые при закалке частично раскристаллизовались в минеральные агрегаты различной структуры (рис. 14). Шестоватые и перистые кристаллы оливина в обособлениях, бедных железом, обуславливают структуру, подобную структуре спенифекс, и имеют зональное строение с вариациями состава, определяемыми микрозондовыми определениями:  $\text{Mg}_{1,563}\text{Fe}_{0,217}\text{Si}_{0,938} \times \text{Al}_{0,172} \cdot \text{Ca}_{0,070} \cdot \text{Na}_{0,026} \cdot \text{K}_{0,06} \text{O}_4$ ,  $\text{Mg}_{1,446} \text{Fe}_{0,254} \text{Si}_{1,027} \text{Al}_{0,110} \text{Ca}_{0,060} \times \text{Na}_{0,030} \text{K}_{0,06} \text{O}_4$ . Примесь алюминия, кальция, щелочных металлов обусловлена мельчайшими стекловатыми включениями.

Состав стекла в ассоциации с оливином таков:  $\text{Fe}_{2,13}^{2+} \text{Mg}_{2,63} \text{Si}_{1,45} \times \text{Al}_{1,074} \text{Ca}_{1,43} \text{Na}_{1,43} \text{K}_{0,163} \text{O}_{50}$ . Высокое содержание алюминия в стекле отражает, по-видимому, растворение расплавом стенок корундового тигля, так как в исходном образце метеорита содержание этого элемента очень низкое. Как видно на рис. 14, железо в виде зерен и мелких капель сконцентрировалось в матрице, заключающей описанные выше стекловатые оливиновые обособления, содержащей изометрические идиоморфные зерна оливина:  $\text{Mg}_{1,762} \text{Fe}_{0,231} \text{Si}_{0,998} \text{Al}_{0,003} \text{Ca}_{0,002} \text{K}_{0,006} \text{O}_4$  и стекло (в незначительном количестве):  $\text{Fe}_{2,60} \text{Mg}_{3,36} \text{Si}_{14,63} \text{Al}_{8,71} \text{Ca}_{1,26} \text{Na}_{0,81} \times \text{K}_{0,178} \text{O}_{50}$ , также богатое алюминием.

Описанный эксперимент нельзя признать удачным, так как в нем не

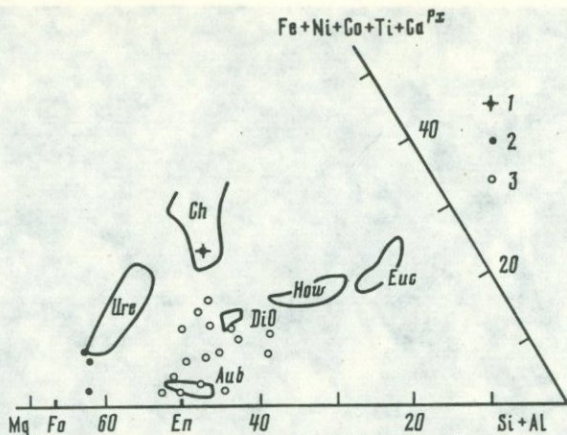


Рис. 15. Хондрит типа *L* (Bishunpur)

1 — валовой состав [125, с. 1261–1265]; 2 — оливиновые хондры [155]; 3 — оливин-пироксеновые хондры [155] (поля составов метеоритов — по рис. 1)

удалось избежать ассимиляции расплавом стенок корундового тигля и связанного с этим отклонения от исходного метеоритного состава. Однако он в какой-то мере все же моделирует хондритовое расщепление метеоритного вещества и дает сходные с природными структурные соотношения оливина и стекла (см. рис. 13, 14), возникающие выше температуры инконгруэнтного плавления энстатита.

Хондры, амебовидные и другие включения бедны железом, никелем, углеродом, закономерно отличаются от валовых составов хондритов и соответствуют по химизму ахондритам. Состав их широко варьирует, представляя нередко в одном образце все разнообразие составов ахондритов (см. рис. 1) — от существенно оливиновых (близких к уреилитам), оливин-пироксеновых и пироксеновых (обритов, диогенитов) и до пироксен-плаггиоклазовых (говардитов, эвкритов). Очевидно, обособление их происходило многократно и на различных уровнях расслоенного материнского тела с последующим погружением или всплыванием в более флюидной матрице. При этом достигалось совмещение контрастных по составу хондр (например, оливиновых и пироксеновых, рис. 15) или хондр, охватывающих все составы в широком диапазоне (рис. 16).

Диаграмма (см. рис. 15) представляет особенно наглядную картину соответствия составов хондр и ахондритов. Она построена по данным валового состава и состава хондр метеорита Bishunpur, который относится к типу *L*. В нем различаются хондры почти чисто оливинового состава, близкие к уреилитам, и пироксеновые хондры, состав которых варьирует от обритов до диогенитов. Примеры обыкновенных хондритов с непрерывными вариациями состава хондр приведены на диаграмме рис. 16. На этих диаграммах наглядно выражено также существенное различие хондритов типов *H* и *L* (*LL*) по соотношению их валовых составов и составов хондр: в первых (*H*) валовые и хондровые составы различаются более существенно, чем во вторых (*L*, *LL*), что отражает более значительную контрастность их расщепления. Хондриты II группы отличаются более

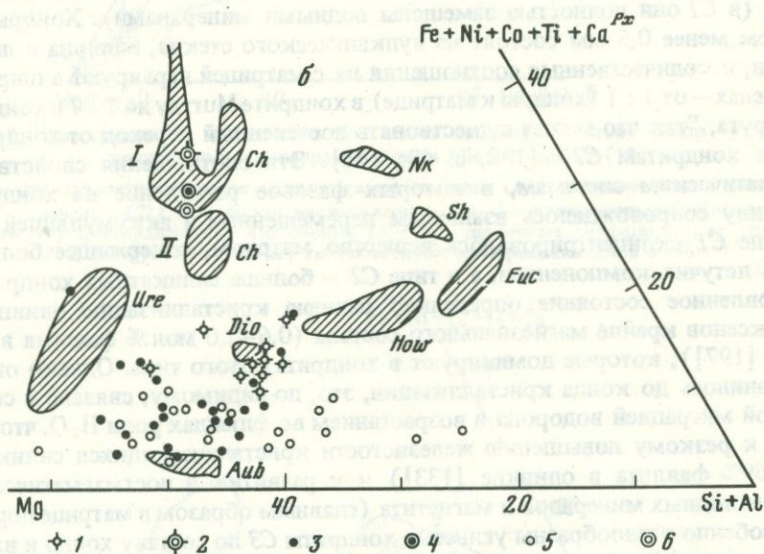
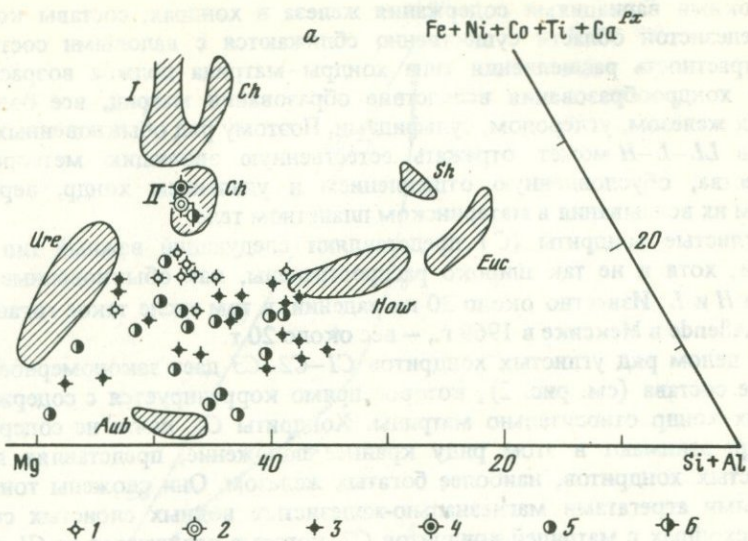


Рис. 16. Петрохимические диаграммы, иллюстрирующие различие хондритов типов L и LL (а) и типа H (б) по соотношению их валовых составов и составов хондритов а — Manuch, тип L (1 — хондриты, 2 — валовой состав); Yamato, тип L (3 — хондриты, 4 — валовой состав); Chainpur, тип LL (5 — хондриты, 6 — валовой состав); б — Richardson, тип H (1 — хондриты, 2 — валовой состав); Tieschitz, тип H (3 — хондриты, 4 — валовой состав); Kakangari, тип H (5 — хондриты, 6 — валовой состав); I, II — группы хондритов

широкими вариациями содержания железа в хондрах, составы которых в железистой области существенно сближаются с валовыми составами. Контрастность расщепления типа хондры—матрица должна возрастать в ходе хондробразования вследствие образования матрицы, все более богатых железом, углеродом, сульфидами. Поэтому ряд обыкновенных хондритов  $LL-L-H$  может отражать естественную эволюцию метеоритного вещества, обусловленную отщеплением и удалением хондр, вероятно, путем их всплывания в материнском планетном теле.

Углистые хондриты ( $C$ ) представляют следующий важный тип хондритов, хотя и не так широко распространены, как обыкновенные хондриты  $H$  и  $L$ . Известно около 30 их падений, в том числе такое гигантское, как Allende в Мексике в 1969 г., — вес около 20 т.

В целом ряд углистых хондритов  $C1-C2-C3$  дает закономерное изменение состава (см. рис. 2), которое прямо коррелируется с содержанием в них хондр относительно матрицы. Хондриты  $C1$ , почти не содержащие хондр, занимают в этом ряду крайнее положение, представляя подтип углистых хондритов, наиболее богатых железом. Они сложены тонкозернистыми агрегатами магнезиально-железистых водных слоистых силикатов, сходных с матрицей хондритов  $C2$ , которые отличаются от  $C1$  только наличием реликтов высокотемпературных минералов — оливина и пироксена (в  $C1$  они полностью замещены водными минералами). Хондры размером менее 0,5 мм состоят из вулканического стекла, оливина и пироксенов, и количественные соотношения их с матрицей варьируют в широких пределах — от 1 : 1 (хондры к матрице) в хондрите Mungau до 1 : 7 в хондрите Naripura, "так что может существовать постепенный переход от хондритов  $C2$  к хондритам  $C1$ " [188, с. 48; 148]. Эти соотношения свойственны магматическим системам, в которых фазовое разделение на хондры и матрицу сопровождалось взаимным перемещением и аккумуляцией фаз: в типе  $C1$  сконцентрировалось вещество матрицы, содержащее большую часть летучих компонентов, а в типе  $C2$  — больше силикатных хондр. Восстановленное состояние определило раннюю кристаллизацию оливина и пироксенов крайне магнезиального состава (0,6–2,0 мол.% фаялита в оливине [197]), которые доминируют в хондритах этого типа. Однако оно не сохранилось до конца кристаллизации, это, по-видимому, связано с селективной миграцией водорода и возрастанием во флюидах роли  $H_2O$ , что привело к резкому повышению железистости кристаллизующихся силикатов (до 69% фаялита в оливине [133]) и к развитию в постмагматическую стадию водных минералов и магнетита (главным образом в матрице пород).

Особенно разнообразны углистые хондриты  $C3$  по составу хондр и вариациям соотношений между матрицей и хондрами. Хондриты  $C3$  в противоположность  $C1$  максимально богаты хондрами, так что распределение химических элементов между подтипами углистых хондритов, которое рассматривалось выше (см. рис. 6), в какой-то мере может характеризовать матрично-хондровое расщепление углистого метеоритного вещества. Оно показывает, что в хондрах углистых хондритов  $C3$  концентрируются алюминий, кальций, редкие земли, титан, фосфор. Обогащение хондр алюминием, кальцием и щелочными металлами может быть значительным и приводить к вытеснению ортопироксенов кальциевыми клинопироксенами и развитию минералов, недосыщенных кремнеземом (мелилита, нефелина и

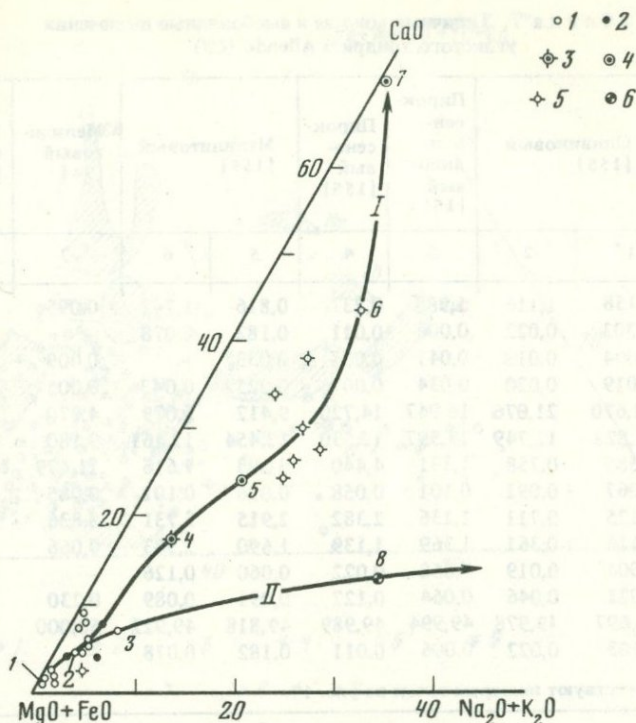


Рис. 17. Известковая (I) и щелочная (II) ветви эволюции состава хондр углистых хондритов на примере метеорита Allende, тип C3 (V)

1-2 — железо-магнезиальные (оливиновые) хондры (I) и неправильные (амебовидные) включения (2); 3 — пироксеновые хондры; 4-5 — известковые (мелчиловитовые) хондры (4) и неправильные включения (5); 6 — щелочные (нефелиновые) хондры; 1-8 (цифры на графике) соответствуют номерам анализов в табл. 7

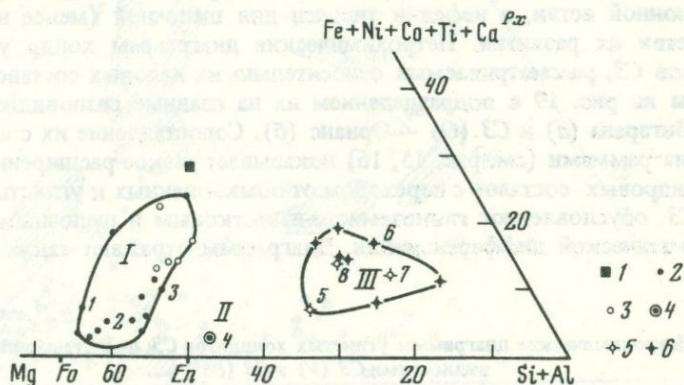


Рис. 18. Валовой состав [94] и типы хондр и силикатных обособлений [94, 155] хондрита Allende, тип C3 (V)

1 — валовой состав; 2 — оливиновые хондры, 3 — оливиновые силикатные обособления; 4 — пироксеновая хондра; 5 — хондры, богатые кальцием и алюминием (мелчиловитовые, фассанитовые, нефелиновые); 6 — аналогичные по составу силикатные обособления; 1-8 (цифры на графике) соответствуют номерам анализов в табл. 7

Т а б л и ц а 7. Типичные хондры и амебовидные включения углистого хондрита Allende (СЗ)

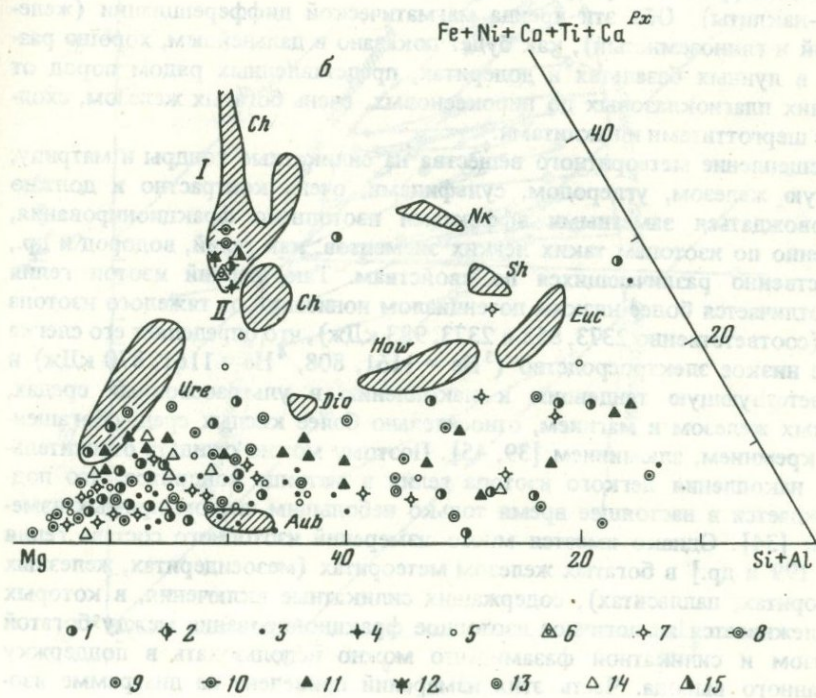
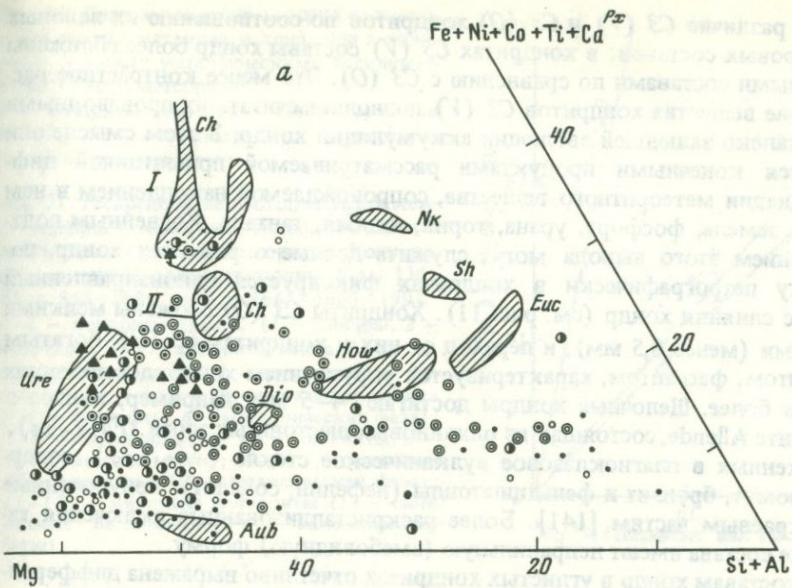
Элементы	Оливиновый [155]		Пироксен-оливиновый [155]	Пироксеновый [155]	Мелилитовый [155]		Мелилитовый [94]	Нефелиновый [94]
	1*	2	3	4	5	6	7	8
Fe	2,158	1,116	1,988	0,237	0,816	1,742	0,095	2,319
Fe <sup>s</sup>	0,303	0,022	0,006	0,011	0,182	0,078	—	—
Ni <sup>o</sup>	0,094	0,018	0,041	0,003	0,033	—	0,009	0,016
Mn	0,019	0,020	0,034	0,007	0,025	0,043	0,005	0,027
Mg	22,670	21,076	16,947	14,720	9,412	5,079	4,970	7,138
Si	11,822	12,749	13,597	12,530	13,454	12,161	9,180	12,663
Al	0,585	0,758	1,131	4,440	5,693	7,616	11,479	6,608
Cr	0,067	0,091	0,101	0,058	0,096	0,101	0,085	0,050
Ca	0,125	0,711	1,136	2,382	2,915	5,731	8,836	1,789
Na	0,116	0,361	1,369	1,139	1,690	2,383	0,066	6,472
K	0,004	0,019	0,058	0,022	0,060	0,126	—	0,241
Ti	0,021	0,046	0,064	0,127	0,091	0,089	0,230	0,028
O	49,697	49,978	49,994	49,989	49,818	49,922	50,000	50,000
S	0,303	0,022	0,006	0,011	0,182	0,078	—	—

\* 1—8 соответствуют номерам точек на рис. 17.

др.), широко распространенных в хондрах, например метеоритов Allende, Kainsaz и др. Эти ветви эволюции состава хондр — известковая и щелочная, сопровождаемые концентрацией в них редкоземельных элементов, показаны на диаграммах рис. 17 и 18 (табл. 7) на примере хондрита Allende. Мелилит и фассит являются типичными минералами хондр известковой эволюционной ветви, а нефелин типичен для щелочной (менее выраженной) ветви их развития. Петрохимические диаграммы хондр углистых хондритов СЗ, рассматриваемых относительно их валовых составов, представлены на рис. 19 с подразделением их на главные разновидности: СЗ (V) — Вигарана (а) и СЗ (O) — Орнанс (б). Сопоставление их с аналогичными диаграммами (см. рис. 15, 16) показывает резкое расширение диапазона хондровых составов с переходом от обыкновенных к углистым хондритам СЗ, обусловленное глиноземисто-известковым и щелочным трендами магматической дифференциации. Диаграммы отражают также сущест-

Рис. 19. Петрохимические диаграммы углистых хондритов СЗ, представленные разновидностями СЗ (V) и СЗ (O)

а — Ornanс (1 — хондры, 2 — валовой состав), Lance (3 — хондры, 4 — валовой состав) Warrenton (5 — хондры, 6 — валовой состав); Kainsaz (7 — хондры), Isna (8 — хондры), Karoonda (9 — хондры); б — Vigarana (1 — хондры, 2 — валовой состав), Efreмовка (3 — хондры, 4 — валовой состав), Leoville (5 — хондры, 6 — валовой состав), Kaba (7 — хондры, 8 — валовой состав), Grosnaya (9 — хондры, 10 — валовой состав), Coolidge (11 — хондры, 12 — валовой состав), Renazzo (13 — хондры), Mokoia (14 — хондры, 15 — валовой состав)



венное различие  $C3(V)$  и  $C3(O)$  хондритов по соотношению их валовых и хондровых составов: в хондритах  $C3(V)$  составы хондр более сближены с валовыми составами по сравнению с  $C3(O)$ . Это менее контрастное расщепление вещества хондритов  $C3(V)$  позволяет считать их производными более далеко зашедшей эволюции аккумуляции хондр. В этом смысле они являются конечными продуктами рассматриваемой примитивной дифференциации метеоритного вещества, сопровождаемой накоплением в редких землях, фосфора, урана, тория, ниобия, тантала. Косвенным подтверждением этого вывода могут служить данные о размерах хондр, поскольку петрографически в хондритах фиксируется однопольный процесс слияния хондр (см. рис. 11). Хондриты  $C3(O)$  сложены мелкими хондрами (менее 0,5 мм), и переход от них к хондритам  $C3(V)$ , богатым меллитом, фассантом, характеризуется укрупнением хондр, достигающих 2 мм и более. Щелочные хондры достигают 4–5 мм, например, хондра в метеорите Allende, состоящая из оливиновых шестоватых зерен ( $Fe_{12-20}$ ), погруженных в плагиоклазовое вулканическое стекло ( $An_{81-99}$ ), содержит хромит, бронзит и фельдшпатоиды (нефелин, содалит), приуроченные к ее краевым частям [141]. Более раскристаллизованные включения такого же состава имеют неправильную (амебовидную) форму.

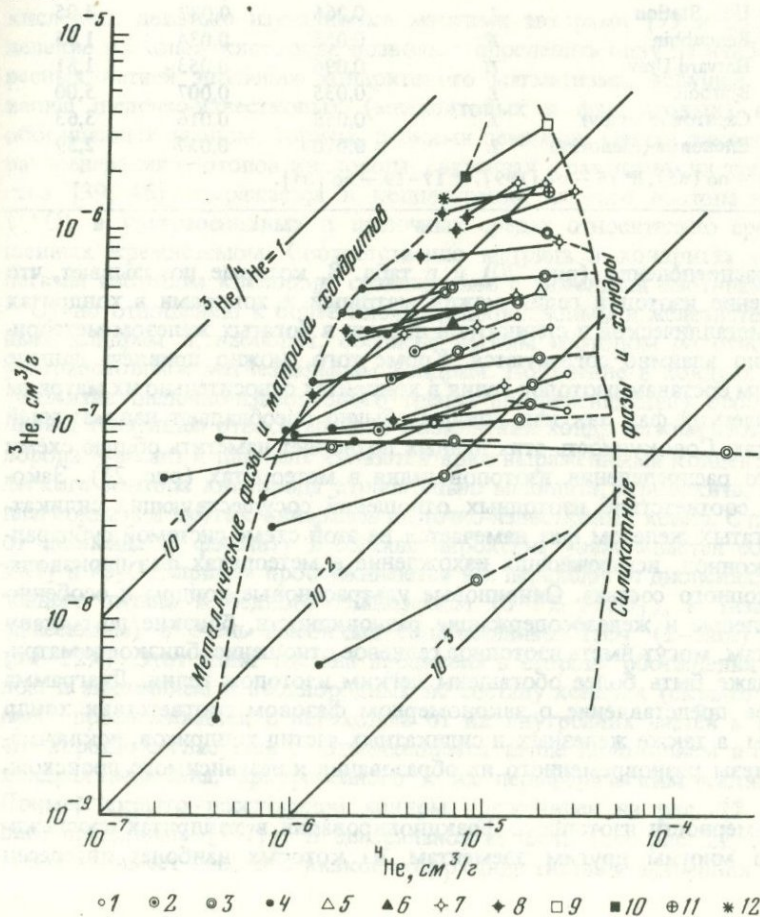
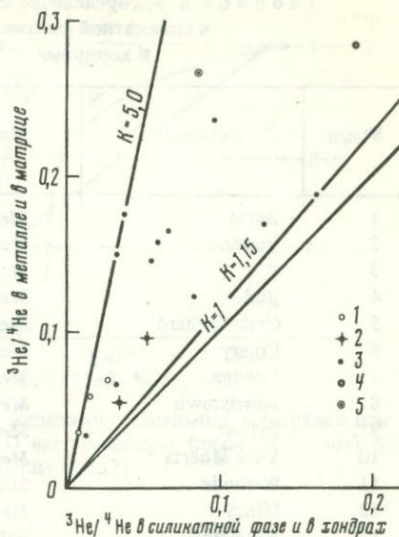
По составам хондр в углистых хондритах отчетливо выражена дифференциация метеоритного вещества в сторону составов, богатых алюминием и кальцием. В результате формируются хондры, состоящие главным образом из основного плагиоклаза. На рис. 19 видно, что этот тренд накопления глинозема в магмах практически не представлен в ахондритах, которые эволюционируют в сторону составов, богатых железом (эвкриты—шерггиты—наклиты). Оба эти тренда магматической дифференциации (железистый и глиноземистый), как будет показано в дальнейшем, хорошо развиты в лунных базальтах и долеритах, представленных рядом пород от крайних плагиоклазовых до пироксеновых, очень богатых железом, сходных с шерггититами и наклитами.

Расщепление метеоритного вещества на силикатные хондры и матрицу, богатую железом, углеродом, сульфидами, очень контрастно и должно сопровождаться заметными эффектами изотопного фракционирования, особенно по изотопам таких легких элементов, как гелий, водород и др., существенно различающихся по свойствам. Так, легкий изотоп гелия  $^3\text{He}$  отличается более низким потенциалом ионизации от тяжелого изотопа  $^4\text{He}$  (соответственно 2373, 853 и 2373, 983 кДж), что определяет его слегка более низкое электросродство ( $^3\text{He} = 1161, 808$ ,  $^4\text{He} = 1161, 870$  кДж) и соответствующую тенденцию к накоплению в ультраосновных средах, богатых железом и магнием, относительно более кислых сред, обогащенных кремнием, алюминием [39, 45]. Поэтому можно ожидать относительного накопления легкого изотопа гелия в матрице хондритов, что подтверждается в настоящее время только небольшим числом прямых измерений [34]. Однако имеется много измерений изотопного состава гелия [85, 199 и др.] в богатых железом метеоритах (мезосидеритах, железных метеоритах, палласитах), содержащих силикатные включения, в которых прослеживается аналогичное изотопное фракционирование между богатой железом и силикатной фазами, что можно использовать в поддержку сделанного вывода. Часть этих измерений приведена на диаграмме изо-

Рис. 20. Диаграмма распределения изотопов гелия между матрицей и хондрами в хондритах и между металлическими и силикатными фазами метеоритов

1 - хондриты типа L; 2 - хондриты типов H и F; 3 - мезосидериты; 4 - палласиты; 5 - железные метеориты

Рис. 21. Распределение изотопов гелия между матрицей, хондрами, металлическими и силикатными фазами метеоритов. Коннодами соединены сосуществующие фазы [34; 85, с. 353-368; 166, с. 1655-1685; 199] 1-2 - хондриты типа L (1 - хондры, 2 - матрица); 3-4 - хондриты типов H, L, LL (3 - валовой состав, 4 - металлическая фаза); 5-6 - форстеритовые хондриты типа F (5 - силикаты, 6 - металлическая фаза); 7-8 - мезосидериты (7 - силикаты, 8 - металлическая фаза); 9-10 - палласиты (9 - силикаты, 10 - металлическая фаза); 11-12 - железные метеориты (11 - силикатные включения, 12 - металлическая фаза)



Т а б л и ц а 8. Распределение изотопов гелия между металлической и силикатной фазами (1–16) и между матрицей и хондрами (17–19) в метеоритах

№ п/п	Метеорит *	Тип	$^3\text{He}/^4\text{He}$		K
			металлическая фаза, матрица	силикатная фаза, хондры	
1	Barea	Mes	0,034	0,014	2,43
2	Bondoc	Mes	0,176	0,038	4,63
3	"	Mes	0,123	0,083	1,48
4	Budulan	Mes	0,149	0,033	4,52
5	Crab Orchard	Mes	0,147	0,056	2,63
6	Emery	Mes	0,189	0,164	1,15
7	Lowicz	Mes	0,175	0,039	4,48
8	Morristown	Mes	0,166	0,066	2,52
9	Patwar	Mes	0,169	0,129	1,31
10	Vaca Muerta	Mes	0,158	0,060	2,63
11	Weramin	Mes	0,236	0,097	2,43
12	Mincy	Mes	0,067	0,033	2,03
13	Marjalahti	Pal	0,284	0,191	1,49
14	Udei Station	I	0,266	0,087	3,05
15	Bencubbin	F	0,056	0,034	1,65
16	Harvard Univ.	H	0,096	0,053	1,81
17	Bjurböle	L	0,035	0,007	5,00
18	Саратов (Saratov)	L	0,058	0,016	3,63
19	Еленовка (Elenovka)	L	0,070	0,027	2,59

\* № 1–15 – по [85], № 16 – по [199], № 17–19 – по [34].

топного распределения (рис. 20) и в табл. 8, которые показывают, что распределение изотопов гелия между матрицей и хондрами в хондритах и между металлической и силикатной фазами в богатых железом метеоритах хорошо взаимно согласуются. Кроме того, можно привлечь данные по валовым составам изотопов гелия в хондритах относительно их матрицы и металлических фаз, так как хондры обычно преобладают над матрицей в хондритах. Совокупность этих данных позволяет наметить общую схему первичного распределения изотопов гелия в метеоритах (рис. 21). Закономерное соответствие изотопных отношений сосуществующих силикатных и богатых железом фаз намечается на этой схеме системой субпараллельных коннод, исключающих нахождение в метеоритах фаз произвольного изотопного состава. Оливиновые ультраосновые хондры и особенно их шпинелевые и железосодержащие разновидности, близкие по составу к уреилитам, могут иметь изотопное гелиевое отношение, близкое к матрице, или даже быть более обогащены легким изотопом гелия. Диаграмма дает ясное представление о закономерном фазовом соответствии хондр и матрицы, а также железных и силикатных частиц хондритов, исключающее гипотезы одновременного их образования и независимого происхождения.

Закономерности изотопного фракционирования в хондритах прослеживаются по многим другим элементам, из которых наиболее интересен

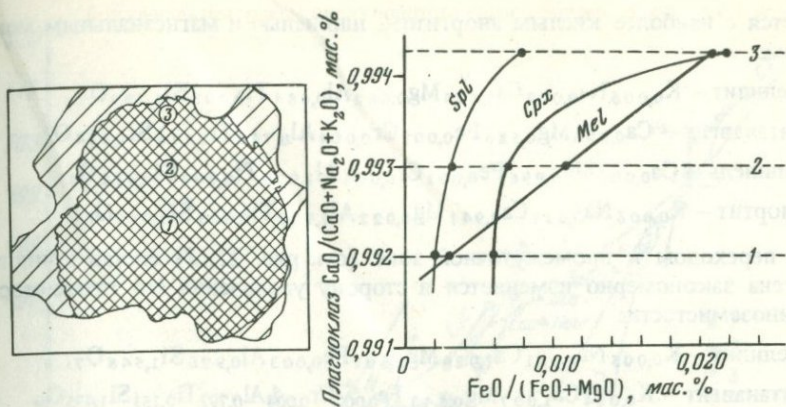
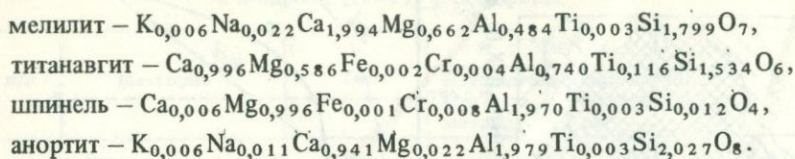


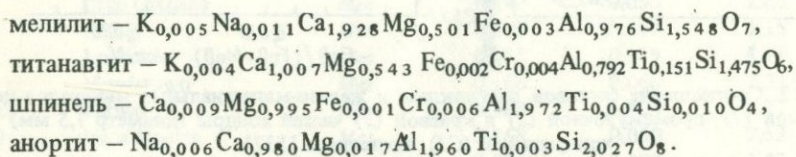
Рис. 22. Соотношение составов плаггиоклаза и железо-магнезиальных минералов центральной (1), промежуточной (2) и краевой (3) частей хондры (диаметр 7,5 мм) из хондрита Bali (C3), по данным [137]

кислород, детально изучавшийся многими авторами [99 и др.]. Распределение изотопов кислорода позволяет проследить одну из наиболее интересных ветвей эволюции хондритового магматизма, ведущей к образованию щелочно-известковых (мелилитовых и фассаитовых) их типов, обогащенных ураном, торием, редкими землями. Общая закономерность распределения изотопов кислорода, связанная с различием их электросродства [39, 45], выражается в концентрации легкого изотопа кислорода ( $^{16}\text{O}$ ) в ультраосновных и щелочных средах относительно сред, обогащенных кремнеземом. Соответственно матрица в хондритах обогащена легким изотопом кислорода сравнительно с тяжелыми изотопами ( $^{17}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}$ ) по отношению к более кислым пироксеновым и железисто-оливиновым хондрам и, наоборот, обеднена легким изотопом по отношению к ультраосновным магнезиальным хондрам. Появление в хондрах мелилита (развитие щелочно-известкового тренда дифференциации) особенно усиливает тенденцию относительного обогащения хондр легким изотопом кислорода. Фассаит и шпинель являются ярко выраженными концентраторами легкого изотопа кислорода относительно мелилита, перовскита, хибонита, плаггиоклаза и других минералов щелочно-известковых хондр. С переходом от диопсида к фассаиту в составе пироксена увеличивается содержание  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , причем прослеживаются все переходы от диопсида, не содержащего титана и бедного глиноземом (0–5%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), к титанавгитам (фассаитам) с очень высокими содержаниями  $\text{TiO}_2$  (2–20%) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (14–22%). Этот сдвиг состава пироксена в сторону обогащения его титаном и алюминием в неоднородных по составу хондрах (скрыто расслоенных) прослеживается с переходом от их внутренних частей к внешним, что хорошо согласуется с отмечавшимся выше положением в щелочных хондрах нефелина, приуроченного к их периферическим частям [141]. Пример скрыто расслоенной хондры представлен на рис. 22 (хондрит Bali, по данным [137]). В центральной ее части (см. рис. 22, 1) клинопироксен имеет наиболее низкое содержание титана и алюминия и ассоци-

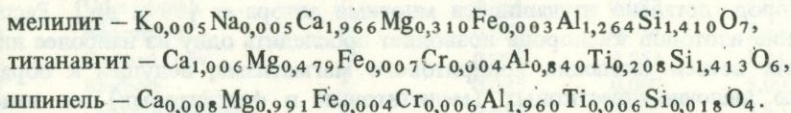
ируется с наиболее кислым анортитом, шпинелью и магнезиальным мелилитом:



С переходом к промежуточной зоне (см. рис. 22, 2) состав клинопироксена закономерно изменяется в сторону увеличения его титанистости и глиноземистости:



В краевой части хондры (см. рис. 22, 3) титанистость и глиноземистость пироксена достигают еще более высоких значений:



Общие закономерности фракционирования изотопов кислорода между фазами метеоритов и изотопные эволюционные тренды намечены на диаграмме рис. 23. Схематически на ней выделяются три тренда изотопной эволюции кислорода (*I-III*). Все они отражают генеральную тенденцию развития щелочно-известковой и редкоземельной нормативной минерализации (фассаит, шпинель, мелилит и др.) в хондритовых магмах, которая сопровождалась концентрацией в них легкого изотопа кислорода. Формирование углистых хондритов *C3 (O)* и *C3 (V)* завершает эту тенденцию. Главная линия изотопной эволюции (см. рис. 23, *I*) охватывает типы хондритов, образующих закономерный ряд последовательного усиления в их составе роли легкого изотопа кислорода *LL-L-H-C2-C3*.

Этот ряд хондритов дает изменение изотопных соотношений, приблизительно соответствующее положению коннод, связывающих на диаграмме (см. рис. 23) составы фассаита и шпинели с другими минералами. Разброс составов относительно этих коннод укладывается в пределы плагиоклаз-пироксен-оливинового изотопного фракционирования, показанного на диаграммах для каждого типа хондритов по изотопному составу их минералов (табл. 9-11). Можно полагать, что в ходе эволюции хондритового вещества отщеплялись хондровые силикатные жидкости, все более богатые нормативными мелилитом, фассаитом, шпинелью и аналогичными фазами-концентраторами легкого изотопа кислорода. Это приводило к соответствующему смещению изотопных равновесий и относительному накоплению в хондритовых магмах легкого изотопа кислорода ( $^{16}\text{O}$ ).

Второй тренд изотопной эволюции (см. рис. 23, *II*) охватывает энстатит-

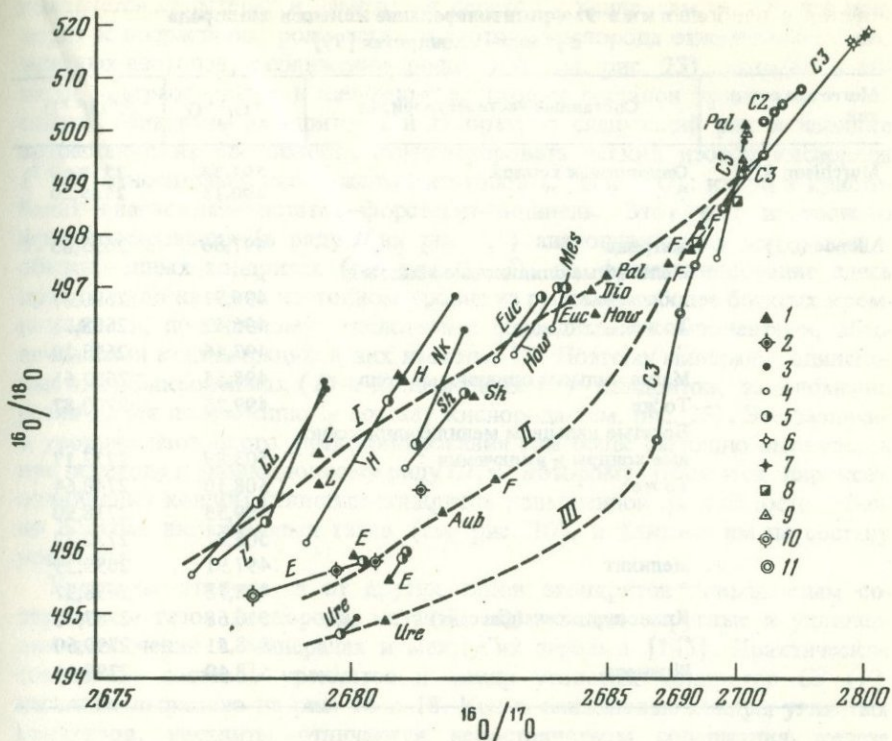


Рис. 23. Диаграмма изотопного фракционирования кислорода ( $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) в метеоритах и некоторых других породах

*I* – главный тренд изотопной эволюции обыкновенных и углистых хондритов (LL–L–H–C2–C3), в который вписываются также ахондриты (Nk, Sh, Euc, How, Dio), мезосидериты и палласиты; *II* – тренд энстатитовых (E) и энстатит-форстеритовых (F) хондритов и энстатитовых ахондритов (Aub); *III* – урейский тренд; 1–2 – валовые составы: 1 – метеоритов, 2 – лунных пород; 3–10 – минералы: 3 – оливин, 4 – плагиоклаз, 5 – ортопироксен, 6 – фassaит, 7 – шпинель, 8 – мелилит, 9 – магнетит, 10 – кристобалит; 11 – хондры углистых хондритов (C2, C3); сосуществующие фазы соединены коннодами

товые хондриты (E), обриты (Aub), форстерит-энстатитовые и энстатит-форстеритовые хондриты (F) и лунные базальты. Энстатитовые хондриты и обриты отличаются высоким содержанием кремнезема, и в числе составляющих их минералов обычно находятся кристобалит и кварц, которые являются концентраторами тяжелого изотопа кислорода. В энстатитовом хондрите St. Mark описаны хорошо сохранившиеся круглые хондры диаметром около 0,2 мм, почти полностью сложенные тонкозернистым агрегатом кварца [27, с. 44]. Существенно кварцевые хондриты могли образоваться только из очень богатого кремнеземом расплава, в котором отношение изотопов  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  значительно ниже, чем в обыкновенных хондритах. Это определяет положение на рис. 23 тренда эволюции изотопного состава кислорода (*II*) энстатитовых хондритов и их хондр, состав которых практически совпадает с составом обритов. Однако в антидромной последовательности с исчезновением кварца в нормативном составе хондритов

Т а б л и ц а 9. Фракционирование изотопов кислорода  
в углистых хондритах [99]

Метеорит и его тип	Составные части метеоритов	$^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$	$^{16}\text{O}/^{17}\text{O}$
Murchison (C2)	Оливиновая хондра	502,28	2718,60
	”	500,15	2555,20
Allende (C3)	Матрица	497,66	2693,83
	Железистые оливиновые хондры и включения	496,91	2690,87
	То же	496,42	2688,71
	”	497,46	2693,29
	Магнезиальные оливиновые хондры	498,55	2697,61
	То же	499,25	2700,87
	Богатые кальцием мелилит-пироксеновые хондры и включения	503,89	2727,17
	То же	508,10	2748,64
	”	499,55	2718,90
	”	505,07	2732,72
	Мелилит	497,91	2693,29
	”	498,75	2698,97
	Клинопироксен (фассаит)	516,68	2787,70
	”	518,51	2799,60
Шпинель	518,40	2798,14	

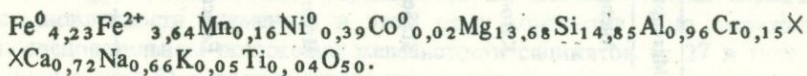
Т а б л и ц а 10. Соотношение изотопов кислорода  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$ ,  $^{18}\text{O}$   
в метеоритах [98, 99, 96], породах Луны [95] и Земли [97]

Метеорит и его тип	$^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$	$^{16}\text{O}/^{17}\text{O}$	Метеорит и его тип, порода	$^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$	$^{16}\text{O}/^{17}\text{O}$
Coolidge (C3)	499,43	2702,22	Norton County (Aub)	496,15	2681,76
Karoonda (C3)	499,33	2702,50	Novo Urei (Ure)	494,91	2680,67
Kakangari (F)	497,51	2691,32	Admire (Pal)	497,31	2684,95
Pontlyfni (F)	496,27	2682,81	Eagle Station (Pal)	500,15	2705,21
Indarch (E)	495,87	2680,00	Campo del Cielo (I)	496,22	2682,54
Hvittis (E)	495,58	2680,77			
			<i>Породы Луны</i>		
Richardton (H)	496,65	2680,99	Дунит	496,23	2681,36
Pantar (H)	496,67	2680,96	Базальт	495,67	2679,70
Mocs (L)	496,37	2679,33	Плагиобазальт	495,81	2680,45
Modoc (L)	496,25	2679,33			
			<i>Породы Земли</i>		
Juvinas (Euc)	496,97	2684,25	Базальт	490,01	2665,49
Yurtuk (How)	496,91	2684,74	”	492,32	2676,77
Tatahouine (Dio)	497,01	2684,57	”	494,19	2677,60
Shergotty (Sh)	496,59	2682,32			

появляется форстерит и намечается переход к хондритам типа *F*, что приводит к возрастанию роли легкого изотопа кислорода относительно его тяжелых изотопов, к сближению линий *I* и *II* (см. рис. 23), которые в области ультраосновных и щелочно-известковых составов практически совпадают. Минералы хондритов *E* и *F* образуют следующий ряд в порядке возрастания их способности концентрировать легкий изотоп кислорода ( $^{16}\text{O}$ ) относительно его тяжелых изотопов ( $^{17}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}$ ): кварц и кристобалит—плагиоклаз—энстатит—форстерит—шпинель. Этот ряд изотопного фракционирования (в ряду *II* на рис. 23) аналогичен ряду минералов в обыкновенных хондритах (см. рис. 23, *I*), но фракционирование здесь происходило на ином изотопном уровне из расплава, более богатых кремнеземом и, по-видимому, кислотными флюидными компонентами, обеспечившими концентрацию в них изотопа  $^{18}\text{O}$ . Поэтому минералы, одинаковые для обыкновенных (*I*) и энстатитовых (*II*) хондритов, закономерно различаются по изотопному составу кислорода (см. рис. 23). Это различие в уровнях изотопного фракционирования еще более наглядно выражается при переходе к эволюционному ряду *III*, к которому относятся пироксен-оливиновые хондры углистых хондритов повышенной железистости, обычно богатые включениями газов (см. рис. 10), и близкие им по составу уреилиты.

Уреилиты отличаются от других типов ахондритов повышенным содержанием газов (водорода, метана), образующих округлые и удлинённые включения в минералах и между их зернами [145]. Практическое совпадение составов уреилитов и хондр углистых хондритов *C3* (*V*) наглядно выражено на рис. 16 и 18. Как и оливиновые хондры углистых хондритов, уреилиты отличаются непостоянством содержания железа [49]. Пироксен-оливиновые хондры в метеоритах *C3* (*V*) соответствуют этой серии и в наиболее железистых составах почти совпадают с валовыми составами хондритов, приближаясь к ним также по изотопному составу кислорода (см. рис. 23).

Таким образом, отделение хондр является наиболее эффективным фактором эволюции состава хондритов, с которым можно связать взаимные переходы их типов. В хондритах встречаются богатые плагиоклазом кварцсодержащие и даже чисто кварцевые (St. Mark, тип *E* [27]) хондры, с отделением которых может быть связано повышение основности хондритов с переходом от типа *E* к типам *F* или *C*. Однако в хондритах преобладают пироксеновые, пироксен-оливиновые и оливиновые хондры, отделение которых дает сдвиг их составов в ряду *LL-L-H-(F, C, E)*. Наблюдения над сдвоенными хондрами показывают, что обогащение этого ряда хондр оливином, вытесняющим пироксен, отражает последовательность их обособления из флюидной матрицы, в которой при этом возрастает содержание железа и понижается степень его окисления. Рассмотрим эту зависимость на примере хондрита Bishunpur, тип *L* [134], который на 85% сложен пироксеновыми и оливиновыми хондрами и имеет следующий валовой состав (за вычетом из него углерода и серы):

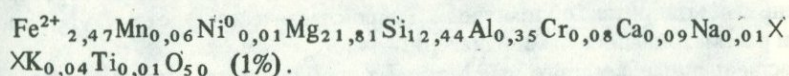
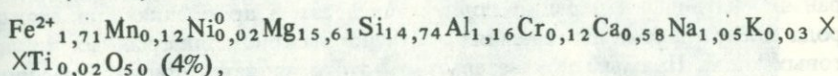
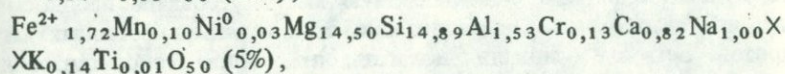
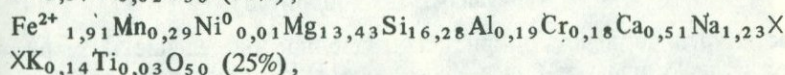
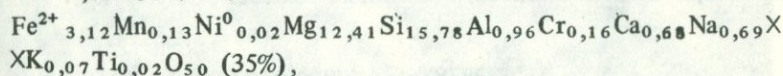
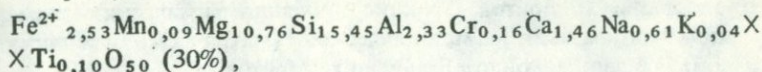


Намечается следующий порядок отщепления от него хондр, все более

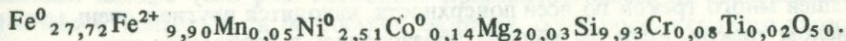
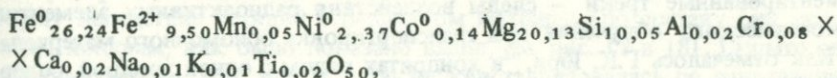
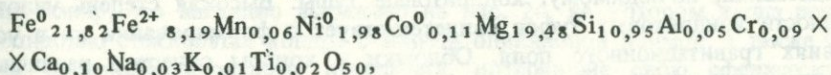
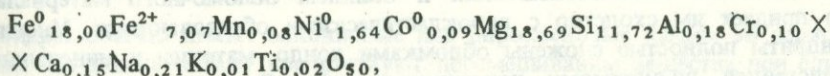
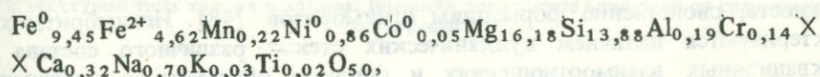
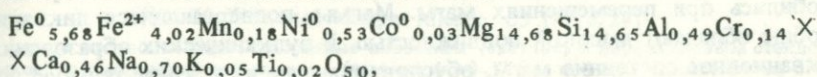
Т а б л и ц а 11. Распределение изотопов кислорода между минералами  
в метеоритах различного типа [98, 99]

Метеорит и его тип	Минерал	$^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$	$^{16}\text{O}/^{17}\text{O}$	Метеорит и его тип	Минерал	$^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$	$^{16}\text{O}/^{17}\text{O}$
Allende (C3)	<i>Me</i>	497,91	2693,29	Kenna ( <i>Ure</i> )	<i>Px</i>	494,64	2679,79
	<i>Px</i>	516,68	2787,70		<i>Oi</i>	494,93	2680,11
	<i>Spl</i>	518,40	2798,14	Ibitira ( <i>Euc</i> )	<i>Pl</i>	496,73	2682,81
Karoonda (C3)	<i>Pl</i>	497,61	2696,53	<i>Px</i>	496,97	2683,64	
	<i>Oi</i>	499,90	2704,13	Yurtuk ( <i>Hov</i> )	<i>Pl</i>	496,75	2683,16
	<i>Mt</i>	500,505	2704,67	<i>Px</i>	497,06	2684,04	
St. Severin (LL)	<i>Pl</i>	495,57	2676,90	Shergotty ( <i>Sh</i> )	<i>Pl</i>	496,31	2681,04
	<i>Px</i>	496,18	2678,21	<i>Px</i>	496,60	2682,19	
	<i>Oi</i>	496,62	2679,44	La Fayette ( <i>Nk</i> )	<i>Px</i>	496,40	2681,23
Modoc (L)	<i>Pl</i>	495,79	2677,33	<i>Oi</i>	496,84	2682,17	
	<i>Px</i>	496,10	2678,35	Estherville ( <i>Mes</i> )	<i>Pl</i>	496,85	2683,88
	<i>Oi</i>	496,63	2679,44	<i>Px</i>	497,03	2684,12	
Estacado (H)	<i>Pl</i>	496,02	2679,12	Weekeroo Station ( <i>I</i> )	<i>Pl</i>	496,66	2681,26
	<i>Px</i>	496,57	2680,94	<i>Px</i>	496,78	2681,15	
	<i>Oi</i>	496,97	2682,01				

богатых нормативным оливином (в скобках — распределение хондр в этом хондрите):



В ходе этого последовательного отщепления хондр матрица хондрита изменяет состав в такой последовательности:



В результате состав ее становится идентичным хондритам типов *H* и *F*, приближаясь затем (при отделении всей совокупности хондр) к составу палласитов. В ходе подобного фракционирования в остаточных расплавах хондритов возрастают содержания не только железа, но и всех других элементов, концентрирующихся в матрице относительно хондр (железа, никеля, углерода, серы, меди, халькофильных металлов). Их накопление соответствует общей эволюции состава хондритов в ряду *LL-L-H-C(F)-E*. Фракционированием силикатных хондр, в которых связывается закись железа, обусловлено повышение степени первичной восстановленности элементов в этом ряду хондритов. Оно выражается в последовательном понижении железистости силикатов (с 27 в типе *LL* до нуля в типе *E*) и роли трехвалентного железа в составе шпинели, а также во многих других особенностях их минерального состава. Хондриты

типов *E* и *C* отличаются от других типов высокими содержаниями серы, меди и халькофильных металлов. Все это приводит к выводу о ведущей роли в эволюции хондритов фракционирования химических элементов между жидкими фазами — металлической (матричной) и силикатной (хондровой) — в эволюционном развитии хондритов.

### Кристаллизация хондритов

Рассмотренное выше докристаллизационное разделение метеоритного вещества на хондры и более флюидную матрицу создало предпосылки дальнейшей автономной кристаллизации этих главных составных частей хондритов. Есть все основания полагать, что хондры кристаллизовались раньше матрицы и нередко подвергались затем дроблению при всякого рода внедрениях и извержениях частично раскристаллизованных хондритовых магм. Прямым доказательством этого является широкое распространение в хондритах обломочных (пирокластических) структур, что отчасти рассматривалось нами ранее [42—44].

Расщепленные хондритовые магмы подобны эмульсиям с капельками относительно вязкого силикатного расплава в более подвижном флюидном расплаве. Хондры затвердевали раньше вмещающей их матрицы и дробились при перемещениях магм. Магмы, подвергающиеся ликвации, вообще обладают высокой подвижностью. В вулканических образованиях ликвационное состояние магм, обуславливающее их исключительную подвижность, свойственно формациям игнимбритов [48]. Игнимбриды характеризуются наличием вулканических стекол различного состава в ликвационных взаимоотношениях и обилием обломочного материала, что придает им сходство с пирокластическими образованиями. Многие хондриты полностью сложены обломками хондр, матрицы и минералов, представляя, по-видимому, хондритовые туфы. Высокая степень уплотненности хондритовых туфов свидетельствует о формировании их в условиях гравитационного поля. Обломки и хондры содержат различно ориентированные треки — следы воздействия радиоактивных элементов и космического облучения: при транспортировке обломочного материала.

Как отмечалось Г.К. Юри, "в хондритах рядом с одной хондрой, содержащей много треков по всей поверхности, находятся другие с очень малым числом треков. Если бы хондры образовались в свободном пространстве, то следовало бы ожидать, что все они будут похожи друг на друга. По-видимому, хондры образовались на поверхности планетного тела" [26, с. 105].

Хондриты могут содержать вулканическое стекло или быть полностью раскристаллизованными. В стекловатых разновидностях особенно хорошо сохраняется их хондритовая (эмульсионная или каплевидная) текстура, а также наглядно выражены и структуры, свойственные вулканическим породам, отражающие быструю консолидацию магм: витрофировая, лучистая, колосниковая, порфиристая, структура типа спенифлекс, обусловленная шестоватыми и перистыми кристаллами оливина в стекле, и др. Распределение стекла и кристаллов в хондрах отражает кристаллизацию их по направлению от краев к центру. Стекло содержится главным образом в центральных частях хондр, тогда как даже полностью стекловатые

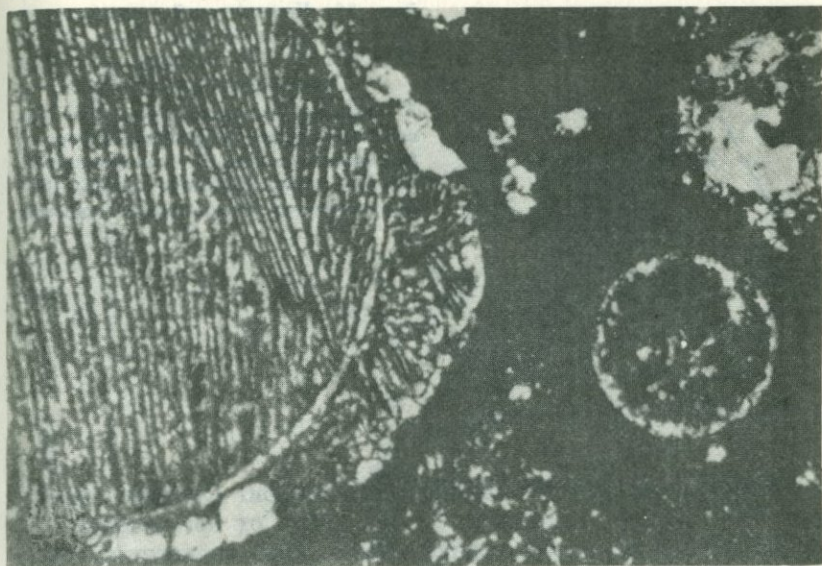


Рис. 24. Углистый хондрит Allende, C3 [27, с. 20]

Крупные и мелкие хондры, сложенные оливином (светлое) и пироксеновым стеклом (темное), в тонкозернистой матрице (темный фон). Слева крупная (около 2 мм) хондра с текстурой типа хондра в хондре. Внешняя зона богаче оливином по сравнению с внутренней

хондры обычно имеют оливиновые или пироксеновые каймы по периферии. Подобные каймы препятствуют перемешиванию вещества при слиянии хондр, что наглядно выражено на рис. 24, на котором видна почти полностью стекловатая хондра с тонкой оливиновой каймой, а также более раскристаллизованные выделения, потерявшие свою сферическую форму вследствие реакций с веществом матрицы (по составу они аналогичны хондрам, как было показано выше, см. рис. 17 и 18). Скрыто расслоенная хондра (см. рис. 22) также кристаллизовалась по направлению от краев к центру, судя по составу анортита, основность которого нарастает к краям. Расслоенность возникла, вероятно, еще в жидком состоянии, так как железистость минералов также нарастает к краям хондры, что не должно было бы иметь места при кристаллизационной дифференциации. Вообще при формировании хондритов кристаллизационная дифференциация вещества проявлялась ограниченно, приводя к ассоциации фаз, резко различающихся по составу (оливина и плагиоклазового стекла и др.), но разделение вещества путем аккумуляции кристаллов в широком масштабе не имело места. Об этом можно судить по соотношениям нормативных минералов хондр, в которых содержания оливина и пироксенов варьируют в широких пределах, практически независимо от содержания нормативного плагиоклаза, который им количественно подчинен (рис. 25). При отделении темноцветного минерала, кристаллизующегося раньше других (оливина или пироксена), остаточная жидкость должна была бы обогащаться нормативным плагиоклазом.

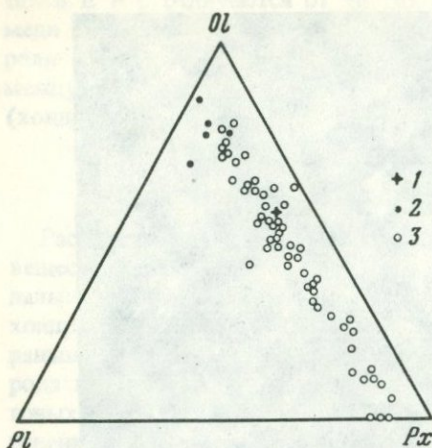


Рис. 25. Нормативный минеральный состав хондрита Chainpur (тип LL) в пересчете на 100% оливина, пироксена и полевого шпата [155]

1 — валовой состав хондрита; 2 — оливиновые хондры с нормативным металлическим железом; 3 — оливин-пироксеновые и пироксеновые хондры (без нормативного металлического железа)

Представленный на рис. 25 обыкновенный хондрит Chainpur характеризуется непрерывным изменением состава хондр от практически полностью оливиновых до целиком пироксеновых (при постоянстве содержания подчиненного им количественно плаггиоклаза). Этим рассмотренный пример отличается от дискретного распределения составов хондр, свойственного, например, обыкновенному хондриту Bishunpur (см. рис. 15), в котором хондры представлены оливиновыми разновидностями, сходными с уреилитами, и пироксеновыми типами, отвечающими по составу обритам и диогенитам, тогда как хондры промежуточного состава (оливин-пироксеновые) отсутствуют.

Хондритовая неоднородность (эмульсионный распад) метеоритного вещества отвечает очень высокой температуре, и последующее затвердевание стекловатых хондр происходило очень быстро, в обстановке, аналогичной той, которую в петрологии принято называть вулканической. Помимо вулканического стекла, об этом свидетельствуют структуры хондр (порфировая, лучистая, колосниковая и др.) и зональность кристаллов, связанная с быстрой магматической кристаллизацией. Вулканическая природа хондритов привлекала внимание с давних времен [185] и поддерживается многими исследователями [177 и др.]. Температуры начала кристаллизации хондр значительно варьируют. Они могут быть выше температуры инконгруэнтного плавления энстатита (1300–1400°С), когда при последующей закалке возникает ассоциация зональных кристаллов форстерита со стеклом, содержащим нормативный кварц (см. рис. 13). При более низкой температуре пироксен, бедный кальцием (клиноэнстатит и энстатит), кристаллизуется непосредственно из расплава и может входить в ассоциацию с оливином, пижонитом и вулканическим стеклом (1200–1300°С). Минералогически высокотемпературные стекловатые хондриты характеризуются значительным преобладанием железистости оливина над железистостью ассоциирующего с ним пироксена и невыдержанностью соотношения железистости этих минералов вследствие зональности их кристаллов. На диаграмме распределения железа и магния между оливином и пироксеном (рис. 26, табл. 12) стекловатые типы хондритов показаны в сопоставлении с их полностью раскристаллизованными раз-

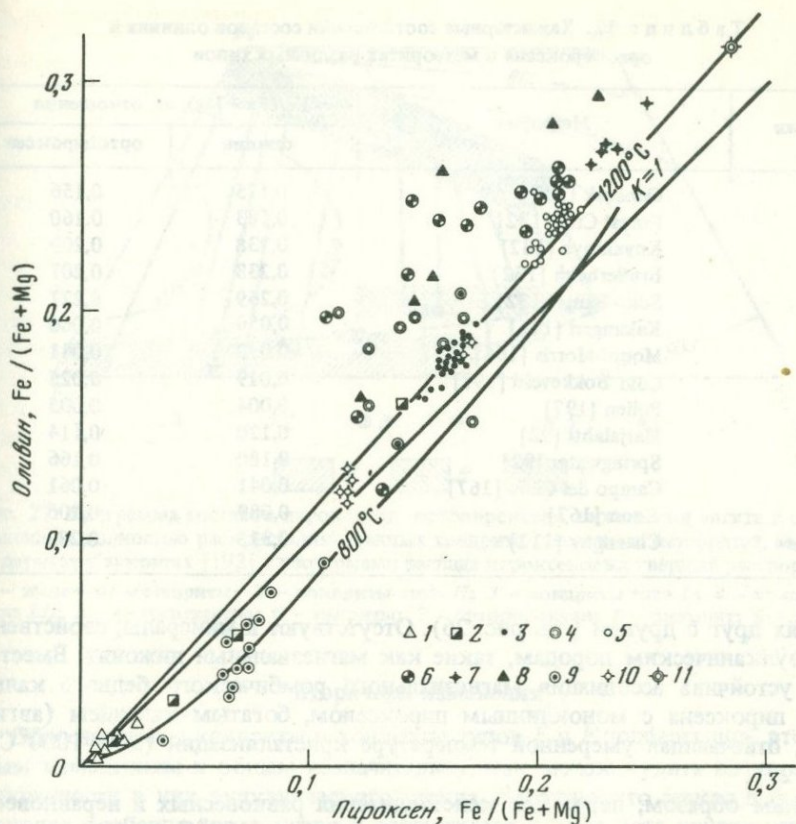


Рис. 26. Распределение железа и магния в метеоритах различного типа (пример см. в табл. 12)

1 — углистые хондриты (C); 2 — энстатит-форстеритовые хондриты (F); 3–4 — хондриты типа H (3 — раскристаллизованные, 4 — стекловатые); 5–6 — хондриты типа L (5 — раскристаллизованные, 6 — стекловатые); 7–8 — хондриты типа LL (7 — раскристаллизованные, 8 — стекловатые); 9 — силикатные включения в железных метеоритах; 10 — палласиты; 11 — шассиниты

новидностями, в которых хондритовая структура затухает в ходе их более медленной раскристаллизации. На диаграмме видно, что раскристаллизованные типы хондритов по сравнению со стекловатыми имеют более низкотемпературное и относительно стабильное распределение компонентов между минералами (железистость оливина и пироксена сближена), что отражает их более медленную консолидацию в условиях повышенного флюидного давления. Однако температура кристаллизации минералов полностью остается в пределах области магматизма (900–1200°C), что исключает их трактовку как метаморфических образований, широко распространенную в литературе [189]. Полностью раскристаллизованные хондриты соответствуют по составу стекловатым (вулканическим), представляя их плутонические аналоги. Соответственно в них минералы образуют однородные по составу кристаллы и находятся в равновесных отно-

Т а б л и ц а 12. Характерные соотношения составов оливина и ортопироксена в метеоритах различных типов

Тип	Метеорит	Fe/(Fe + Mg), ат. отношения	
		оливин	ортопироксен
<i>H</i>	Ochansk [132]	0,175	0,156
<i>H</i>	Forest City [132]	0,183	0,160
<i>L</i>	Knyahinya [132]	0,238	0,209
<i>L</i>	Bruderheim [132]	0,238	0,207
<i>LL</i>	Soko-Banja [132]	0,269	0,227
<i>F</i>	Kakangari [116]	0,050	0,060
<i>F</i>	Mount Morris [166]	0,030	0,041
<i>C</i>	Cold Bokkeveld [197]	0,019	0,025
<i>C</i>	Pollen [197]	0,004	0,005
<i>Pal</i>	Marjalahti [92]	0,120	0,114
<i>Pal</i>	Springwater [92]	0,180	0,166
<i>I</i>	Campo del Cielo [167]	0,041	0,061
<i>I</i>	Enon [167]	0,089	0,106
<i>Cha</i>	Chassigny [112]	0,315	0,282

шениях друг с другом (см. рис. 26). Отсутствуют и минералы, свойственные вулканическим породам, такие как магнезиальный пижонит. Вместо него устойчива ассоциация магнезиального ромбического бедного кальцием пироксена с моноклинным пироксеном, богатым кальцием (авгитом), отвечающая умеренной температуре кристаллизации (900–1000°С) (рис. 27).

Таким образом, первичная кристаллизация равновесных и неравновесных хондритов относится к температуре выше 1100°С, что исключает представление о них [189] как о метаморфических образованиях. Хондры кристаллизовались раньше матрицы и могли подвергаться резорбции матричным расплавом, утрачивая при этом круглую форму и превращаясь в неправильные (амебовидные) включения. Хондры и амебовидные включения практически идентичны по химическому и минеральному составам. Незначительные отличия состава амебовидных включений от стекловатых хондр объясняются их более медленной кристаллизацией, в ходе которой могла происходить реакция между хондровым и матричным расплавами. Кристаллизация хондр происходила от краев к центру, что доказывается уменьшением в этом направлении основности плагиоклаза и увеличением роли стекла. Характерно образование в хондрах внешних кайм, сложенных минералами наиболее высокотемпературной магматической кристаллизации — оливином в оливин-пироксеновых хондрах (см. рис. 11 и 24), хибонитом ( $\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$ ) и перовскитом ( $\text{CaTiO}_3$ ) в хондрах, богатых кальцием и алюминием. Во внутренних частях хондр устанавливаются (например, в углистом хондрите Allende) структуры эвтектической кристаллизации минералов — мелилита и фассаита, фассаита и анортита, хибонита, шпинели и мелилита и др. Все это свидетельствует о магматической природе хондр и исключает гипотезу их происхождения путем агломерации твердых конденсатов из туманности, согласно которой образование в них расплавов (и стекол) порождается наложенными процессами.

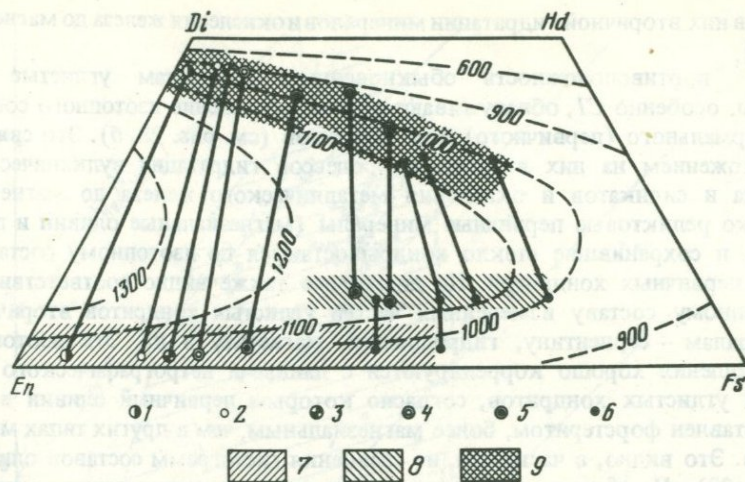


Рис. 27. Диаграмма составов пироксенов—ортопироксена, пижонита и авгита в обыкновенных полностью раскристаллизованных хондритах, железных метеоритах, мезосидеритах и эвкритях [192] с изотермами распада пироксеновых твердых растворов  
 1 — железные метеориты; 2 — хондриты типа H; 3 — хондриты типа L; 4 — хондриты типа LL; 5 — мезосидериты; 6 — эвкриты; 7 — ортопироксен; 8 — пижонит; 9 — авгит

### Вторичные изменения

Обыкновенные хондриты и хондриты типов *E* и *F* подвергались вторичным изменениям в общем незначительно, как можно судить по хорошей сохранности в них вулканического стекла. Известно, что стекло в горных породах особенно неустойчиво и разрушается раньше всех других минералов при всякого рода вторичных изменениях и метаморфизме. Хорошая сохранность стекла в большинстве хондритов отражает, по-видимому, условия их образования на поверхности небольших планет, лишенных атмосферы и гидросферы, в режиме быстрой потери ювенильных летучих компонентов хондритовыми магмами при консолидации. Отмечаются незначительные процессы перекристаллизации хондритов, связанные, возможно, с разогревом их в результате ударных процессов. Многие исследователи связывают с ними деформации и дробление хондр, но нам кажется, что эти явления имеют пирокластическую и магматическую природу. Для доказательства незначительности наложения вторичных изменений и метаморфизма обыкновенных хондритов можно привлечь также изотопные данные. На рис. 28, *a* характеризуется изотопный состав гелия хондритов (*LL*, *L*, *H*, *E*), который укладывается в рассмотренный выше (см. рис. 21) диапазон фракционирования изотопов между хондрами (силикатными частицами) и матрицей (металлической фазой). На диаграмме рис. 28 эта область изотопного фракционирования заштрихована (наклон штриховки соответствует коннодам изотопного фракционирования матрица—хондра). Нахождение хондритов в этом диапазоне первичного фазового фракционирования является признаком отсутствия в них (или незначительного проявления) вторичных изменений. Только некоторые из обыкновенных хондритов относительно обогащены тяжелым изотопом гелия в связи с разви-

тием в них вторичной гидратации минералов и окисления железа до магнетита [181].

В противоположность обыкновенным хондритам углистые хондриты, особенно *C1*, обнаруживают резкое отклонение изотопного состава от нормального (первичного) для хондритов (см. рис. 28, б). Это связано с наложением на них вторичных процессов гидратации вулканического стекла и силикатов и окисления металлического железа до магнетита. Однако реликтовые первичные минералы (магнезиальные оливин и пироксен) и сохранившие стекло хондры остаются по изотопному составу в поле первичных хондритов. На диаграмме также видно соответствие по изотопному составу измененных частей углистых хондритов вторичным минералам — серпентину, гидрослюдам, магнетиту и др. Эти изотопные соотношения хорошо коррелируются с данными петрографического изучения углистых хондритов, согласно которым первичный оливин в них представлен форстеритом, более магнезиальным, чем в других типах метеоритов. Это видно, в частности, из сравнения гистограмм составов оливина (рис. 29). Из этих соотношений следует, что кристаллизация углистых хондритов происходила в более восстановительной обстановке по сравнению с обыкновенными хондритами (*H*, *L*, *LL*). В этом отношении углистые хондриты аналогичны хондритам типов *E* и *F*. Хондриты *C1* представлены тонкозернистым низкотемпературным агрегатом водных магнезиально-железистых силикатов (серпентина и др.), углистого вещества, сульфидов, магнетита (хондры в них обычно отсутствуют). В хондритах *C2* аналогичное тонкозернистое вещество содержит реликты высокотемпературных силикатов (оливина, пироксенов) и металлического железа, замещаемого магнетитом, и составляет матрицу, в которой содержатся хондры размером до 0,5 мм. Они сложены силикатным стеклом, оливином и пироксеном и представляют все переходы от стекловатых до полностью раскристаллизованных разновидностей. Количественные отношения хондр к матрице варьируют от 1:1 (хондрит *Murray*) до 1:7 (хондрит *Harigura*), "так что может существовать постепенный переход от хондритов *C2* к хондритам *C1*" [188, с. 48]. Хондриты *C3* отличаются широкими вариациями размеров хондр — от 0,2–0,5 мм [*C3(O)*] до 0,5–2,0 мм [*C3(V)*] и наличием наряду с обычными стекловатыми оливин-пироксеновыми хондрами хондр и неправильных включений особого состава, содержащих минералы, богатые кальцием, алюминием, титаном, редкими землями, ниобием, ураном, торием, такие как геленит, акерманит, перовскит, анортит, нефелин, анальцит (метеориты *Allende*, *Leoville*, *Vigarana*, *Lance* и др.). Как и в ряду *C1–C2*, в ряду хондритов *C3* прослеживаются широкие вариации отношения матрицы к хондрам [154], которое изменяется

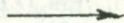
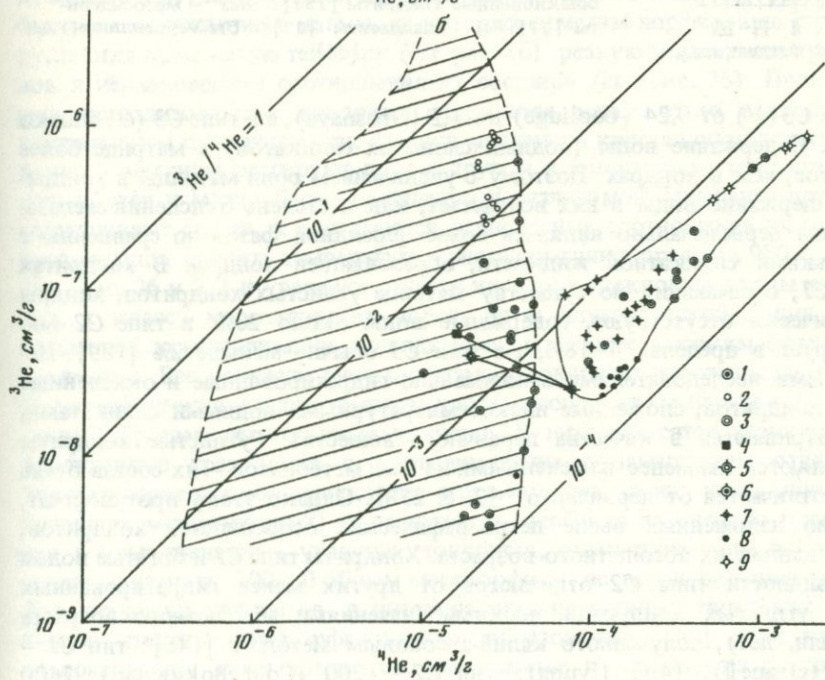
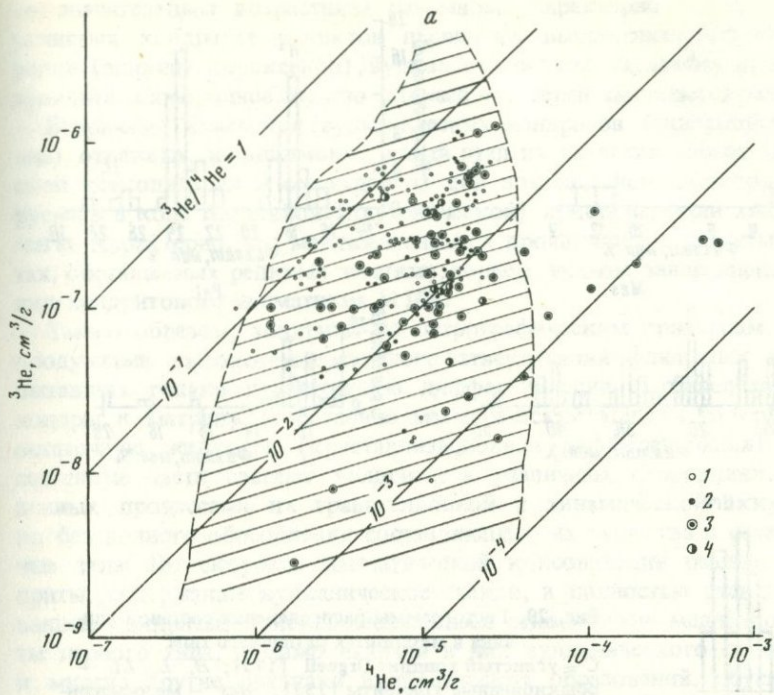


Рис. 28. Диаграммы изотопного состава гелия в хондритах (заштрихованные поля — в соответствии с рис. 21)

*a* — 1 — *L*; 2 — *LL*; 3 — *H*; 4 — *E* [120, 164, 199, 121]; б — хондриты *C*: 1 — *Vigarana C3 (V)*; 2 — *Ornans C3 (O)* [151]; 3–6 — тип *C2*: 3 — валовые составы [151], 4 — хондра с самородным железом (магнитная) в метеорите *Essebi* [199], 5 — немагнитная хондра из того же метеорита [199], 6 — гидратированная и окисленная матрица того же метеорита [199]; 7–9 — тип *C1* (полностью гидратированные и окисленные хондриты): 7 — валовые составы [151], 8 — водные силикаты [127] (серпентин и др.), 9 — магнетит [127]; сосуществующие части хондритов соединены коннодами



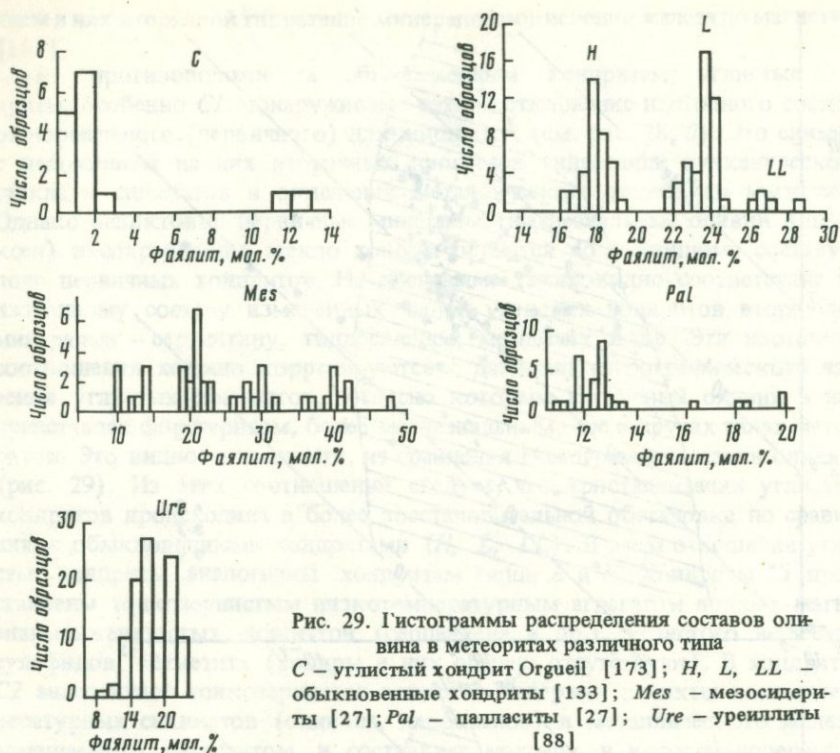


Рис. 29. Гистограммы распределения составов оливина в метеоритах различного типа  
 С — углистый хондрит Orgueil [173]; H, L, LL — обыкновенные хондриты [133]; Mes — мезосидериты [27]; Pal — палласиты [27]; Ure — уреиллиты [88]

в типе C3 (V) от 0,24 (Coolidge) до 1,2 (Grosnaya), а в типе C3 (O) близко к 0,5. Содержание воды (водных слоистых силикатов) в матрице более высокое, чем в хондрах. Поэтому с увеличением роли матрицы в хондритах содержание воды в них возрастает, как и степень окисления железа. Матрица первоначально являлась более флюидной фазой по сравнению с капельками силикатной жидкости, образовавшей хондры. В хондритах типа C1, отвечающих по существу матрице углистых хондритов, хондры практически отсутствуют, содержание воды около 20%, в типе C2 оно варьирует в пределах 4–18%, а в типе C3 обычно меньше 2% [189]. Некоторыми исследователями максимально гидратированные и окисленные типы хондритов, сложенные низкотемпературными водными силикатами, рассматриваются в качестве первичного вещества: "углистые хондриты C1 являются наименее измененными из всех метеоритов — их состав очень мало отличается от первичного" [2, с. 258]. Однако этому противоречат, помимо изложенных выше петрографических особенностей хондритов, также данные их абсолютного возраста. Хондриты типа C1 и богатые водой разновидности типа C2 отличаются от других менее гидратированных типов углистых хондритов низкими значениями абсолютного возраста ( в млн. лет), полученного калий-аргоновым методом [146]: тип C1 — 1300 (Orgueil), 1400 (Ivuna); тип C2 — 1200 (Cold Bokkeveld), 2400 (Midhei), 3400 (Mokoia); тип C3 — 4500 (Felix), более 3900 (Lance). Это свидетельствует о наложенности процессов их гидратации и окисления

со значительным возрастным разрывом. Характерно также наличие в углистых хондритах реликтов первичных высокотемпературных минералов (оливина, пироксенов), вулканического стекла, самородного железа, троилита. Самородное железо с краев его зерен замещается магнетитом.

Вторичные изменения вулканических хондритов (гидратация, окисление) отражают, по-видимому, новый этап их развития (после магматической консолидации и охлаждения) под воздействием растворов, генерируемых в ходе глубинной (плутонической) кристаллизации хондритовых магм. Характерно, что максимально они проявлялись в углистых хондритах, обогащенных редкими землями, торием, ураном, завершающих эволюцию хондритового магматизма [110].

Таким образом, хондриты по петрографическим признакам являются продуктами высокотемпературного затвердевания флюидных магм, испытавших только примитивную дифференциацию с разделением их на хондры и матрицу (собственно магматический этап) и на кристаллы и остаточную жидкость (кристаллизационная дифференциация). Все эти составные части слагают хондриты в различных пропорциях, обусловленных процессами их гравитационной и динамической аккумуляции, но без полного обособления составляющего их вещества в самостоятельные тела. По скорости магматической консолидации различаются хондриты, содержащие вулканическое стекло, и полностью раскристаллизованные хондриты, кристаллизовавшиеся относительно медленно. Хондриты первого типа, помимо наличия в них вулканического стекла, имеют и многие другие признаки вулканических образований, обусловленные быстрым охлаждением магмы, из которых отметим порфиоровую структуру, иногда пузырчатую текстуру (см. рис. 10), резкую зональность кристаллов и неравновесные соотношения их составов (см. рис. 26). Полностью раскристаллизованные хондриты отличаются менее четко выраженным хондритовым сложением, так как при медленной кристаллизации расплавы хондр и матрицы реагируют друг с другом и хондритовая текстура затухивается и может быть совершенно неразличимой. Минералы при этом выравнивают состав, и достигаются равновесные соотношения их состава, позволяющие оценить температуру кристаллизации в пределах 900–1200°С (см. рис. 26 и 27) и уверенно отнести их, как и стекловатые типы хондритов, к классу магматических пород, но к плутонической фации более медленной кристаллизации, по-видимому, под более высоким флюидным давлением. Все процессы метаморфизма в хондритах наложены на первично-магматические высокотемпературные ассоциации минералов и носят, таким образом, регрессивный характер. К ним относятся незначительно проявленные грануляция и ороговикование с замещением отдельных зерен минералов тонкозернистыми агрегатами тех же или иных минералов (ударный метаморфизм?) и гидратация, особенно интенсивно проявленная в ультраосновных углистых хондритах, содержание воды в которых может достигать 20%. В общем метаморфизм не играл большой роли в формировании хондритов, и интерпретация их главных типов как в различной степени метаморфизованных образований [189] нам кажется неоправданной. Типы хондритов, выделяемые по степени их раскристаллизованности, отражают не метаморфическую историю развития, а фации магматической консолидации метеоритов. Типы стекловатых хондритов

1, 2 и 3 представляют собой вулканические образования (они содержат наряду с вулканическим стеклом неравновесные ассоциации минеральных зерен, обладающих зональностью быстрой магматической кристаллизации), тип хондритов 4 является промежуточным (вулканическое стекло в нем играет значительную роль), типы хондритов 5 и 6 относятся к плутоническим, полностью раскристаллизованным образованиям, в которых достиглись соотношения между минералами, близкие к равновесным. В особый тип следует выделить гидратированные (главным образом углистые) хондриты, в ходе наложенного метаморфизма которых произошло интенсивное окисление железа, определившее их особое положение на диаграмме (см. рис. 9). Эти окисленные и гидратированные типы хондритов содержат множество минералов, связанных с низкотемпературным метаморфизмом, которые не встречаются в первичных хондритах: гипс  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , астраханит  $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ , эпсомит  $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ , вавеллит  $\text{Ca}(\text{CO}_2)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ , доломит  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , кальцит  $\text{CaCO}_3$ , хлорит и серпентин  $(\text{Mg}, \text{Fe})_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ , магнетит  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ . Все они отражают интенсивное окисление элементов (серы, углерода, железа), сопровождающее низкотемпературную гидратацию.

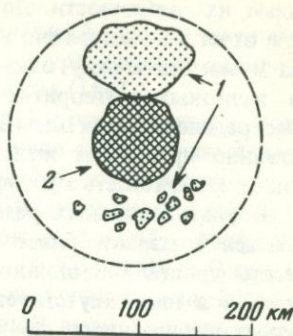
Материнскими по отношению к хондритам явились, по-видимому, небольшие планеты во внешней части пояса астероидов, которые распались на стадии примитивной эволюции космического вещества (до обособления в самостоятельные слои и автономной дифференциации расплавов, отвечающих хондрам и матрице хондритов). Это дальнейшее расслоение материнских планет метеоритов (см. рис. 30) дало начало, с одной стороны, метеоритам, богатым железом (железным метеоритам, палласитам), с другой стороны — силикатным метеоритам (ахондритам).

### БОГАТЫЕ ЖЕЛЕЗОМ МЕТЕОРИТЫ И АХОНДРИТЫ

Процесс первичного расщепления хондритовых магм, зафиксированный путем закалки в хондритовой текстуре метеоритов, дает составы пород, соответствующие богатым железом метеоритам (матрица хондритов) и силикатным их типам — ахондритам (хондры). Выше рассматривалось соответствие состава хондр ахондритам в сопоставлении с валовыми составами хондритов, позволяющее судить о составе их матриц, отвечающих богатым железом метеоритам, палласитам, железным метеоритам и мезосидеритам. Все эти минералы (богатые железом и ахондриты) связаны, очевидно, со следующей ступенью эволюции метеоритного вещества, когда хондритовое (капельное или эмульсионное) расщепление перешло в расслаивание материнских тел с обособлением богатого железом (матричного) вещества в их внутренних, а силикатного (хондрового) вещества — во внешних частях. Это расслаивание непосредственно фиксируется при изучении астероидов, по цвету, поляризации и альбедо которых различаются существенно металлические их типы (Герта и др.) и силикатные, соответствующие ахондритам (Найза и др.). Взаимное расположение их (рис. 30) приводит к представлению о материнских планетных телах, расслоенных на богатые железом и ахондритовые части, которые распались на астероиды, а также служили источником метеоритов соответствующих типов. Однако среди богатых железом типов метеоритов только палласиты и железные метеориты можно уверенно отнести к продуктам

Рис. 30. Схема расслоения небольшой планеты в поясе астероидов [200]

1 — астероид Найза и более мелкие астероиды, сложенные силикатами — энстатитом, оливином, плагиоклазом (предположительно сходен с обритами); 2 — астероид Герта, богатый металлической фазой (предположительно сходен с железными метеоритами или палласитами); аналогия проводится по цвету, поляризации и альбедо астероидов; пунктир — контур планеты, расслоенной на внешнюю ахондритовую и внутреннюю, богатую металлом части



глубинной кристаллизации во внутренних частях материнских тел. Мезосидериты же имеют признаки вулканических образований, составляя единую магматическую серию с наклитами, шерготтитами, эвкритами (см. рис. 1). С другой стороны, пироксен-оливиновые ультраосновные типы хондритов (уреилиты) составляют группу, обособленную от других типов хондритов (см. рис. 15), тяготеющую больше к ряду железных метеоритов и палласитов (см. рис. 1). Уреилиты и железные метеориты алмазоносны, что также, по-видимому, следует рассматривать в качестве признака их кристаллизации во внутренних частях материнских планетных тел [49].

Все это определяет следующее деление рассматриваемых метеоритов на генетические группы, предположительно отвечающие различным условиям их кристаллизации по глубинности (см. рис. 30, 1, 2). К группе пород более глубинной кристаллизации (во внутренних частях материнских планетных тел) относятся железные метеориты, палласиты и пироксен-оливиновые ахондриты (уреилиты). Более поверхностной зоне (внешней) соответствуют пироксеновые ахондриты (обриты, диогениты, говардиты, эвкриты, шерготтиты, наклиты) и мезосидериты.

### Железные метеориты, палласиты и уреилиты

В богатых железом метеоритах этой группы отчетливо выражены признаки глубинных образований, подвергавшихся автономной дифференциации и кристаллизовавшихся относительно медленно при высоком флюидном давлении. Это проявляется прежде всего в относительно низких температурах кристаллизации, определяемых по составу сосуществующих минералов. По железистости оливина и пироксена (см. рис. 26) определяются умеренные температуры кристаллизации палласитов (1000–1200°С) и железных метеоритов (800–1000°С). Этому соответствуют и результаты изучения сосуществующих пироксенов. Диаграмма (см. рис. 27) характеризует составы сосуществующих минералов железных метеоритов, кристаллизовавшихся при температуре 950°С (энстатит-авгитовая ассоциация) в сопоставлении с другими типами метеоритов. В последовательности железные метеориты—палласиты—уреилиты намечается возрастание температуры кристаллизации метеоритов, связанное, по-видимому, с уменьше-

нием их глубинности. Для железных метеоритов и палласитов это различие отчетливо выражено на диаграмме (см. рис. 26) в распределении железа и магния между оливином и пироксеном. Во включениях силикатов в железных метеоритах устанавливается наиболее низкотемпературное распределение этих элементов, при котором железистость пироксена существенно превышает железистость равновесного с ним оливина. В палласитах железистость этих минералов примерно одинакова.

В ультраосновных разновидностях ахондритов (уреилитах) устанавливаются признаки более высокотемпературной кристаллизации (зональность кристаллов оливина, порфириовидное сложение), но вулканическое стекло в них отсутствует. В уреилитах не прослеживается интенсивного кристаллизационного фракционирования компонентов, свойственного вулканическим образованиям: железистость оливина в них, несмотря на зональность кристаллов, изменяется в относительно узких пределах — от 8 до 22. В этом отношении уреилиты сходны с палласитами (железистость оливина 8—20) и принципиально отличаются от типичных вулканических образований, например от мезосидеритов, диапазон изменения железистости оливина в которых варьирует в значительно более широких пределах (10—50). Эти соотношения наглядно выражены на гистограмме распределения составов оливина (см. рис. 29), на которой палласиты и уреилиты сопоставляются с мезосидеритами. Для сравнения на диаграмме приведены данные по главным типам оливинсодержащих хондритов (*C*, *H*, *L*, *LL*), отражающие сходство их по составу оливина с палласитами и уреилитами. Выше уже подчеркивалась аналогия уреилитов с оливиновыми хондрами хондритов (см. рис. 15, 18, 19 и др.). Палласиты же, богатые металлическим железом, могут сопоставляться, по-видимому, с оливин-железными типами пород матрицы хондритов. Однако не следует забывать ограниченность этой аналогии, так как, выделившись в самостоятельный слой, палласитовая магма подвергалась затем автономной дифференциации (скрытому и явному расслоению) гравитационного характера, которая сопровождалась обособлением металлического расплава, давшего начало железным метеоритам. Поэтому палласиты существенно отличаются от хондритов по содержанию в металлической фазе более тяжелых, чем железо, элементов (платины, платиноидов, золота), подверженных в металлическом расплаве интенсивному гравитационному расслаиванию. По содержанию никеля, кобальта и других элементов, сходных по свойствам с железом, металлические фазы палласитов и хондритов существенно не различаются.

Вследствие скрытого расслоения содержания оливина и металлического железа в палласитах варьируют в широких пределах — от существенно оливиновых составов (близких к уреилитам, см. рис. 1 и 2) до состава железных метеоритов, в которых палласиты могут находиться в виде нечетко обособленных слоев [27, с. 69]. Металлическая фаза палласитов, обычно представленная октаэдритом, аналогична железным метеоритам по содержанию никеля и элементов-примесей. Оливин в палласитах представлен идиоморфными по отношению к железу и неправильными зернами, а также их обломками, встречаются каплевидные оливиновые выделения, отражающие несмесимость металлического и ортосиликатного расплавов. Сходные явления несмесимости прослеживаются и в оливино-

вых хондритах, особенно в их матрице, содержащий капли металлического железа, но реже в хондрах (см. рис. 13). В урейлитах в металлических каплях отмечался алмаз, замещаемый графитом [186].

Железные метеориты представлены тремя структурными типами, которые различаются также по содержанию (в %) никеля (для типичных представителей [27]): гексаэдриты — 5,65, Coya Norte; октаэдриты — 8,19, Canyon Diablo; атакситы — 16,56, Tlacotepec. Второстепенные элементы в железных метеоритах представлены кобальтом (0,3—0,8%), фосфором (0,01—0,5%), серой (0,003—0,04%), углеродом (0,003—0,03%). Они сложены железом (камаситом и тэнитом), содержат графит, шрейберзит, добреелит, когенит, хромит, троилит, образующий вкрапленность и каплевидные обособления (с высоким содержанием меди и халькофильных элементов), а также силикатные включения, изредка в виде хондр [168]. Неправильные силикатные включения, вероятно, могут параллелизоваться с амбовидными и другими силикатными составными частями хондритов, обычно находящимися в них наряду с хондрами (см. рис. 24). Наличие этих включений, и особенно хондр в железных метеоритах, является дополнительным аргументом в пользу представлений о происхождении железных метеоритов при ликвидационном расщеплении хондритовых магм на силикатные хондры и богатую железом матрицу с последующим ее обособлением в самостоятельные слои и отделением металлической фазы. Металлическая фаза также обладала, в свою очередь, скрытой (с постепенным изменением состава) и явной (дискретной) расслоенностью, как об этом можно судить по широким вариациям содержаний элементов-примесей в железных метеоритах. Они обусловлены прежде всего гравитационным расслоением металлических расплавов в недрах материнских планет (см. рис. 30), вследствие чего наибольшей изменчивостью содержания обладают или особенно легкие элементы, такие как гелий, мигрирующие вверх, или тяжелые металлы (Os, Ir, Pt, Au и др.), концентрация которых нарастает сверху вниз. Такие металлы, как никель, атомный вес которых близок к железу, не должны испытывать существенной гравитационной дифференциации в металлических расплавах. Соответственно содержание их в железных метеоритах (и палласитах) примерно такое же, как в железной фазе хондритов, которая может рассматриваться в качестве аналога исходного богатого железом расплава, не испытывавшего существенного гравитационного расслаивания (первичного по отношению к железным метеоритам и палласитам). Эти соотношения, по данным А.К. Лаврухиной [32], наглядно выражены на диаграмме (рис. 31), которая отражает соответствие металлических фаз хондритов, железных метеоритов и палласитов по содержанию никеля и различие их по содержанию иридия вследствие автономного гравитационного расслоения внутренних зон в материнских планетных телах. Диаграмма позволяет наметить соответствие хондритов различного типа железным метеоритам и палласитам, отличающимся по содержанию никеля. Повышение содержания этого элемента в железной фазе прямо коррелируется с рядом хондритов *E-H-L-LL*, в котором последовательно возрастает степень окисления железа. Эта закономерность отражает известное правило Прайора [55], согласно которому повышение содержания железа в силикатах хондритов прямо коррелируется с содержанием никеля в их металлической фазе.

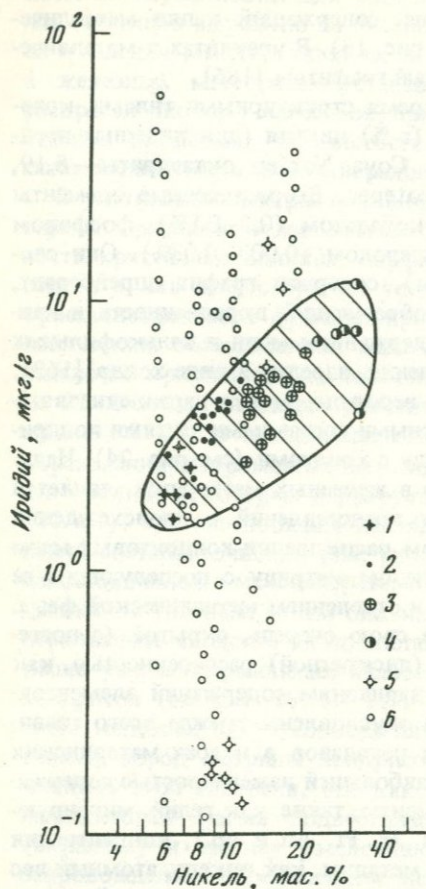


Рис. 31. Сопоставление по содержанию никеля и иридия металлической фазы хондритов (заштрихованное поле) с металлической фазой палласитов и железных метеоритов [32]

1—4 — хондриты: 1 — E, 2 — H, 3 — L, 4 — LL; 5 — палласиты; 6 — железные метеориты

Эту закономерность можно распространить на все другие металлы, возможности вхождения которых в силикаты более ограничены по сравнению с железом (платина, платиноиды, золото и др.). Например, содержание никеля в металлической фазе хондритов прямо коррелируется с содержанием иридия (см. рис. 31). Это отражает равновесные соотношения силикатной и металлической фаз хондритов, составы которых сложились в ходе фракционирования металл-силикат. В железных метеоритах и палласитах эти закономерности затушевываются автономным расщеплением металлической фазы, благодаря которому содержание иридия изменяется независимо от содержания никеля (см. рис. 31). В хондритах автономное расщепление металлической фазы (матрицы) играло второстепенную роль (с ним

связаны небольшие вариации содержания иридия в металлических фазах хондритов каждого типа, наглядно выраженные на рис. 31). В основном же составы металлической фазы хондритов сложились в ходе общей эволюции слабо дифференцированного метеоритного вещества, отражая главным образом вариации окислительной обстановки его консолидации. На диаграмме (см. рис. 31, заштриховано) в область этих составов попадают и многие составы металлической фазы железных метеоритов и палласитов, относящиеся в этих случаях к образованиям, испытавшим только слабую автономную дифференциацию. Составы, более богатые или более бедные иридием, относятся к автономно дифференцированным слоям железных метеоритов (и палласитов) в их нижних и верхних частях.

Из других элементов-примесей важное классификационное значение имеют германий и галлий. Различаются [27] железные метеориты, богатые этими элементами (в миллионных долях процента, млн.<sup>-1</sup>): Ge — 10—500, Ga — 10—60, с умеренным их содержанием: Ge — 0,1—10, Ga — 1—10, и бедные германием и галлием: Ge — 0,01—0,1, Ga — 0,01—0,5. Железные метеориты характеризуются также широкими вариациями валово-

вого состава гелия и его изотопов, например (в  $\text{см}^3/\text{г}\cdot 10^8$ ), для Clark County: He — 4920 ( $^3\text{He}$  — 1110,  $^4\text{He}$  — 3810), для Canyon Diablo: He — 1197 ( $^3\text{He}$ —238,  $^4\text{He}$ —959), для Otumpa: He—0,144 ( $^3\text{He}$ —0,024,  $^4\text{He}$ —0,120). По соотношению изотопов гелия  $^3\text{He}/^4\text{He}$  железные метеориты аналогичны палласитам (Admire:  $^3\text{He}$  — 108,  $^4\text{He}$  — 603,  $^3\text{He}/^4\text{He}$  — 0,179) и уреилитам (Novo Urei:  $^3\text{He}$  — 11,  $^4\text{He}$  — 60,  $^3\text{He}/^4\text{He}$  — 0,192), составляя совместно с ними группу метеоритов, характеризующихся наиболее высокими изотопными отношениями  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в пределах 0,1—0,6. Обогащенность железных метеоритов легким изотопом гелия принято связывать с ядерными реакциями при воздействии на них жесткого космического излучения. Однако закономерное положение их в системе метеоритов различного типа (см. рис. 20 и 21) свидетельствует больше в пользу изотопного фракционирования. Соответственно силикатные включения в железных метеоритах обеднены легким изотопом гелия относительно их валовых составов, например для Udei Station ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ): в металлической фазе — 0,266, в силикатных включениях — 0,087. Эти соотношения отражают общую закономерность железо-силикатного фракционирования изотопов в метеоритах, прослеживаясь также в палласитах (Marjalahti: в металлической фазе — 0,284, в оливине — 0,191) и мезосидеритах (см. табл. 8). Показательна в данном случае аналогия фракционирования изотопов гелия в палласитах и железных метеоритах с хондритами, богатая железом матрица которых является концентратором легкого изотопа гелия относительно силикатных хондр (см. рис. 20). Это соответствие металлической фазы хондритов и железных метеоритов по изотопным соотношениям гелия является дополнительным аргументом в пользу их генетической общности. Однако по валовому содержанию гелия, как и других элементов-примесей (см. рис. 31), железные метеориты характеризуются более широким разбросом значений, обусловленным автономной дифференциацией металлических расплавов в недрах их материнских планетных тел. Соответственно различаются железные метеориты, по содержанию гелия (в  $\text{см}^3/\text{г}\cdot 10^8$ ) примерно соответствующие металлической фазе хондритов — Canyon Diablo (He — 1197); более бедные гелием — Otumpa (He — 0,144) и значительно более богатые гелием — Clark County (He — 4920).

Некоторые типы железных метеоритов содержат алмазы: Alpha 77283 (Антарктида) [110], Canyon Diablo (США) [27]. Происхождение в них алмаза интерпретируется неоднозначно: "либо алмаз указывает на происхождение метеорита из глубоких недр (область высоких давлений достаточно крупного планетного тела), либо алмаз мог возникнуть в результате воздействия ударной волны при падении метеорита" [27, с. 64—65]. Алмаз в железных метеоритах ассоциирует с лонсдейлитом (его гексагональной модификацией), что обычно рассматривается в качестве аргумента в пользу ударного происхождения алмазов. При этом используется аналогия с ударными метеоритными кратерами, или астроблемами, и экспериментальным получением алмазов взрывным методом. В обоих этих случаях в ассоциации с алмазом получается лонсдейлит, фиксирующий режим быстрой кристаллизации алмазного вещества.

Подтверждением происхождения алмаза в достаточно крупных планетных телах [140] можно считать постоянное нахождение его (с лонсдейлитом или без него) в уреилитах, относящихся к типу алмазоносных метеори-

тов [80, 93]. Алмаз содержится во всех образцах этих метеоритов, приурочиваясь совместно с графитом к железной их фазе между зернами оливина или в круглых каплевидных обособлениях (нодулях), причем алмаз замещается графитом с образованием псевдоморфоз [186].

Уреилиты сложены оливином, пироксеном, самородным железом (камаситом) с невысоким содержанием никеля (около 3%), троилитом и графитом, а также штрейберзитом, ольдгамитом, добреелитом, нинингеритом, хромитом. В оливине с железистостью 2–17 практически отсутствуют никель и титан, но он богат хромом ( $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,4 \div 0,9\%$ ) и кальцием ( $\text{CaO} = 0,2 \div 0,5\%$ ) [145]. В метеорите Naverö зерна оливина размером 0,5–2 мм перекристаллизованы (гранулированы) в мелкозернистый агрегат, окружены камаситом и имеют зональное строение: в центральных частях зерен – оливин с железистостью 15–17, к краям в нем появляются и прогрессивно количественно возрастают включения камасита, железистость при этом уменьшается почти до нуля. Зерна оливина могут быть гранулированы, но без нарушения их первичной зональности, которая объясняется ниже, исходя из представлений о кристаллизационной дифференциации уреилитовых расплавов. Ранняя кристаллизация оливина с железистостью 15–20 (внутренние части зерен) при отклонении от равновесных соотношений (при появлении зональности) должна сопровождаться обеднением остаточного расплава закисью железа (с повышением в нем отношения  $\text{Fe}/\text{FeO}$ ) и, как следствие, реализоваться в понижении железистости оливина. При этом кристаллы оливина по мере роста захватывают все больше включений железной фазы. Камаситом и троилитом сложены также интерстиции между зернами оливина, что определяет своеобразную сидеронитовую структуру уреилитов [184]. Зональность зерен оливина прослеживается не только по железистости, но и по другим элементам [145] (первая цифра – внутренняя часть зерна с  $Fa_{1,4}$ , вторая – внешняя с  $Fa_5$ , в мас.%):  $\text{SiO}_2 - 42,0-41,5$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3 - 0,6-0,9$ ,  $\text{FeO} - 12,9-4,7$ ,  $\text{MnO} - 0,5-0,6$ ,  $\text{MgO} - 45,6-51,8$ ,  $\text{CaO} - 0,3-0,3$ . Особенно показательное обогащение краевых частей зерен хромом, прямо коррелирующееся с понижением железистости оливина (нарастанием восстановительной обстановки), что свидетельствует о вхождении хрома в оливин в двухвалентном состоянии. Поздняя кристаллизация железа и сульфидов в максимально восстановительной обстановке проявляется также в наличии прожилковых выделений этих минералов в зернах оливина. Углерод и сульфиды концентрируются в самородном железе (в остаточном расплаве), что отражает общую закономерность распределения углерода в метеоритах [10]: содержание углерода в силикатной фазе метеоритов в среднем 0,034, в металлической – 0,108% (при среднем валовом содержании 0,044%); при ликвационном разделении металлической и сульфидной фаз углерод концентрируется преимущественно в последней (сульфидно-графитовые каплевидные обособления обычны в металлических частях метеоритов).

Пример аналогичной зональности оливина изучен в уреилите Kenna [87] с размахом железистости 0–20, нарастающей к центру кристаллов. В этом же направлении в них понижается количество включений металлической фазы.

Пироксен в уреилитах представлен клиноэнстатитом (в бедных кальцием разновидностях) или пижонитом. Появление пижонита отражает

магматическую (высокотемпературную) природу уреилитов. Зерна пироксена зональны, причем состав его коррелируется с составом оливина, например  $Fa_{18}-Fs_{18}$ ,  $Fa_{12}-Fs_{13}$  [184]; содержанию хрома в оливине (0,42–0,49%  $Cr_2O_3$ ) соответствует закономерно более высокое его количество в пироксене (1,14–1,56%  $Cr_2O_3$ ) [184]. Эти соотношения показывают, что, несмотря на относительно быструю кристаллизацию уреилитовых магм (кристаллизационная зональность кристаллов), между минералами достигалось локальное равновесие. В породах встречаются редкие зерна глиноземистого пироксена (в мас.%):  $SiO_2 - 50,6$ ,  $Al_2O_3 - 8,0$ ,  $Cr_2O_3 - 0,4$ ,  $FeO - 6,9$ ,  $MnO - 0,2$ ,  $MgO - 30,5$ ,  $CaO - 0,5$ ,  $Na_2O - 0,1$ , частично разложенные на тонкозернистые агрегаты минералов, в число которых входит и плагиоклаз (~3%) [145].

К одной из наиболее неясных проблем генезиса уреилитов относится происхождение в них алмазов, которые ассоциируют с камаситом и троилитом, находясь совместно с ними между зернами оливина в линзовидных участках и прожилках. В уреилите Haverö доказано раннее образование алмазных агрегатов, жилковидные выделения которых впоследствии будинировались и подвергались позднему внедрению железа в межбудинные их части. Такие структурные соотношения рассматривались П. Рамдором в качестве аргумента против импактной гипотезы происхождения алмаза [172]. Алмаз повсеместно ассоциирует с графитом и углстым веществом, встречаясь только в реликтах от замещения его этими минералами, иногда с образованием псевдоморфоз [186]. По времени, вероятно, это замещение соответствует таким явлениям, как грануляция кристаллов оливина и разложение зерен глиноземистого пироксена на агрегат вторичных минералов (в том числе плагиоклаза). Перекристаллизация алмаза в графит и углстое вещество сопровождалась, по-видимому, частичным выгоранием углерода ( $C \rightarrow CO_2$ ) с преимущественным переходом в газовую фазу тяжелого изотопа (графит, замещающий алмаз, несколько обогащен легким изотопом углерода). Это связано со специфической распределения изотопов углерода между алмазом (графитом) и двуокисью углерода, определяемой следующей реакцией, смещенной вправо:  $^{13}C + ^{12}CO_2 \rightarrow ^{12}C + ^{13}CO_2$ . Константа распределения  $K = (^{12}C/^{13}C) : (^{12}CO_2/^{13}CO_2)$  при 298,15K равна 1,011, при 600K – 1,013 [101].

### Пироксеновые ахондриты и мезосидериты

Во многих метеоритах этой группы отчетливо выражены признаки вулканической природы. В наиболее богатых железом мезосидеритах она устанавливается по наличию в них интенсивного кристаллизационного фракционирования железа (широкий разброс железистости силикатов, см. рис. 29), зональности кристаллов, брекчиевым (пирокластическим) текстурам и др.

Пироксеновые ахондриты подразделяются на бедные кальцием энстатитовые (обриты) и гиперстеновые (диогениты) и богатые кальцием пироксен-плагиоклазовые (эвкриты и говардиты), пироксеновые (ангриты) и оливин-пироксеновые (наклиты). Они близки по химическому и минеральному составу пироксенитам (обриты, диогениты) и габбро или базальтам (говардиты, эвкриты, шерготтиты, наклиты), формировавшим-

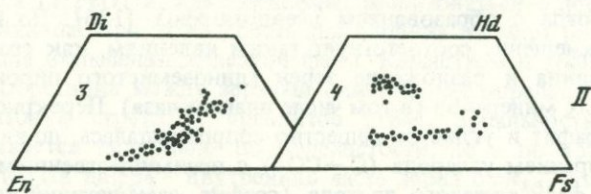
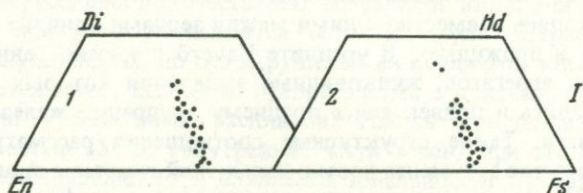
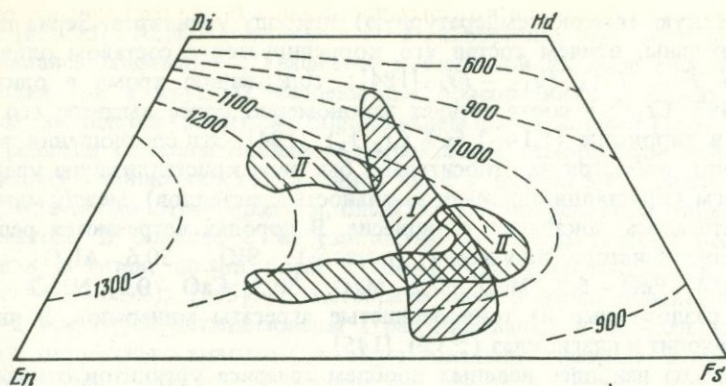


Рис. 32. Сопоставление вариационных диаграмм пироксенов из плагиоклаз-пироксеновых ахондритов (эвкритов, шерготтитов) [170]

*I* – равновесных плутонических (*1* – Stannern, *2* – Nuevo Laredo); *II* – неравновесных вулканических (*3* – Pasamonte, *4* – Shergotty)

ся в сильно восстановительной обстановке (содержат самородное железо). Эвкриты и шерготтиты, например, особенно близки лунным базальтам (по составу, геохимическим особенностям и структуре), вследствие чего выделяются под названием базальтовых метеоритов [156]. Большинство метеоритов рассматриваемого типа свойственны признаки формирования их путем магматической кристаллизации в вулканических высокотемпературных условиях. К ним относятся наличие вулканического стекла, порфировых структур, дендритовых, радиально-лучистых, колосниковых кристаллов, первичной зональности вкрапленников и другие признаки, отражающие вулканические условия быстрой магматической кристаллизации. Вулканическая природа метеоритов подчеркивается также наличием обломочных стекловатых пород, которые можно рассматривать в качестве ахондритовых туфов. Однако наряду с вулканическими типами имеются полностью раскристаллизованные (зернистые) ахондриты, отражающие условия более медленной кристаллизации магм в плутонической или

переходной к ней фациях, в которых достигались более равновесные соотношения между минералами. Это различие прежде всего отражается на соотношении состава пироксенов, как показано на диаграмме (рис. 32). В раскристаллизованных (равновесных) плутонических типах ахондритов (см. рис. 32, I) железистость ортопироксена и клинопироксена стабилизировалась соответственно с общим содержанием железа и окислительно-восстановительными условиями, определяющими выделение части железа в металлическом состоянии. При этом установилась равновесная железистость всего ряда пироксенов клинозостатит—пижонит—авгит, отвечающая температуре магматической кристаллизации порядка 1150°С (см. рис. 31, изотермы распада пироксеновых твердых растворов). Устойчивость полного ряда пижонитовых пироксенитов отражает режим формирования зернистых ахондритов (см. рис. 32, I) в фации, переходной от вулканической к плутонической. В порфировых и стекловатых (вулканических) ахондритах прослеживается иное распределение составов пироксенов, которое иллюстрируется схемой II (см. рис. 32), отражающей резко выраженное кристаллизационное фракционирование компонентов в результате отклонения магматических систем от равновесия при их быстром охлаждении на поверхности или вблизи поверхности материнских планетных тел. Кристаллизация пироксенов в этом случае начинается в магнезиальной области, в которой возникает ассоциация клинозостатита с повышенным содержанием кальция и авгита (богатые кальцием пижонитовые пироксены здесь еще неустойчивы). Фракционирование магнезиальных фаз в ходе образования зональных кристаллов смещает составы остаточных магм в железистую область и стабилизирует более богатые кальцием пижонитовые пироксены (с соответствующим замыканием авгитовых и клино-

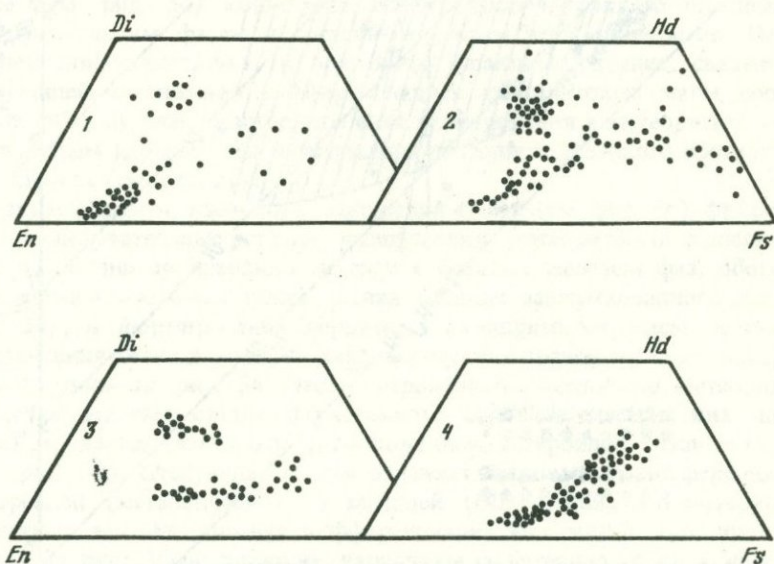


Рис. 33. Сопоставление вариационных диаграмм пироксенов в лунных породах формаций лейкодолеритов (1) и меланократовых базальтов (2) с аналогичными им ахондритами (шергготтитами) [170] — Shergotty (3), Pasamonte (4)

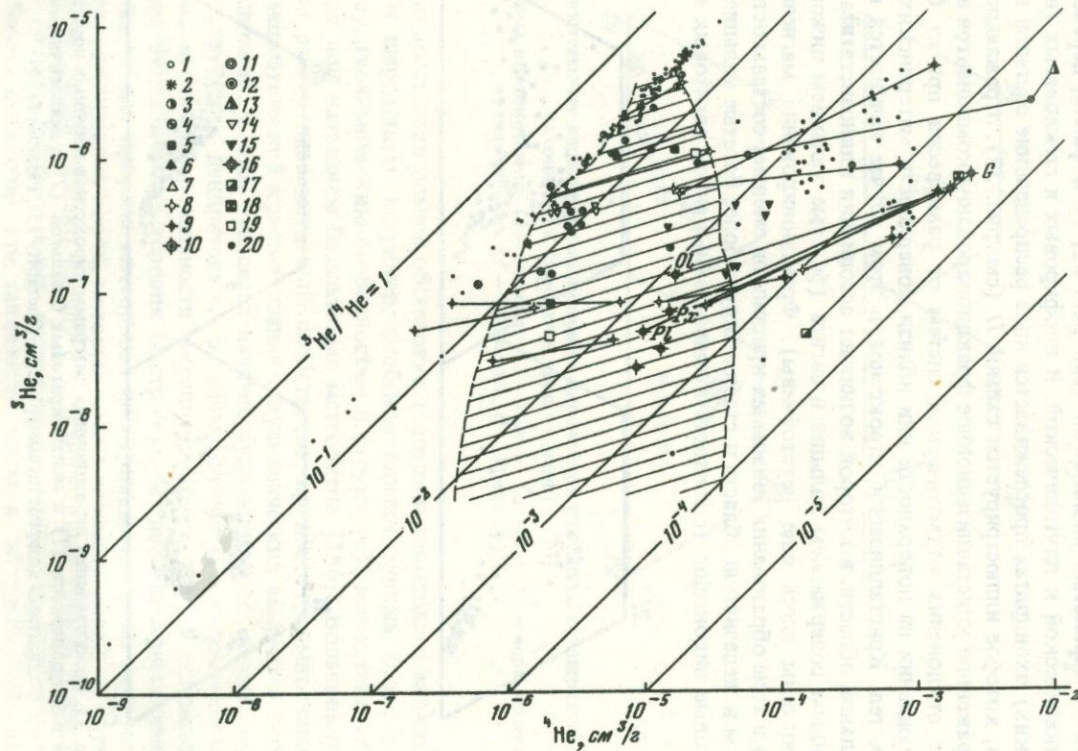


Рис. 34. Изотопы гелия в метеоритах различного типа и лунных породах в сопоставлении с хондритами (заштрихованное поле — по рис. 21)

1 — железные метеориты [122];  
 2 — алмазосный железный метеорит Canyon Diablo [122];  
 3 — палласиты [158]; 4 — урилиты [151] (алмазосные железо-оливиновые метеориты);  
 5–7 — мезосидериты [157] (5), их железная (6) и силикатная (7) фазы [85]; 8–10 — хондриты (8 — валовые составы) и отщепления в них металлического (9) и ахондритового материала [121] (10 — "темные включения", по [165]); 11–13 — обриты (11 — валовые составы) и расщепления их на светлые (12) и темные (13) составные части [165, 199, 108];  
 14 — диогениты [158, 199]; 15 — эвкриты [157, 199]; 16–18 — гювардиты (16 — валовые составы) и расщепления их на светлые (17) и темные (18) составные части [165, 174, 199, 121]; 19 — шерггиты [157]; 20 — базальты Луны [123]; сосуществующие составы соединены коннодами

энстатитовых рядов пироксеновых составов, наглядно выраженным на рис. 32). Сосуществующими составами пироксенов фиксируется температурный интервал кристаллизации вулканических ахондритов 1200–1050°С. Фракционирование железа в ходе кристаллизации вулканических (так называемых неравновесных) ахондритов, приводящее к широким вариациям железистости пироксенов — от магнезиальных до крайне железистых (см. рис. 32, II), отличает их от соответствующих им по составу ахондритов, переходных к плутоническим (см. рис. 32, I), с фиксированной железистостью пироксенов, стабилизировавшейся в ходе медленного охлаждения магм. Аналогами неравновесных ахондритов являются базальтовые магматические серии, например, на Луне (рис. 33), в которых составы сосуществующих пироксенов варьируют в еще более широком диапазоне железистости.

На диаграмме (рис. 34, табл. 13) дана характеристика изотопного состава гелия богатых железом метеоритов и ахондритов в сопоставлении с рассмотренным выше полем изотопных составов неизменных хондритов (см. рис. 21 и 28). Железные метеориты и палласиты по изотопным характеристикам близки матрице и железным частицам хондритов, так же как и уреилиты. Пироксеновые ахондриты в большинстве близки соответствующим им по составу хондрам. Эти соотношения соответствуют сделанному выше выводу о происхождении богатых железом метеоритов и ахондритов путем расслаивания хондритовых магм. Однако в пироксеновых ахондритах прослеживается и дальнейшая эволюция метеоритного вещества, ведущая к формированию в нем фаз, в том числе стекловатых, относительно богатых тяжелым изотопом гелия и находящихся за пределами поля первичных хондритовых составов. Эта неоднородность пироксеновых ахондритов по изотопному составу гелия характеризуется на графике (см. рис. 34) коннодами, соединяющими точки, относящиеся к сосуществующим фазам и составным частям этих метеоритов. Наклон коннод показывает, что это изотопное фракционирование, связанное с дальнейшей автономной дифференциацией ахондритовых магм, соответствует общему плану изотопного фракционирования в метеоритах: конноды в общем параллельны направлению изотопного фазового соответствия в хондритах (см. рис. 21).

Таким образом, изотопные отношения гелия (см. рис. 34) фиксируют две последовательные стадии расщепления метеоритного вещества. В первую стадию происходило отделение богатых железом фаз, обогащенных легким изотопом гелия (левая граница заштрихованного поля на рис. 34), и формирование первичных ахондритовых магм, изотопные соотношения гелия в которых характеризуются правой границей заштрихованного поля на рис. 34. Этому первичному расслоению метеоритного вещества отвечает стадия двухслойного строения материнских планет, зафиксированная взаимным расположением астероидов различного типа (см. рис. 30). Следующая стадия отражает автономную дифференциацию внутренней (металлической) и внешней (силикатной) зон материнских планетных тел. Автономная дифференциация внутренней зоны прослеживается на рис. 31 по широким вариациям содержания гелия в железных метеоритах (с отклонениями в ту и другую стороны от исходных составов, фиксируемых металлической фазой хондритов), но с сохранением соот-

Т а б л и ц а 13. Содержание изотопов гелия в главных типах метеоритов и в лунных базальтах (в см<sup>3</sup>/г·10<sup>3</sup>)

Метеорит и его тип	<sup>3</sup> He	<sup>4</sup> He	<sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> He
Hvittis ( <i>E</i> ) [199]	43,00	1330	0,0320
Adhi Kot ( <i>E</i> ) [199]	4,70	1430	0,0033
Orgueil ( <i>CI</i> ) [151]	6,12	10800	0,0006
Ivuna ( <i>CI</i> ) [151]	5,48	9430	0,0006
Cold Bokkeveld ( <i>C2</i> ) [151]	0,45	1760	0,0003
Pollen ( <i>C2</i> ) [151]	8,54	21930	0,0004
Allende ( <i>C3(V)</i> ) [151]	7,82	2550	0,0031
Ornans ( <i>C3(O)</i> ) [151]	37,00	2400	0,0154
Dimmitt ( <i>H</i> ) [164]	2,63	1371	0,0019
Brownfield ( <i>H</i> ) [164]	15,67	1100	0,0142
Cedar ( <i>H</i> ) [199]	19,00	247	0,0769
Zomba ( <i>L</i> ) [199]	25,00	324	0,0770
Tennasilm ( <i>L</i> ) [199]	39,00	1900	0,0205
Show ( <i>L</i> ) [120]	0,90	1100	0,0008
Appley Bridge ( <i>LL</i> ) [120]	1,76	770	0,0023
Manbhoom ( <i>LL</i> ) [120]	32,00	1430	0,0223
Soko-Banja ( <i>LL</i> ) [120]	104,00	1580	0,0658
Otumpa ( <i>I</i> ) [121]	0,024	0,12	0,2000
Canyon Diablo ( <i>I</i> ) [122]	238,00	959	0,2480
Clark County ( <i>I</i> ) [121]	1110,00	3810	0,2910
Admire ( <i>Pal</i> ) [158]	108,00	603	0,1790
Novo Urei ( <i>Ure</i> ) [151]	11,50	60	0,1920
Tatahouine ( <i>Dio</i> ) [154]	34,00	215	0,1580
Shallowater ( <i>Aub</i> ) [108]	44,00	277	0,1590
Nuevo Laredo ( <i>How</i> ) [174]	3,74	1336	0,0028
Juvinas ( <i>Euc</i> ) [157]	15,00	4950	0,0030
Shergotty ( <i>Sh</i> ) [157]	107,00	2461	0,0435
Базальт Луны [123]	0,59	1590	0,0004

ношения изотопов гелия (<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He) в пределах 10<sup>0</sup>–10<sup>-1</sup>. Железные метеориты, богатые гелием, характеризуются несколько более высокими значениями этого отношения по сравнению с метеоритами, бедными гелием, что свидетельствует об изотопном фракционировании в ходе гравитационного расслоения металлических расплавов (с относительным накоплением легкого изотопа в верхах внутренних металлических зон). Однако этот эффект является очень слабым. С другой стороны, дифференциация первичных ахондритовых внешних зон планет сопровождалась эффективным фракционированием изотопов гелия, что свелось в основном к отщеплению пироксен-плагиоклазовых (базальтовых) расплавов, относительно обогащенных тяжелым изотопом этого элемента, с отношением <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в пределах 10<sup>-2</sup>–10<sup>-4</sup>. К этой группе пород, связанных с вторичным отщеплением базальтовых магм от первичного ахондритового вещества, относятся и лунные базальты, составы которых на рис. 34 располагаются за пределами области первичного изотопного фракционирования метеоритного вещества, выделенного штриховкой. Валовой состав Луны близок к диогенитам или говардитам (см. рис. 1), при последующем расщеплении которых образовались ультраосновная мантия и основная (эвкритовая)

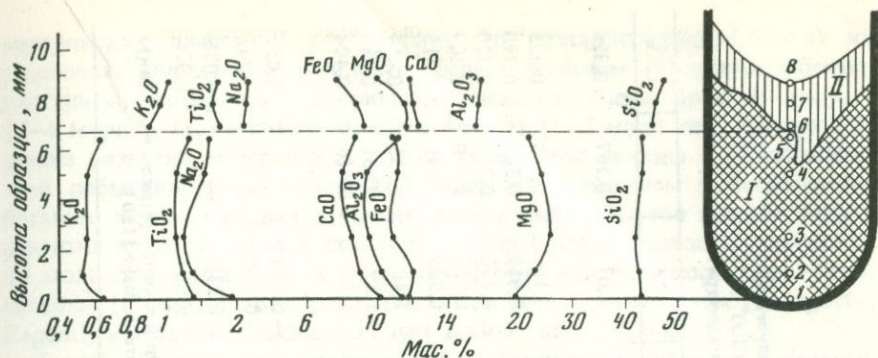
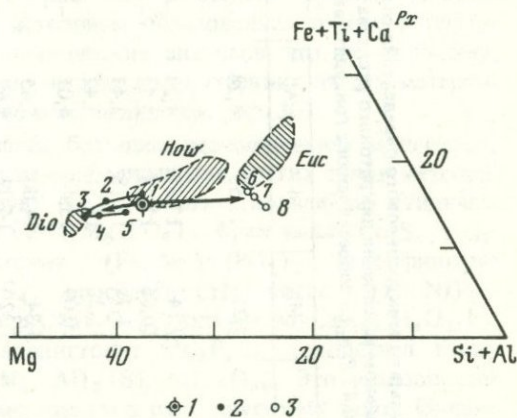


Рис. 35. Экспериментальное расслоение ахондритового расплава под давлением водно-водородной смеси при  $P_{\text{общ}} = 250 \text{ МПа}$ ,  $N_{\text{H}_2\text{O}} = 0,57$  и  $T = 1300^\circ\text{C}$  (выдержка в течение 2 сут)

I – ультраосновной состав (стекло + оливин); II – основное стекло; 1–8 – точки микрозондового определения состава

Рис. 36. Петрохимическая схема диогенит-говардит-эвкритового расслоения под водно-водородным давлением (см. рис. 35)

1 – исходный состав; 2–3 – продукты его расщепления: 2 – стекло с кристаллами оливина, 3 – стекло; 1–8 (цифры на схеме) – зоны расслоения, пронумерованные в порядке их расположения снизу вверх от основания ампулы



кора. Этот процесс отщепления эвкритовых расплавов от говардит-диогенитовой магмы исследовался нами экспериментально на установке, описанной выше (см. рис. 7). Исходный однородный расплав, близкий по составу к говардиту, при выдержке в течение 2 суток под водно-водородным давлением, приобрел скрытую расслоенность (с концентрацией магния в средней зоне) и дал дискретное отщепление расплава, близкого по составу к эвкритам, затвердевшего в виде стекла в верхней части ампулы (рис. 35 и 36; табл. 14).

Эвкриты по составу аналогичны толеитовым базальтам, содержащим самородное железо, которые широко распространены на поверхности Луны. Как видно на рис. 34, лунные базальты по сравнению с хондрами хондритов богаче тяжелым изотопом гелия и соответствуют дифференцированным типам ахондритов. Поэтому их происхождение связывается с автономной дифференциацией ахондритовых магм, один из вариантов которой отражен на рис. 35 и 36.

Генетически ахондриты классифицируются по стадиям развития их

Т а б л и ц а 14. Результаты микронзондового определения состава стекол, полученных при экспериментальном расслоении пикритового расплава в условиях  $T = 1300^{\circ} \text{C}$ ,  $P_{\text{Общ}} = 250 \text{ МПа}$ ,  $P_{\text{H}_2} = 0,43 P_{\text{Общ}}$  в сопоставлении с говардит-эвкритовой серией ахондритов

Стекла	Fe	Mn	Mg	Si	Al	Cr	Ca	Na	K	Ti	
Исходный состав	2,75	—	9,27	13,55	4,24	—	3,19	1,07	0,267	0,320	
Экспериментальные данные											
I											
1	3,02	—	9,14	13,37	4,24	—	3,37	1,16	0,253	0,325	
2	3,12	—	10,66	13,28	3,73	—	2,97	0,819	0,206	0,290	
3	2,81	—	11,79	13,18	3,47	—	2,80	0,750	0,217	0,270	
4	2,88	—	11,20	13,51	3,42	—	2,64	0,927	0,220	0,269	
5	2,82	—	10,09	13,47	4,01	—	2,90	0,968	0,248	0,315	
II											
6	2,37	—	5,34	14,00	5,65	—	4,03	1,48	0,355	0,414	
7	2,26	—	5,32	14,09	5,69	—	3,95	1,57	0,381	0,388	
8	1,98	—	4,61	14,54	5,74	—	3,91	1,59	0,416	0,404	
				Ахондриты							
Говардиты											
9	3,80	0,130	5,42	14,86	4,95	0,152	3,10	0,130	—	0,051	
10	3,50	0,132	5,54	14,58	5,43	0,034	3,40	0,118	—	0,007	
Эвкриты											
11	3,86	0,105	4,12	14,61	5,70	0,124	3,63	0,239	—	0,088	
12	2,53	0,092	3,40	14,15	7,45	0,079	4,25	0,176	—	0,025	

П р и м е ч а н и е. I — ультраосновные составы: 1–5 — частично раскристаллизованные во время закалки стекла (стекло + оливин); II — основные составы: 6–8 — стекла; 9 — Моама [150]; 10 — Medanitos [150]; 11 — Nagaria [150]; 12 — Serra de Mage [150].

материнских планет. В ходе первичного (палласит-ахондритового) их расслоения образуются ахондриты, бедные железом (уреилиты, обриты, диогениты, говардиты, эвкриты), имеющие очень древний возраст (4–5 млрд. лет), например метеорит Juvinas (4–5 млрд. лет). Следующая стадия развития материнских планет метеоритов связана с обновлением этой первичной коры путем конвекции с вовлечением в петрогенезис богатого железом вещества их внутренних частей. К этой поздней стадии развития планет относятся ахондриты, очень богатые железом, сравнительно молодого возраста 1–2 млрд. лет [196], как ультраосновные – шассиньиты (Chassigny, Brachina), так и основные – шерготтиты (Shergotty, Zagami) и наклиты (Nakhla, La Fayette, Governador Valadares).

Таким образом, петрографические особенности ахондритов и богатых железом метеоритов определяют сходство их с хондритами, подчеркивая идентичность их магматической природы. Как и хондриты, эти метеориты представлены вулканической и плутонической фациями пород, которые особенно наглядно различаются по характеру кристаллизационного фракционирования компонентов (см. рис. 32) и степени кристалличности. Однако палласиты и железные метеориты образовались только в плутонической фации и не имеют вулканических аналогов, что, по-видимому, отражает тенденцию концентрации железа во внутренних частях материнских тел в ходе их магматического расслоения (см. рис. 30).

Железные метеориты отличаются большим разнообразием минералов, входящих в их состав, в том числе необычных для других типов метеоритов. Из их числа отметим аварунит  $Ni_3Fe$ , алмаз и лонсдейлит (типичны также для уреилитов), брайенит  $CaNa_2Mg(PO_4)_2$ , бржезианит  $Cr_3S_4$ , гентнерит  $Cu_8Fe_3Cr_{11}S_{18}$ , графтонит  $(Fe, Mn)_3(PO_4)_2$ , джерфишерит  $K_3CuFe_{12}S_{14}$ , добреелит  $FeCr_2S_4$ , карлсбергит  $CrN$ , когенит  $(Fe, Ni)_3C$ , юриит  $NaCrSi_2O_6$ , криновит  $NaMg_2CrSi_3O_{10}$ , рихтерит  $Na_2CaMg_5Si_8O_{22}F_2$ , саркопсид  $(Fe, Mn)_3(PO_4)_2$ , фаррингтонит  $Mg_3P_2O_8$  (свойствен также палласитам), ягиит  $(K, Na)_2(Mg, Al)_5(Si, Al)_{12}O_{30}$ . Это разнообразие минералов выделяет железные метеориты в ряду других их типов. Однако в главных чертах все типы метеоритов сходны, формируясь в общем единым образом в сильно восстановительной обстановке (водородной) путем кристаллизации никель-железных, железо-силикатных и силикатных магм.

В метеоритах отсутствуют ранние (первичные) низкотемпературные ассоциации минералов, которые можно было бы связать с "холодной конденсацией" вещества Солнечной туманности. Поэтому к их физико-химической интерпретации неприложимы так называемые космические термометры и барометры, основанные на представлениях о подобной конденсации [2 и др.]. Минералогическая термометрия определяет высокие температуры первичной кристаллизации метеоритов – значительно выше температур метаморфической перекристаллизации вещества. Это обстоятельство, а также структурные особенности метеоритов не позволяют рассматривать их как метаморфические образования [189]. Метаморфизм играет второстепенную роль в генезисе метеоритов и выражается в поздней низкотемпературной гидратации и окислении первичных минералов и вулканического стекла метеоритов (особенно в углистых типах при охлаждении материнских планетных тел) и в перекристаллизации при ударах о земную поверхность. В основном же метеориты – магматические

образования, раскристаллизовавшиеся из флюидных (водородных, углеводородных) железо-силикатных магм в небольших материнских планетных телах пояса астероидов. Различаются их поверхностные (вулканические), приповерхностные (субвулканические) и глубинные (плутонические) фации. В этой последовательности снижается температура магматической кристаллизации (с 1300–1400 до 800–900°С), уменьшаются размах кристаллизационного фракционирования элементов и соответственно разброс состава минералов (например, железистости), исчезают вулканическое стекло и зональность кристаллов, затушевывается хондритовая текстура. Эволюция метеоритного вещества отражает магматическую (в основном докристаллизационную) его дифференциацию с обособлением богатых железом ультраосновных (оливиновых) магм во внутренних частях материнских тел, а более кремнекислых (пироксеновых) — во внешних оболочках. Эта дифференциация вначале носила характер скрытой (постепенной) магматической расслоенности хондритового вещества на группы I (хондриты *H*, *C* и др.) и II (хондриты *L*, *LL* и др.) (см. рис. 2). Затем расслоенность приобрела дискретный характер с явным разделением материнских планетных тел на внутреннюю и внешнюю зоны (см. рис. 30). К внутренним зонам более флюидного характера приурочены ультраосновные метеориты, богатые железом (железные метеориты, палласиты, уреилиты), а к внешним зонам — более кремнекислые метеориты (пироксеновые ахондриты и мезосидериты). Дальнейшим шагом на пути понимания генезиса метеоритов должно быть рассмотрение происхождения самих планетных тел.

К так называемой земной группе относятся планеты с высокой плотностью вещества ( $3,5-5,5 \text{ г/см}^3$ ), находящиеся во внутренней части Солнечной системы (расстояние от Солнца (в млн. км): Меркурий — 57,91, Венера — 108,21, Земля с Луной — 149,60, Марс — 227,94), и небольшие планеты пояса астероидов (см. рис. 30). Дальше от Солнца (см. рис. 4) расположены планеты-гиганты — группа Юпитера (в млн. км): Юпитер — 778,34, Сатурн — 1427,01, Уран — 2869,6, Нептун — 4496,7, Плутон — 5900, состоящие, кроме Плутона, из вещества небольшой плотности ( $0,7-2,3 \text{ г/см}^3$ ). В этом усматривается дискретность строения Солнечной системы, расслоенной в своей планетной части на более плотную внутреннюю (планеты земной группы) и менее плотную внешнюю (планеты группы Юпитера) зоны. Во внутренней зоне планеты состоят в основном из железа, магния и кремния, а во внешней — из водорода и гелия. Очевидно, среда, в которой возникали планеты этих двух групп, была различной. Чтобы понять это различие, обратимся к более детальному рассмотрению планет земной группы в сопоставлении их с метеоритами.

#### ВАЛОВЫЕ СОСТАВЫ ПЛАНЕТ

На диаграмме (рис. 37) и в табл. 15 валовые составы планет земной группы рассматриваются в сопоставлении с составами главных типов метеоритов. В основу этого сопоставления взяты данные оценки валового химического состава планет из работы [175]. Главное значение в подобных оценках имеют данные по плотности вещества планет в сопоставлении с плотностью метеоритов. Изолинии плотности на диаграмме проведены для различных окислительных состояний железа (при полностью восстановленном его состоянии и при полной окисленности до закисного состояния). Изолинии позволяют устанавливать соответствие плотностей планет и метеоритов с учетом степени окисления железа, входящего в их состав. На диаграмме видно, что планеты (кроме Меркурия и Луны) по валовому составу соответствуют хондритам (первичному метеоритному веществу, испытавшему только примитивную дифференциацию). Меркурий богат железом (близок к палласитам), а Луна беднее железом (соответствует ахондритам). Наметившееся на диаграмме (см. рис. 37) и в табл. 15 соответствие валовых составов планет и метеоритов еще более наглядно выражается на графике (рис. 38) и в табл. 16 по корреляции плотности с содержанием в их составе железа и никеля. Плотность довольно строго коррелируется с содержанием этих тяжелых элементов в веществе метеоритов и планет, приведенная к нулевому давлению, она составляет (в  $\text{г/см}^3$ ): для Луны — 3,31, для Марса — 3,80, для Земли и Венеры — 4,40, для Меркурия — 5,30. Ближайшие по плотности метеориты (см. табл. 15 и 16)

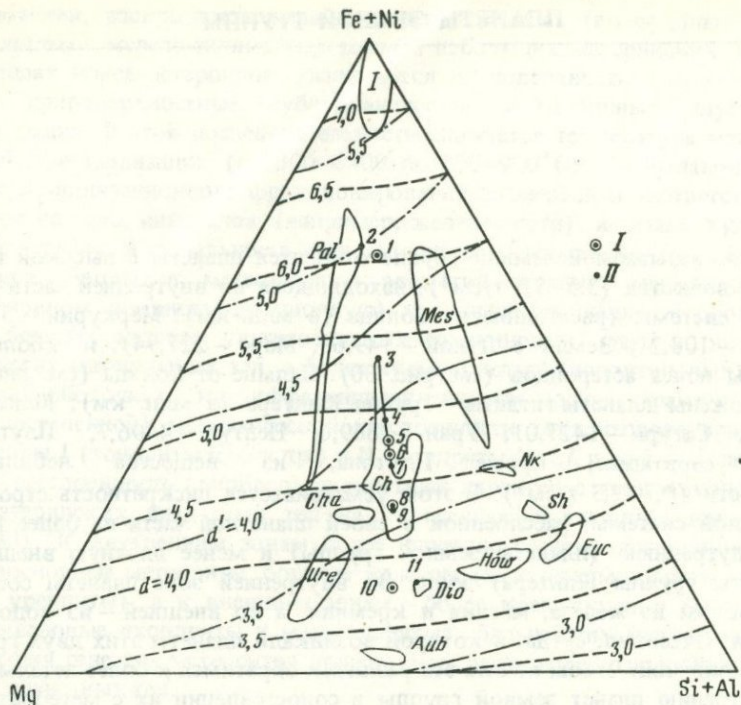


Рис. 37. Валовые составы (в ат. %) планет земной группы [175] в сопоставлении с главными типами метеоритов

I — Меркурий; 2—3 — метеориты, близкие ему по составу: 2 — палласит Рожаоке, 3 — хондрит Weatherford; 4—7 — Земля, Венера и близкие им по составу хондриты: 4 — хондрит Rose City [193], 5 — Земля, 6 — Венера, 7 — хондрит Richardton [193]; 8 — Марс; 9 — хондрит Modoc, близкий ему по составу [193]; 10 — Луна; 11 — ахондрит (диогенит, Tatahouine), близкий ей по составу [153]. Изолинии плотности рассчитаны для железа, полностью восстановленного ( $d$ ) и полностью окисленного до закисного состояния ( $d'$ ); типы метеоритов соответствуют рис. 1; I — планеты; II — метеориты

можно рассматривать в качестве аналогов исходного вещества (дегазированного в ходе кристаллизации), с которого начиналась дифференциация планет (их внутреннее расслоение). Нарастание его плотности с приближением к Солнцу отражает, по-видимому, скрытую расслоенность среды, из которой выделялись планеты в виде гигантских капель флюидных железо-силикатных магм, аналогичных расплавам, из которых формировались хондриты. Выделение подобных протопланетных масс связано, вероятно, со слиянием более мелких капель, как прослеживается в хондритах (см. рис. 24), и возможно лишь в более плотной среде, охватывавшей, видимо, всю область развития планет земной группы, в среде, способной оказывать давление, достаточное, чтобы предотвратить их распад и передать количество движения, необходимое для стабилизации планет на орбитах. Однако во внешнем поясе астероидов (см. рис. 4) это ограничивающее давление падало, по-видимому, слишком быстро, и планеты этого пояса распадались уже на ранней стадии примитивной дифференциации метеоритного вещества (хондриты преобладают среди метеоритов)

Т а б л и ц а 15. Сопоставление валовых составов планет земной группы, Луны и их ближайших аналогов среди метеоритов

Элементы	Меркурий [175]	Pojoaque (Pal) [74]	Weather- ford (F) [149]	Земля [175]	Rose City (H) [193]	Венера [175]	Richardton (H) [193]	Марс [175]	Modoc (L) [193]	Луна [175]	Tatahouine (Dio) [153]
Fe <sup>0</sup>	53,44	55,80	27,55	13,42	12,89	10,83	7,98	3,98	2,52	—	—
FeS <sup>2+</sup>	—	0,77	0,76	—	3,02	—	1,66	—	1,55	—	—
Fe <sup>2+</sup>	3,81	3,34	1,16	3,31	2,01	3,33	3,35	5,77	4,39	4,33	3,78
Mn	—	0,32	0,07	—	0,085	—	0,12	—	0,10	—	0,13
Ni <sup>0</sup>	2,71	3,19	1,67	0,67	1,05	0,54	0,65	0,17	0,47	—	—
Co <sup>0</sup>	—	0,22	1,16	—	0,06	—	0,04	—	—	—	—
Mg	14,21	16,06	15,20	14,27	13,48	14,29	13,40	13,51	12,95	13,98	12,58
Si	14,93	12,97	14,22	15,16	13,75	15,12	13,88	14,34	13,79	14,81	16,35
Al	0,88	0,27	1,28	0,92	1,50	0,93	1,26	0,90	1,03	0,91	0,18
Cr	—	0,03	0,15	—	0,18	—	0,18	—	0,15	—	0,17
Ca	0,80	2,52	0,91	0,74	0,59	0,74	0,61	0,68	1,03	0,71	0,24
Na	—	0,49	0,34	—	0,61	—	0,75	—	0,63	—	0,015
K	—	0,11	0,03	—	0,08	—	0,07	—	0,05	—	—
P	—	0,12	0,21	—	0,14	—	0,18	—	0,09	—	0,002
Ti	—	—	0,30	—	0,05	—	0,03	—	0,03	—	0,015
O	50,00	49,23	49,24	50,00	46,98	50,00	48,34	50,00	48,45	50,00	50,00
S	—	0,77	0,76	—	3,02	—	1,56	—	1,55	—	—
Плотность, г/см <sup>3</sup>	5,30	5,60	—	4,40	—	4,40	—	3,80	3,54	3,31	3,40

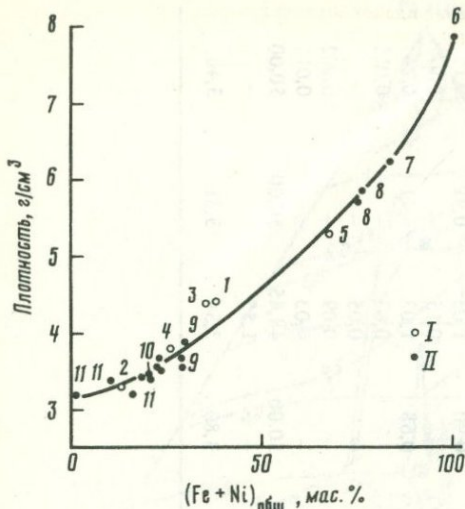


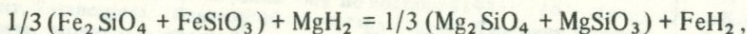
Рис. 38. Зависимость плотности метеоритов от содержания в них железа и никеля в сопоставлении с составом и приведенной плотностью планет (см. табл. 16)

*I* — планеты: 1 — Земля, 2 — Луна, 3 — Венера, 4 — Марс, 5 — Меркурий; *II* — метеориты: 6 — железные метеориты, 7 — железные метеориты с силикатными включениями, 8 — палласиты, 9 — хондриты типа *H*, 10 — хондриты типов *L* и *LL*, 11 — ахондриты (диогениты и обриты)

и в меньшей мере на стадии более полной и контрастной дифференциации (см. рис. 30).

Разделение Солнечной системы на две части — внешнюю (газовую туманность) и внутреннюю (более плотную, богатую

железом) и затем последующие выделение во внутренней части силикатных протопланет земной группы представляет последовательные ступени единого процесса конденсации космического вещества, специфика которого определялась его водородным составом. По термодинамическим расчетам, водород обладал высоким относительным химическим сродством к железу, связываясь с этим металлом в ходе эволюции космического вещества. Об этом можно судить, в частности, по термодинамическим свойствам (энтальпии и свободной энергии, кДж) следующей обменной реакции, резко смещенной вправо:



$$\Delta H_{2,98}^0 = -270,1; \quad \Delta Z_{2,98}^0 = -275,6; \quad \Delta Z_{1300}^0 = -293,8.$$

Реакция отражает устойчивость соединения железа с водородом относительно силикатных нормативных составов. Поэтому при обособлении протопланетного вещества из первичной "матрицы" водород в их состав должен входить лишь в прямой пропорции с содержанием в них железа. Главная же масса железа оставалась, по-видимому, в окружающей протопланеты субстанции и затем конденсировалась в солнечное ядро (см. рис. 4) по мере миграции водорода. Обособление протопланетных флюидно-магматических тел в сконденсировавшейся части Солнечной системы явилось, таким образом, важным шагом на пути дифференциации космического вещества, его разделения на более флюидную, богатую железом матрицу и каплевидные, более кремнекислые обособления, наглядно запечатленного в текстуре хондритов, отражающей слияние мелких капель в более крупные (см. рис. 24), хотя на стадии обособления протопланет оно, вероятно, не было таким контрастным. В дальнейшем, после стабилизации и частичной консолидации протопланет, происходило последовательное отделение их от окружающего вещества (разделение "протопланетных капель" и более богатой железом "матрицы") под действием магнитных

Т а б л и ц а 16. Сопоставление планет земной группы  
и метеоритов по плотности

Планеты и метеориты	Тип	(Fe+Ni) <sub>общ.</sub> мас.%	Плотность, г/см <sup>3</sup>
Norton County	<i>Aub</i>	1,64 [193]	3,20 [187]
Manegaon	<i>Dio</i>	16,52 [146]	3,20 [187]
Луна	—	13,05 [175]	3,31 [14]
Tatahouine	<i>Dio</i>	11,77 [152]	3,40 [187]
Bishunpur	<i>L</i>	21,02 [125]	3,43 [125]
Karatu	<i>LL</i>	19,39 [125]	3,45 [125]
Semarkona	<i>LL</i>	20,25 [125]	3,46 [125]
Mező-Madaras	<i>L</i>	22,84 [126]	3,51 [126]
Khohar	<i>L</i>	22,80 [125]	3,53 [125]
Bonita Springs	<i>H</i>	28,70 [126]	3,53 [126]
Leedey	<i>L</i>	23,32 [126]	3,61 [126]
Forest Vale	<i>H</i>	29,21 [126]	3,65 [126]
Марс	—	25,97 [175]	3,80 [14]
Allegan	<i>H</i>	29,95 [162]	3,90 [187]
Земля	—	37,37 [175]	4,40 [14]
Венера	—	34,82 [175]	4,40 [14]
Меркурий	—	67,37 [175]	5,30 [14]
Newport	<i>Pal</i>	75,61 [74]	5,86 [74]
Albin	<i>Pal</i>	74,17 [74]	5,70 [74]
Woodbine	<i>I</i>	83,53 [126]	6,20 [126]
Sikhote-Alin	<i>I</i>	99,25 [126]	7,90 [126]

и гравитационных сил и вследствие дальнейшего развития конденсации Солнечной системы. При этом происходил спад общего ограничивающего давления, и планеты, недостаточно стабилизировавшиеся, могли подвергаться распаду (особенно во внешнем поясе астероидов). Магнитные силы, как и гравитационные, играли важную роль в динамике развития Солнечной системы [73] и в дифференциации ее вещества [33]. В частности, возрастание роли кремния относительно железа и магния в планетах земной группы с переходом от внутренних орбит к внешним (от Меркурия к Марсу), возможно, в какой-то мере обусловлено магнитной сепарацией, связанной с различием их по величине электросродства (в кДж): Mg — 356, Fe — 431, Si — 456 [39], затрудняющего положительную ионизацию элементов.

Особенно резкое различие по плотности прослеживается при переходе от внутренних планет к внешним (Марс и астероиды — 4,0 г/см<sup>3</sup>, Юпитер — 1,3 г/см<sup>3</sup>), что отражает неоднородность (дискретную расслоенность) протопланетного вещества Солнечной системы, из которого выделялись планеты, и соответственно различный механизм образования планет. Расслоение первичного диска на внутреннюю жидкую (флюидно-магматическую), более плотную фазу, богатую железом, и внешнюю газовую фазу малой плотности (небулу) и явилось, по-видимому, основой неоднородности первого порядка Солнечной системы, определившей различие внешних и внутренних планет по химическому составу и плотности.

Изложенное представление отличается от существующих гипотез, по которым плотная субстанция в системе ограничивалась объемом прото-

Солнца и распространялась до орбиты Меркурия, прежде чем его центробежные силы сравнялись с тяготением [119], а образование планет и метеоритов относилось к области Солнечной туманности (небулы) с присущими ей низкими температурой и давлением ("концепция холодной первичной туманности", выдвинутая в 1952 г. Г.К. Юри [2]). Эта концепция не в состоянии объяснить резкое различие по плотности внутренних и внешних планет и распределения кинетической энергии в Солнечной системе.

Внешняя часть системы (небула) содержала "остатки вещества, из которого сформировалось Солнце" [35, с. 18]. Она может параллелизоваться с современной атмосферой Солнца [69], сложенной водородом (70%), гелием (28%) с незначительной примесью более тяжелых элементов (2%). Это обстановка формирования внешних планет-гигантов. Во всяком случае на это указывает близость состава атмосферы Солнца с валовым составом Юпитера: "возможно, в Юпитере отношение количества гелия к количеству водорода больше солнечного; это согласуется с предположением о том, что Юпитер образовался из вещества Солнечной системы, но потерял некоторое количество самого легкого элемента — водорода" [69, с. 43–44]. Однако ближайшие спутники Юпитера имеют высокую плотность —  $3,5 \text{ г/см}^3$  (Ио) и  $3,0 \text{ г/см}^3$  (Европа), но с удалением от этой планеты плотность ее спутников падает (в последовательности Ио, Европа, Ганимед, Каллисто). Юпитер, обладающий гигантским размером, создал мощное гравитационное поле, в котором происходила, по-видимому, автономная дифференциация вещества по плотности. Однако нельзя исключать предствления о том, что плотные (каменистые) спутники Юпитера — это обломки внешних планет земной группы, захваченные Юпитером. Более удаленные спутники Юпитера сложены веществом низкой плотности (в  $\text{г/см}^3$ ): 1,4 (Янус и Мимас), 1,3 (Энцелад), 1,2 (Тетфия), 1,4 (Диона), 1,37 (Титан) и др.

#### ПЕРВИЧНОЕ ВНУТРЕННЕЕ РАССЛОЕНИЕ ПЛАНЕТ

Расслоение планет на два слоя (внутренний — палласитовый и внешний — ахондритовый), которое фиксируется взаимным расположением астероидов с различными физическими свойствами (см. рис. 30), отражает, вероятно, стадию эволюции метеоритного вещества, которую проходили все протопланеты земной группы. На этой эволюционной стадии эмульсионное и капельное разделение вещества, зафиксированное в хондритах (см. рис. 10, 11, 22, 24) и их экспериментальных моделях (см. рис. 14), сменяется расслоением, ведущим к появлению самостоятельных типов метеоритов, соответствующих в хондритах матрице (палласиты, железные метеориты) и хондрам (ахондриты). В общем это процесс интенсивного слияния хондр, которые могли приобретать при этом громадные размеры и, избегая по кинетическим причинам общего расслоения, превращаться в самостоятельные планеты-спутники. С таким механизмом связано, по-видимому, образование Луны, которая выделилась в виде громадной капли ахондритового расплава во внешней части прото-Земли и обособилась затем в ходе последующего сокращения объема Земли при охлаждении. Валовой состав Луны соответствует ахондритам (см. рис. 37), и, следовательно, генезис ее должен быть сходным с образованием этого

типа метеоритов и связываться с первичным расслоением хондритового вещества (со слиянием хондр в самостоятельные ахондритовые тела). Лунные породы сходны с ахондритами не только по общему составу, но также и по изотопным характеристикам (см. рис. 23, 34 и др.), абсолютному возрасту (3,1–4,6 млрд. лет) и петрохимически (см. рис. 33).

Породы Луны (базальты, плагиобазальты, плагиодолериты, микроанортозиты, дуниты, перидотиты) отражают следующую стадию расслоения ахондритового вещества, как можно судить по вариациям их состава (табл. 17) на диаграмме сопоставления с валовым составом Луны (рис. 39). В результате автономной дифференциации на Луне, по имеющимся данным, образовались породы трех типов – ультраосновные (I), составляющие внутреннюю часть этой планеты, плагиобазальты, плагиодолериты, микроанортозиты (II), обнажающиеся на возвышенных площадях видимой стороны лунной поверхности (см. рис. 39), и меланократовые базальты и микропироксениты (III), залегающие в основном в депрессиях. На диаграмме проведены конноды, соединяющие составы сосуществующих стекол, отражающих ликвационные явления в развитии лунного магматизма, а также состав стекол, полученных экспериментально в базальтовых расплавах под давлением водорода [6], которые можно

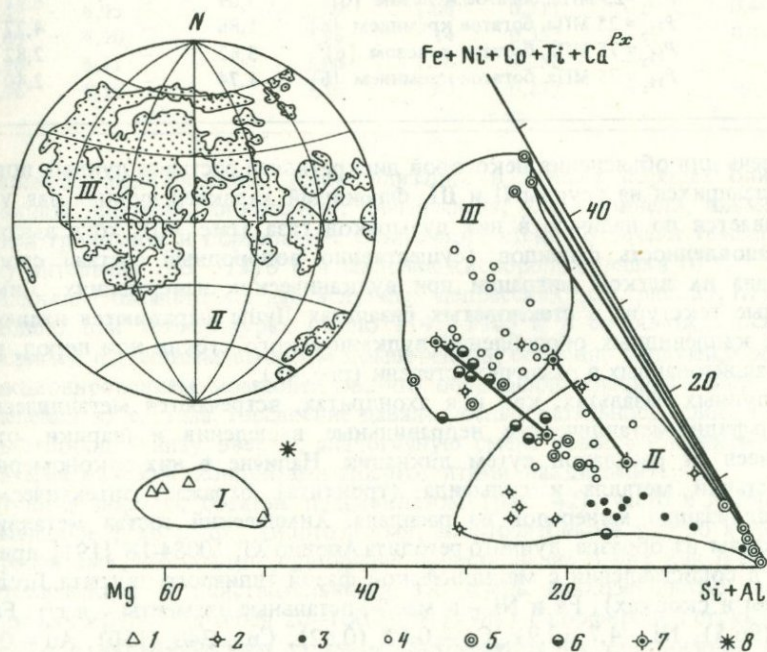


Рис. 39. Петрохимические диаграммы лунных пород [78, 81, 179, 183]

1 – дуниты и перидотиты; 2 – долериты; 3 – лейкодолериты; 4 – базальты; 5 – вулканические стекла в лунных базальтах [78]; 6 – шарики силикатного стекла в реголитах [115]; 7 – стекла, полученные экспериментально при ликвации базальтовых расплавов под  $P_{H_2} = 25\text{--}75$  МПа [6]; 8 – валовой состав Луны по рис. 37; области состава пород: I – ультраосновных, II – основных лейкократовых, III – основных меланократовых; схематически показаны области распространения II и III типов пород (формаций) на видимой стороне Луны [170]

Т а б л и ц а 17. Состав главных типов пород Луны  
и результаты экспериментов по расщеплению базальта  
под давлением водорода

№ п/п	Порода	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg
1	Лунит [78]	2,98	0,035	20,45
2	Перидотит [81]	1,73	—	16,21
3	Оливиновый лейкократовый долерит [183]	1,22	0,018	6,51
4	Оливиновый базальт [183]	6,12	0,080	5,43
5	Титанистый базальт [183]	5,94	0,062	4,04
6	Кварцевый базальт [183]	4,90	0,072	4,44
7	Лейкократовый базальт [183]	4,72	0,072	3,13
8	Лейкократовый долерит [183]	1,43	—	3,56
9	То же [183]	0,16	—	0,34
	Сосуществующие стекла в базальтах			
10	богатое железом [179]	9,67	0,095	0,41
11	богатое кремнием [179]	0,69	0,012	0,03
	Стекла, полученные экспериментально при расщеплении базальта			
12	$P_{H_2} = 25$ МПа, богатое железом [6]	7,09	—	6,41
13	$P_{H_2} = 25$ МПа, богатое кремнием [6]	1,86	—	4,27
14	$P_{H_2} = 75$ МПа, богатое железом [6]	5,62	—	2,82
15	$P_{H_2} = 75$ МПа, богатое кремнием [6]	1,74	—	2,40

привлечь для объяснения некоторой дискретности составов лунных пород, распадающихся на группы II и III. Флюидный характер лунных лав устанавливается по наличию в них пузырьков газа (рис. 40), хотя высокая восстановленность флюидов (существенно водородный состав) способствовала их легкой миграции при вулканических извержениях. Ликвационные текстуры в стекловатых базальтах Луны выражаются наличием в них каплевидных обособлений вулканического стекла или пород, раскристаллизованных в различной степени (рис. 41).

В лунных базальтах, как и в ахондритах, встречаются металлические и сульфидно-металлические неправильные выделения и шарики, отделившиеся от расплавов путем ликвации. Наличие в них закономерных прорастаний металла и сульфида (троилита) отражает эвтектическую кристаллизацию минералов из расплава. Химический состав металлической фазы из образца лунного реголита Аполло XI, 10084-18 [191] приводится в сопоставлении с металлической фазой типичного эвкрита Juvinas (цифры в скобках), Fe и Ni — в мас.%, остальные элементы — в г/т: Fe — 94,6 (96,5), Ni — 4,7 (2,9), Co — 0,52 (0,62), Cu — 340 (150), Au — 0,83 (0,76), Ir — 2,6 (0,9), W — 24 (21). Никель концентрируется к краям глобул, где его содержание может достигать 15%. Эта зональность отражает кристаллизацию сульфидно-металлических расплавов по направлению от краев капель к центру.

Сходство лунных пород (см. рис. 39, III) с ахондритами подчеркивалось многими исследователями [89] на основе аналогии состава этих образований и условий их формирования, которые определяются по ми-

Si	Al	Cr	Ca	Na	K	P	Ti
12,56	0,57	0,085	0,38	0,01	—	0,011	0,007
12,20	4,28	0,527	0,28	0,02	0,002	—	0,078
12,98	7,94	0,021	4,17	0,23	— —	—	0,038
14,36	3,25	0,180	3,29	0,15	0,012	0,017	0,552
12,42	3,40	0,110	3,65	0,25	0,034	0,014	3,008
15,36	3,45	0,164	3,64	0,16	0,012	0,008	0,346
14,59	4,61	0,092	3,97	0,40	0,028	0,037	0,780
13,19	9,08	0,014	4,73	0,14	— —	—	0,087
12,78	11,93	0,005	5,78	0,45	— —	—	0,013
14,82	2,24	—	4,03	0,11	0,184	0,170	1,110
20,84	3,70	—	0,47	0,07	2,335	0,035	0,140
10,49	6,95	—	3,59	1,08	0,311	—	0,408
15,69	4,90	—	3,96	1,14	0,353	—	0,217
14,96	5,11	—	3,08	1,56	0,236	—	—
16,06	6,16	—	3,52	1,83	0,229	—	—

неральным парагенезисам. Кристаллизация в лунных породах оливина, хромовой шпинели, пироксенов, плагиоклаза, ульвошпинели, ильменита, иногда тридимита и образование остаточного стекла отвечают температурному интервалу 1065–1310°С и давлению кислорода порядка  $10^{-12,5}$  [89].

Излияние базальтовых лав в лунных депрессиях (см. рис. 39, III) происходило при температурах около 1145–1165°С и сопровождалось значительным флюидным выносом компонентов, особенно щелочей, и резким фракционированием компонентов, что обусловило специфический тренд изменения их состава. Расслоение давало последовательность слоев базальтовых пород (снизу вверх), аналогичную смене говардитов эвкритами и богатыми железом ахондритами (шерготтитами, наклитами).

Лунные породы, богатые плагиоклазом (рис. 42), часто в литературе называются [198 и др.] анортозитами, анортозитовыми габбро и габбро-анортозитами, что создает ошибочное представление о них как о породах plutonic. В действительности это очень тонкозернистые породы (типичная крупность зерен 20–100 мкм [198]) с порфировой структурой, нередко с вулканическим стеклом. Встречаются их стекловатые нераскристаллизованные и очень слабо раскристаллизованные разновидности. Составляющие их минералы — также типичные образования вулканических пород, слагающие зональные кристаллы: высокотемпературные (разупорядоченные) основные плагиоклазы, пижониты, бедные кальцием авгиты. В породах прослеживается эффектное кристаллизационное фракционирование элементов, как и в меланократовых лунных базальтах, например, по составу пироксенов (рис. 43), отражающее быстрое охла-

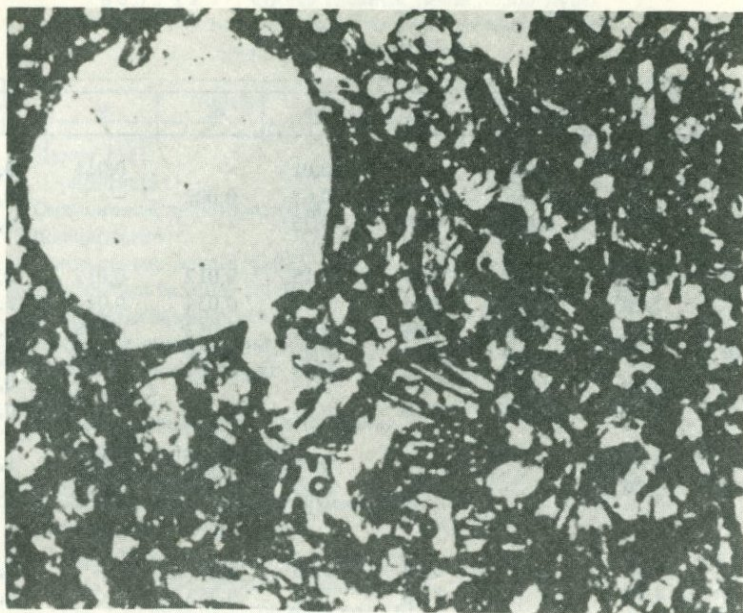


Рис. 40. Лунный базальт с пузырьком газа. Состоит из плагиоклаза и клинопироксена (снимок при одном никеле, длина поля зрения 3,2 мм [27]). Состав газа:  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$  и  $\text{CO}_2$  [76]

ждение расплавов в вулканической обстановке. Для них более подходящи названия лейкобазальты (для стекловатых разновидностей), лейкодолериты и микроанортозиты (для полностью раскристаллизованных типов). Полностью стекловатые типы пород (среднее из 10 образцов, в ат.%) близки по составу раскристаллизованным лейкодолеритам (в скобках — средние значения по 6 образцам) [198]: Si — 16,6 (16,0), Al — 10,6 (12,9), Fe (вместе с Ti, Mn, Cr, Ni) — 2,1 (1,2), Mg — 3,9 (2,1), Ca (вместе с K, P, S) — 5,5 (6,3), Na — 0,4 (0,3), O — 61,0 (61,2).

На рис. 43 ясно выражено интенсивное фракционирование железа в ходе формирования как лейкократовых (I), так и меланократовых (II) типов лунных пород. Это подчеркивает аналогию их с вулканическими типами ахондритов, ясно выраженную также на диаграммах рис. 33. Плутонические же типы ахондритов, принципиально отличающиеся от вулканических по характеру фракционирования элементов (см. рис. 32), в образцах пород с поверхности Луны не представлены. Эта поверхность сложена полностью вулканическими образованиями. Породы группы II (плагиобазальты, плагиодолериты, микроанортозиты; см. рис. 39) слагали, вероятно, верхнюю вулканическую часть первичного расслоения коры этой планеты с возрастом 4—5 млрд. лет, подстилались они, по-видимому, более меланократовыми и богатыми железом породами. Еще ниже залегают ультраосновные породы лунной мантии, аналогичные породам группы I (см. рис. 39). Формирование меланократовых, богатых железом базальтов (см. рис. 39, III), приуроченных к депрессиям лунного рельефа, свя-

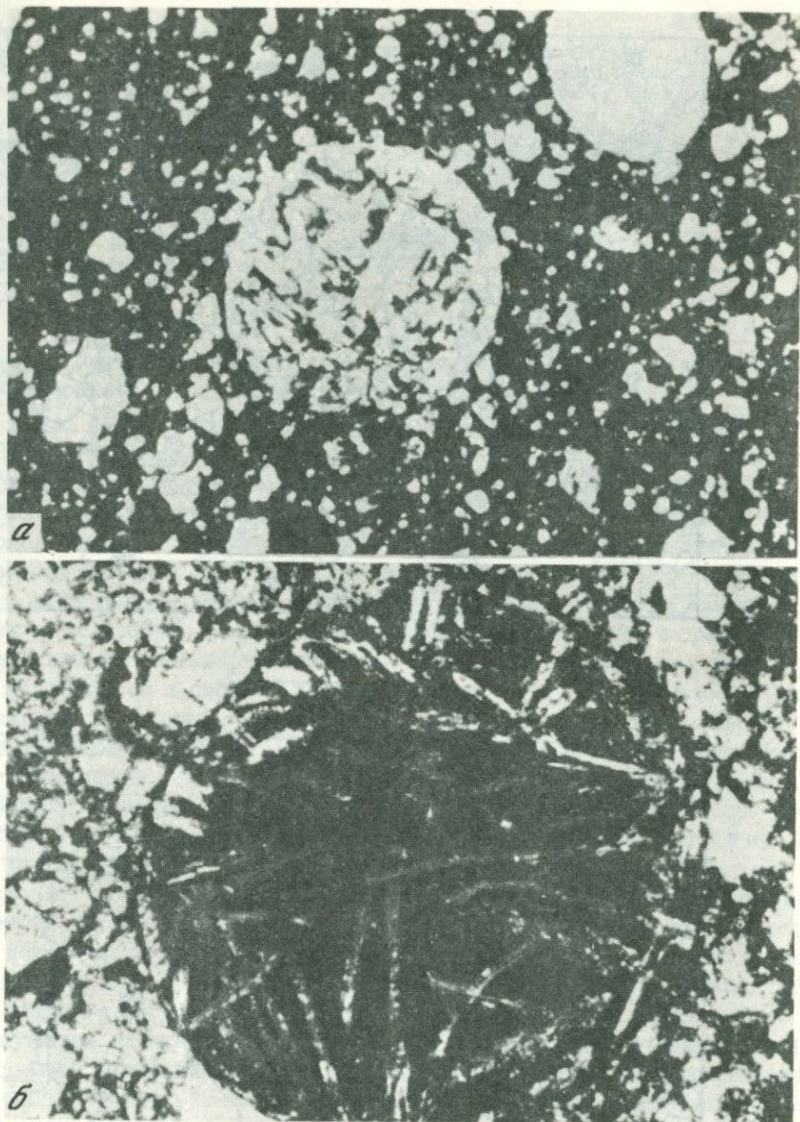
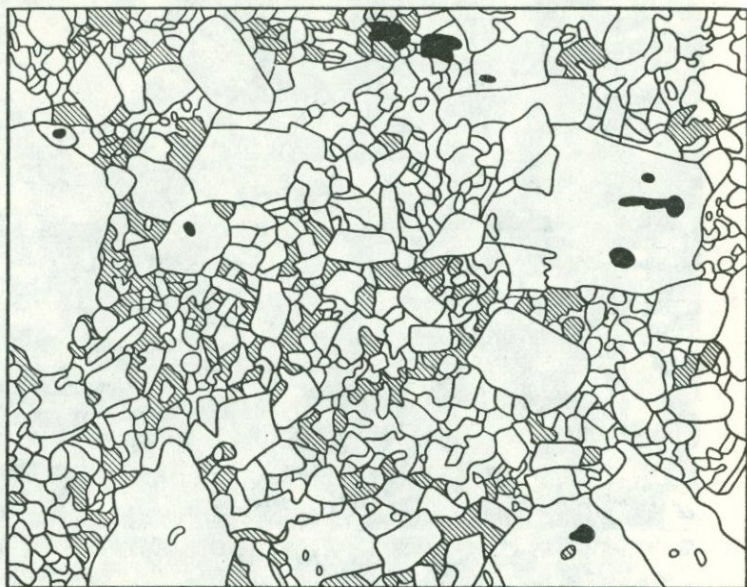


Рис. 41. Каплевидные включения в стекловатом лунном базальте, снимки при одном николе [27]

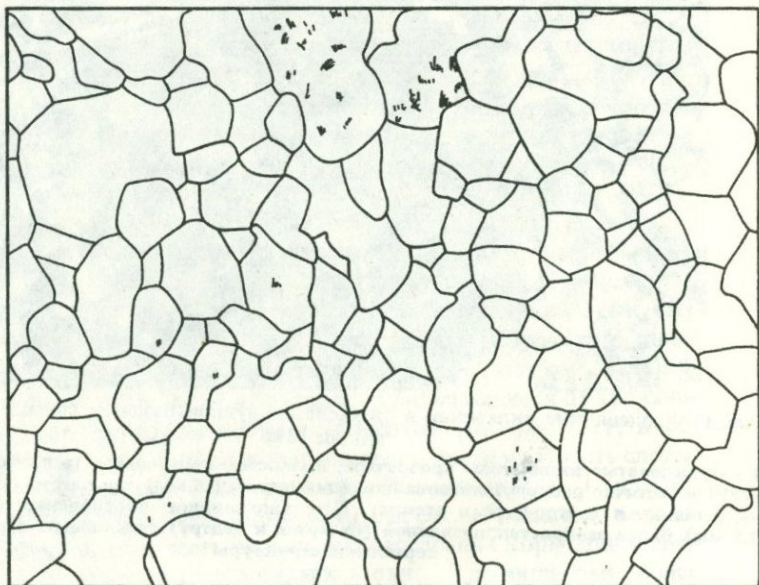
*а* — стекловатые включения: прозрачное, полностью стекловатое (в правом верхнем углу) и частично раскристаллизованное (диаметром 0,8 мм), состоит из ортопироксена, оливина и светло-бурого стекла; *б* — каплевидное обособление (диаметром 0,5 мм) более раскристаллизованной (от краев к центру) стекловатой породы интерсертальной структуры

*a*



0,5 mm

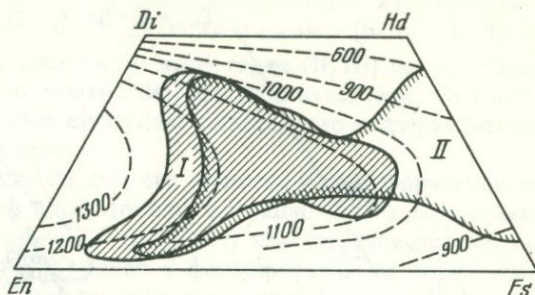
*b*



0,2 mm



Рис. 43. Вариации состава пироксенов в лунных породах в формациях: I — лейкодолеритов, II — меланократовых базальтов; пунктир — изотермы распада пироксенового твердого раствора ( $T, ^\circ\text{C}$ ), по данным [170]



зывается, согласно возрастным соотношениям пород, с активизацией (вулканическим спредингом) древней коры.

На рис. 44 дается сопоставление ахондритов, мезосидеритов и лунных пород, представленных I—III формациями (по рис. 39). Согласно этой диаграмме, ультраосновные породы Луны, представляющие ее мантию (I), аналогичны уреилитам, а древнейшая кора (II) дает разброс составов, как бы продолжающий тренд дифференциации пироксен-плаггиоклазовых ахондритов (*Dio-How-Euc*). Богатые железом и титаном лунные породы с небольшим количеством кислых дифференциатов (формация III) образуют на диаграмме особый тренд дифференциации, совпадающий с трендом дифференциации мезосидеритов. Лунные породы, таким образом, закономерно вписываются в систему дифференциации ахондритов и мезосидеритов, образование которых, как и лунных пород, связано с развитием небольших по размерам планет. Однако ахондриты в отличие от лунных базальтов образовались не только в поверхностной (вулканической) фации, но и более глубинных частях планет, как можно судить по наличию среди них plutonic типов (см. рис. 32): Nuevo Laredo, Stannern и др. Аналогия их с лунными породами, наглядно выраженная на диаграмме рис. 44, позволяет судить о глубинном строении этой планеты, древнейшая кора которой, представленная с поверхности плаггиоклазовыми вулканическими породами формации II, с глубиной должна приобретать мезократовый и затем меланократовый и ультрамеланократовый характер соответственно непрерывной серии ахондритов эвкриты—говардиты—диогениты с последующим скачкообразным переходом к мантийным лунным породам, сходным с уреилитами (I), на глубине порядка 60 км. Породы мезосидеритовой формации III не входят в систему первичного расслоения. Необычный тренд магматической дифференциации, свойственный этой формации (см. рис. 44), отражает обогащенность пород железом, что, вероятно, связано с вовлечением в этот наложенный поздний магматизм материала внутренних зон планет (см. рис. 30), обогащенных, помимо железа, также никелем, платиной и платиноидами.

Рис. 42. Лунные породы (зарисовка с микрофотографий [186])

a — лейкодолерит с фенокристаллами плаггиоклаза в тонкозернистой основной массе; б — микроанортитов; 1 — оливин; 2 — пикроит; 3 — плаггиоклаз

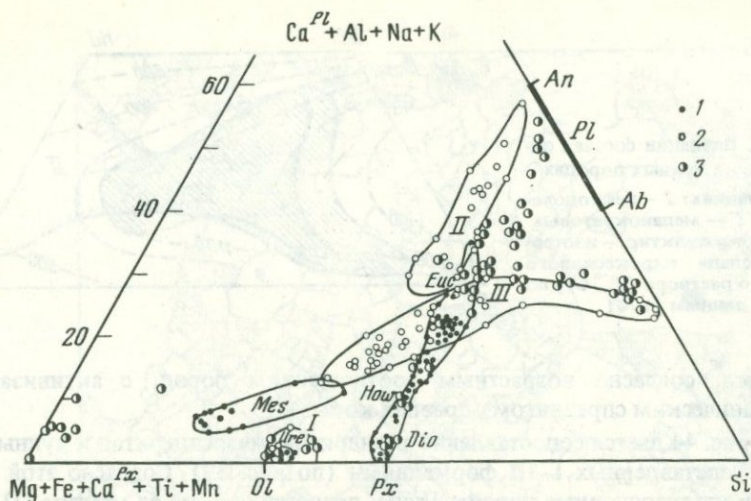


Рис. 44. Петрохимическая диаграмма метеоритов (1), лунных пород (2) и главных типов пород Бушвельдского интрузива (3)

I—III — формации лунных пород (по рис. 39) соответствуют уреилитам (I), серии ахондритов (II) диогениты—говардиты—эвкриты, мезосидеритам (III). Породы Бушвельдского интрузива нанесены для сравнения (без контуров), они коррелируются с сериями ультраосновных пород (I), пироксен-анортзитовых пород (II) и богатых железом пород и гранитов (III)

Сходные соотношения пород прослеживаются на Земле в расслоенных рудоносных интрузивах, пример которых проводится на рис. 44 (Бушвельдский интрузив). В их строении обычно различаются три серии пород — ультраосновные хромитоносные породы (I), основные породы, нередко ритмично расслоенные от пироксенитов до анортзитов (II), и породы, составляющие III серию: богатые железом феррогаббро, рудные габбро, ферродиориты и другие породы, в ассоциацию с которыми входят небольшие тела кислых пород (гранофировых и других гранитов). Помимо Бушвельда они детально изучены в Скаергаардском интрузиве в Гренландии, где рассматриваемый тип дифференциации проявился очень интенсивно. Ферродиорит, возникающий в результате дифференциации этого типа, имеет следующий состав:  $K_{0,433}Na_{1,420}Ca_{2,367}Mg_{0,197}Fe_{7,377}^{2+}Ti_{0,592}Al_{2,603} \times XSi_{17,022}O_{50}$ . При таком составе, как показывают полевые наблюдения и экспериментальные исследования, магма становится неустойчивой и ликвирует (расщепляется) на основную и кислую производные, что соответствует составам феррогаббро и гранофира:  $K_{0,205}Na_{1,515}Ca_{3,645}Mg_{0,143} \times XFe_{8,681}^{2+}Ti_{0,819}Al_{3,154}Si_{15,151}O_{50}$ ,  $K_{1,358}Na_{2,284}Ca_{0,149}Mg_{0,083} \times XFe_{0,463}^{2+}Ti_{0,066}Al_{4,204}Si_{20,523}O_{50}$ . В результате расщепления образуется контрастная габбро-гранитная (гранофировая) ассоциация, приуроченная к верхним частям интрузива. Аналогичное происхождение имеют, по-видимому, все железистые граниты верхних частей расслоенных интрузивов. Сходный генезис имеют и кислые породы Луны [78], как можно судить по аналогии положения их составов на петрохимических диаграммах (см. рис. 44, правая часть поля III). Кроме того, известны остаточные кислые

стекла, занимающие интерстиционное положение в богатых железом ильменитовых лунных базальтах, обычно очень богатые калием (6–13%  $K_2O$ ).

Расщепление пород на рассмотренные выше серии (II, III) проявляется в образцах лунных пород очень контрастно, прослеживаясь нередко в породах, полностью сложенных вулканическим стеклом, что подчеркивает его собственно магматическую природу.

Лунный вулканизм на всех стадиях его развития в ходе формирования лейкобазальтовой первичной коры (около 4,5 млрд. лет) и наложенных вулканических депрессий (около 3,5 млрд. лет) характеризовался, вероятно, высокой эксплозивностью и привел к формированию на поверхности этой планеты наряду с лавовыми покровами мощных отложений обломочного материала (реголита), аналогом которого в земных отложениях является вулканическая тефра (несцементированные туфы). Однако многие исследователи связывают происхождение реголита с дроблением пород в ходе импактного метаморфизма под воздействием метеоритных ударов, так что вопрос остается дискуссионным. Все же ряд особенностей реголита непосредственно отражает особые условия лунного вулканизма, связанные с отсутствием на этой планете атмосферы и гидросферы. Вулканические извержения на поверхность Луны (в глубокий вакуум) приводили к очень тонкому растрескиванию твердых частиц, разбрызгиванию лавы (с образованием характерных для лунных пород шариков вулканического стекла) и сильному восстановлению химических элементов вплоть до элементарного состояния [18] на поверхности пирокластических частиц.

Проблема образования стекловатых шариков, широко распространенных в лунных породах, является одной из дискуссионных. Многими исследователями они связываются, как и происхождение самого реголита, с ударным метаморфизмом лунных пород, но нельзя исключать возникновение их путем ликвации магм (см. рис. 41) и пирокластическим образом (при тонком разбрызгивании расплавов при их эксплозивных извержениях в вакуум на поверхность Луны). В последнем случае их можно рассматривать в качестве микролапилей, определяющих пирокластическую природу реголита, в состав которого они входят наряду с другими стекловатыми частицами.

В формировании лунного реголита определенную роль играл ударный метаморфизм. На поверхности Луны принято выделять множество астроблем (ударных кратеров), причем особенно на приподнятых площадях развития относительно древней (4,0–4,6 млрд. лет) вулканической формации II (см. рис. 39), тогда как в депрессиях, сложенных более молодыми породами группы III (3,1–3,6 млрд. лет), кратеры более редки. Однако число астроблем, возможно, преувеличивается, так как за ударные кратеры могут ошибочно приниматься вулканические кальдеры и другие депрессии. Наблюдаемое на Луне линейное расположение кратеров [27] приводит к представлению о связи их с разломами. Детальное исследование частиц лунного реголита приводит к выводу о наложенности процессов ударного метаморфизма на уже сформированный реголит. Его составные части (обломки, пепловые частицы, стеклянные шарики и др.) содержат следы более позднего ударного воздействия. "Поверхности подобных стеклянных шариков, равно как и хорошо оформленные кристаллографические грани или поверхности стеклянных фрагментов, представляют собой отличное поле

для наблюдений крайне мелких высокоскоростных ударных кратеров. Эти кратеры повсеместно присутствуют на поверхностях частиц лунного реголита" [27, с. 230].

Стекловатые частицы реголита обычно имеют угловатую, неправильную (обломочную) форму и напоминают пепловые частицы вулканической тefры, реже они представлены сферулами, эллипсоидами, гантелями, каплевидными выделениями и другими формами, сходными с лапиллями и микролапиллями вулканических образований. Обычно стекла имеют пузырчатое строение и неоднородны по составу. Многие стекла, особенно пузырчатые, состоят из потоков и прослоек, иногда ритмично чередующихся, неодинаковых по окраске, показателям преломления и составу. В большинстве неоднородных стекол содержатся пузырьки газов и мельчайшие сферулы никелистого железа, концентрирующиеся вдоль отдельных потоков. Флюидальность стекол в частично раскристаллизованных образцах может подчеркиваться также параллельным расположением лейст плагиоклаза. Флюидальная текстура и поверхности магматической расслоенности срезаются ограничениями стекловатых частичек (обломков, сферул и др.). Очевидно, магматическая неоднородность возникла до разбрызгивания магматического материала в ходе его эксплозивного извержения на поверхности Луны. Об этом свидетельствует также петрохимическое исследование стекловатых частиц лунного реголита, которым выявляется закономерное изменение их нормативного минерального состава, соответствующее главному тренду дифференциации лунных вулканических пород от составов, близких к анортозиту, через лейкократовые долериты, долериты и меланократовые долериты до пироксенитов, богатых железом и титаном. Это расслоение магмы может быть настолько тонким и контрастным, что его удастся проследить в пределах небольших стекловатых частиц, как показано на рис. 45 и в табл. 18 на примере одной сферулы, ритмично и контрастно расслоенной на плагиоклазовую, существенно пироксеновую и ряд промежуточных (пироксен-плагиоклазовых) составных частей [195]. Поскольку это расслоение прослеживается в пределах полностью стекловатых частиц и соответствует в то же время главному тренду дифференциации лунных пород, оно проливает свет на природу лунного петрогенезиса, в развитии которого, скорее всего, доминировали процессы жидкостного (докристаллизационного), как скрытого (постепенного), так и явного (дискретного ликвационного) расщепления магм. Оно привело к образованию трех типов горных пород, рассматривавшихся выше на петрохимической диаграмме (см. рис. 39), составляющих три формации ультраосновных пород (I), лейкократовых долеритов и микроанортозитов (II) и меланократовых базальтов и долеритов, богатых железом и титаном (III). На рис. 39 дана также схема размещения формаций II и III на видимой стороне Луны. Принято считать [198 и др.], что богатые плагиоклазом породы формации II слагают приподнятые участки лунной поверхности, а меланократовые породы (III) приурочены к депрессиям наложенного характера, с которыми связаны также аномалии силы тяжести (так называемые масконы [27]), фиксирующие подъем к поверхности ультраосновного вещества формации I.

Одной из наиболее интересных особенностей лунного реголита является восстановленность химических элементов (Fe, Si, Ti, Al, Mg) на поверхности его тонких частичек вплоть до их металлического состояния [18].

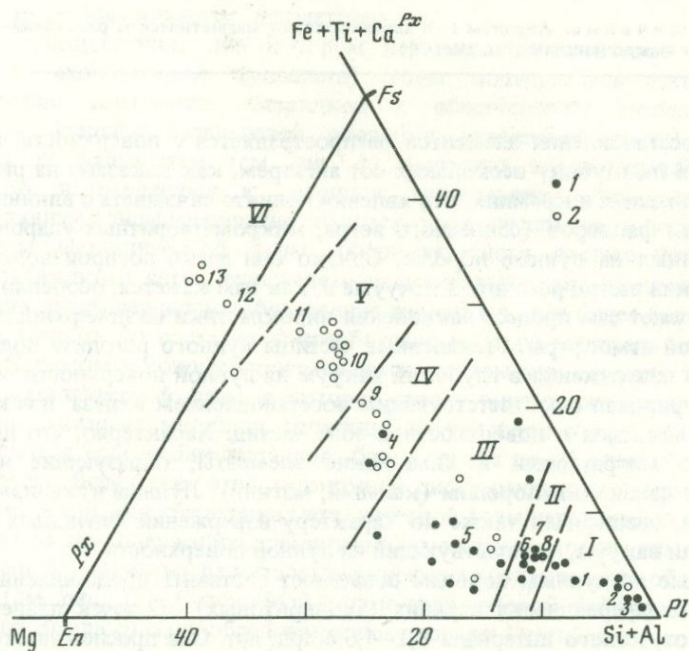
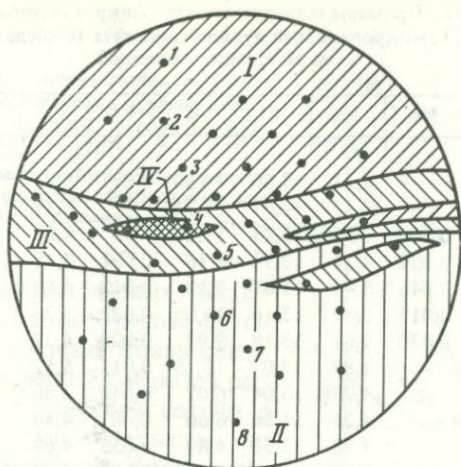


Рис. 45. Расслоение вулканического стекла (I-VI) по результатам исследования сферул лунного реголита [195]

Стекла соответствуют: I - микроанортозиту, II-III - лейкократовому долериту, IV - долериту, V - меланократовому долериту, VI - железистому микропироксениту (составы стекол I-13 - см. в табл. 18); 1 - валовые составы сферул; 2 - расслоение стекла в пределах одной сферулы; каждая точка на зарисовке сферул - микрозондовый анализ

Т а б л и ц а 18. Примеры составов стекол (микрозондовые определения по [195]), микролапиллей лунного реголита (в числах атомов на 50 атомов кислорода)

№ п/п	Fe	Mn	Mg	Si	Al	Cr	Ca	Na	K	Ti
1	0,705	—	1,31	13,06	10,66	0,037	5,71	—	0,014	0,052
2	0,076	—	0,173	12,97	11,74	—	6,19	—	0,027	—
3	0,081	0,003	0,350	13,33	11,24	—	6,00	—	—	0,027
4	3,890	0,033	4,21	13,90	6,16	0,061	4,18	—	0,056	0,266
5	1,75	0,046	3,81	12,81	9,28	0,017	4,61	—	0,042	0,098
6	1,15	0,017	2,02	13,16	10,00	0,021	5,27	—	—	0,088
7	1,07	0,020	2,01	13,18	9,97	0,029	5,37	—	—	0,085
8	1,06	—	1,87	13,07	10,15	0,011	5,52	—	0,028	0,065
9	4,01	—	4,23	13,04	6,02	0,040	3,86	—	0,034	1,360
10	3,79	—	4,26	11,56	6,60	0,062	4,80	—	—	2,020
11	4,59	—	4,96	12,32	4,88	0,053	4,02	—	—	2,200
12	6,26	—	7,00	15,21	0,993	0,082	3,88	0,277	—	0,338
13	6,75	—	7,12	12,41	2,23	0,160	2,62	—	0,005	2,540

П р и м е ч а н и е. Анализы 1—8 характеризуют магматическое расслоение в пределах одной микролапилли (см. рис. 45).

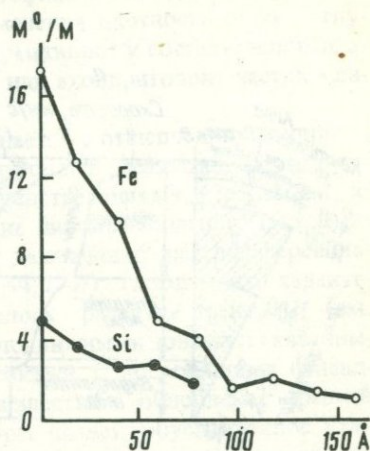
Зона восстановления элементов распространяется с поверхности частичек реголита на глубину нескольких сот ангстрем, как показано на рис. 46 на примере железа и кремния. Эти явления принято связывать с влиянием космических факторов (солнечного ветра, микрометеоритных ударов и др.), наложенных на лунные породы. Однако они легко воспроизводятся при нагревании частиц реголита в вакууме и, как нам кажется, особенно наглядно отражают сам процесс накопления пирокластиков на поверхности Луны, лишенной атмосферы. Раскаленные частицы лунного реголита попадали в ходе их извержения в глубокий вакуум на лунной поверхности, и кислород мигрировал с соответствующим восстановлением железа и некоторых других металлов в поверхностной зоне частиц. Характерно, что при этом частично мигрировали и химические элементы, образующие наиболее прочные связи с кислородом (кальций, магний). Лунный вулканизм, таким образом, специфичен также по характеру извержений флюидных магм в глубокий вакуум, господствующий на лунной поверхности.

Данные по лунным породам позволяют составить представление о первичной дифференциации верхних (ахондритовых) оболочек планет в пределах возрастного интервала 3,1—4,6 млрд. лет. Она прослеживается в материнских телах метеоритов по данным изучения астероидов, в которых устанавливается аналогия со всеми главными типами ахондритов, включая их базальтовые типы (неоднородный по окраске астероид Веста) [79].

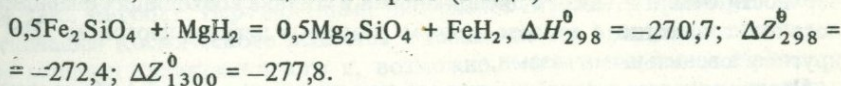
Такие планеты, как Земля и Венера, отличаются от Луны и планет, породивших метеориты и астероиды, прежде всего по размеру и соответственно по величине давления, под которым находится вещество в их недрах. С глубиной в этих планетах под большим давлением возникают очень плотные модификации минералов и необычные их ассоциации. Они недоступны непосредственному наблюдению и только предполагаются, исходя

Рис. 46. Изменение относительных концентраций металлического железа и кремния на поверхности частиц лунного реголита (обр. 24021, 27) [18]

По оси абсцисс — расстояние от поверхности частицы;  $M^0$  — содержание самородного металла;  $M$  — общее содержание металла



из экспериментальных данных [61, 62 и др.] (рис. 47). Сложность интерпретации глубинного строения Земли связана также с ее дискретной и скрытой расслоенностью (с изменением состава с глубиной), которую проследим по нормативным минералам метеоритов. Эта расслоенность сформировалась в ходе последовательного магматического расщепления, при котором первичные палласитовая (внутренняя) и ахондритовая (внешняя) зоны подвергались автономному расслоению следующих порядков с обособлением металлического ядра и внешней базальтовой оболочки (первичной коры). Сводка данных по палласитам (см. рис. 1) выявляет закономерный ряд их составов, направленный к вершине треугольника, что характеризует механизм дифференциации палласитовых расплавов в связи с отделением металлической фазы никель-железного состава при формировании жидкого ядра. Этот железо-палласитовый тренд намечает по мере развития дифференциации образование палласитов, все более богатых оливином (вплоть до составов с преобладанием этого минерала над ферритом). При этом закономерно изменяются составы как оливина, так и особенно металлической фазы, в которой сверху вниз должно возрастать содержание тяжелых металлов (платины, платиноидов и др.) и, наоборот, уменьшаться содержание металлов, более легких по сравнению с железом и никелем. Вследствие этой автономной дифференциации (скрытого расслоения) возникает специфика металлической фазы палласитов и железных метеоритов по содержанию элементов-примесей и по тренду изменения их содержаний, отличному от металлической фазы хондритов, что обсуждалось выше (см. рис. 31). С подобной железо-палласитовой дифференциацией в развитии Земли связано образование поверхности Гутенберга (см. рис. 47), отделяющей жидкое ядро металлического состава ( $E$ ) от нижней мантии ( $D$ ). Механизм дифференциации характеризуется обменной реакцией следующего типа, сильно смещенной вправо (в кДж):



Ею определяется дальнейшая концентрация водорода совместно с железом во внутренних частях нашей планеты, в данном случае в ее жидком ядре. Большая роль водорода в развитии Земли особенно подчеркивалась В.И. Вернадским. Некоторые исследователи предполагают даже в современном состоянии Земли существенно гидридный состав ее внутренних оболочек [33]. Однако данные по метеоритам показывают, что водород почти

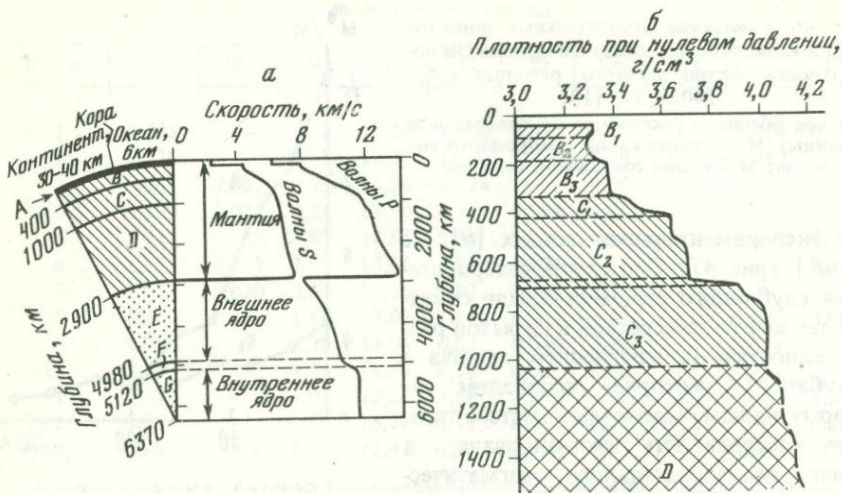


Рис. 47. Строение Земли

*a* – распределение скоростей прохождения продольных (*P*) и поперечных (*S*) сейсмических волн, по Гутенбергу [27, с. 20–21]: *A* – земная кора; *B* – верхняя мантия; *C* – переходная зона; *D* – нижняя мантия; *E* – внешнее жидкое ядро; *F* – зона перехода между внешним и внутренним ядром; *G* – внутреннее ядро; *A–B* – граница Мохо-Ровичича; *D–E* – граница Гутенберга; *b* – изменение минеральных ассоциаций с глубиной в мантии Земли, по [61] с дополнениями: *B*<sub>1</sub>, *B*<sub>2</sub>, *B*<sub>3</sub> – верхняя мантия (*B*<sub>1</sub> – шпинельевые перидотиты – оливин, ортопироксен, шпинель, самородное железо, *B*<sub>2</sub> – слой пониженной плотности, предположительно содержит около 1% расплава, *B*<sub>3</sub> – пироповые перидотиты – оливин, пироксены, пироп, железо); *C*<sub>1</sub>, *C*<sub>2</sub>, *C*<sub>3</sub> – переходная зона (*C*<sub>1</sub> – пироксены со структурой граната и плотная модификация оливина ( $\beta$ ), *C*<sub>2</sub> – твердые растворы граната и плотная модификация оливина шпинельевой структуры ( $\gamma$ ), *C*<sub>3</sub> – силикаты перовскитовой и ильменитовой структур с окислами структуры каменной соли); *D* – нижняя мантия – силикаты со структурами перовскита и феррита кальция или окислами со структурой каменной соли и ионными гидридами, карбидами

полностью теряется при кристаллизации. В консолидированных глубинах Земли можно допустить [47] существенное удержание водорода только в соединениях с металлами высокой щелочности (ионных гидридах), которые отличаются высокой плотностью и стабилизируются при возрастании давления [47]. Однако, по геофизическим данным, внешняя часть ядра сохраняет жидкое магматическое состояние [8] и, следовательно, может еще удерживать значительное количество водорода, мигрирующего вверх по мере развития консолидации и стимулирующего локальное развитие метаморфизма и магматизма. Прямым доказательством наличия водорода в глубинных зонах служит обычное его поступление в большом количестве к поверхности Земли в связи с дислокациями в составе восходящих флюидных потоков совместно с азотом, гелием (богатым легким изотопом <sup>3</sup>He) и другими ювенильными газами.

Неоднородность нижней мантии (ее скрытая расслоенность) обусловлена возрастанием снизу вверх роли нормативного форстерита относительно феррита, так что к зоне *C*, переходной к верхней мантии [8], ее плотность соответствует плотности дифференцированных (богатых оливином) палласитов (см. рис. 37), т. е. уже близка к плотности ахондритов, соответствующих по составу верхней мантии. Это объясняет нечеткость раздела меж-

ду нижней и верхней частями мантии по геофизическим данным (наличие переходной зоны С). Однако скорости изменения плотности пород с глубиной в нижней (феррит-оливиновой по нормативному составу, или палласитовой) и верхней (оливин-пироксеновой, или ахондритовой) частях мантии сильно различаются [8] (см. рис. 47).

Развитие внешних оболочек Земли начинается с отщепления ахондритового (оливин-пироксенитового и пироксенитового) вещества, формирующего верхнюю мантию, что согласуется с представлениями о ее составе, по петрологическим данным [57]. Образование пироксен-плаггиоклазовой по нормативному составу коры представляет дальнейший шаг дифференциации гипербазит-базитового тренда (см. рис. 44, I-II) глобального характера. По мере консолидации Земли наметилось развитие тренда III (см. рис. 44) более локального, ограниченного подвижными зонами и связанными с ними восходящими флюидными потоками. С восходящими флюидными потоками связывается плавление вещества и обновление древней (первичной) пироксен-плаггиоклазовой коры планет, обусловленное конвекцией вещества и спредингом. Этот процесс прослеживается уже на лунной поверхности, на которой древнейшая лейкобазальтовая кора (см. рис. 39, II) с возрастом 4, 6 млрд. лет замещается более молодой базальтовой корой (см. рис. 39, III) с возрастом 3,1 млрд. лет.

Первичные коры планет обладают большой мощностью, как можно судить по данным о строении Луны, кора которой имеет мощность около 60 км. Обновление ее в депрессиях, соответствующих зонам растяжения (см. рис. 39, III), сопровождалось уменьшением мощности, подъемом к поверхности ультраосновного вещества мантии и образованием аномалий силы тяжести (масконов). Полностью обновленная океаническая кора на Земле имеет небольшую мощность (8–10 км). Особенно тонкая кора свойственна тектонически активным срединным океаническим хребтам, в которых продолжает господствовать режим растяжения и развивается спрединг.

Таким образом, устанавливаются раннее расслоение материнских планетных тел астероидов и метеоритов, Луны и Земли (4–5 млрд. лет) и последующее конвективное обновление их верхних слоев, которое на Луне прослеживается приблизительно до 2 млрд. лет, а на Земле продолжается до настоящего времени. Эта закономерность имеет, по-видимому, общее значение для планет земной группы, средняя плотность которых, как отмечалось, падает с увеличением их расстояния от Солнца, отражая понижение в их составе железной (металлической) фазы (в вес. дол.): Меркурий — 0,63, Земля и Венера — 0,3, Марс — 0,1. Далее располагались еще менее плотные небольшие распавшиеся планетные тела пояса астероидов, часть которых, возможно, была захвачена Юпитером и превращена в спутники этой планеты (Ио, Европа). Перечисленный ряд планет отражает первичную дифференциацию космического вещества в динамике его вращения под влиянием мощных гравитационного и, возможно, магнитного полей. Кроме того, имеются спутники перечисленных планет, возникновение которых непосредственно сопряжено с их внутренним расслоением, как об этом можно судить по соотношениям их составов. Валовой состав Луны, например, соответствует внешним силикатным оболочкам Земли. Поэтому состав этих "вторичных дифференциатов" вещества Солнечной системы

не коррелируется с расстоянием от Солнца. Размер и плотность Луны, в частности, соответствует спутнику Юпитера Ио, хотя их положение в Солнечной системе резко различно. История развития этих спутников также неодинакова: Луна давно консолидировалась и потеряла активность, а на Ио продолжается интенсивный флюидный эксплозивный вулканизм, связанный с дегазацией недр и обновлением верхних слоев.

Изучение Меркурия, Венеры, Марса также приводит к выводу о вулканической природе их поверхности, причем на Меркурии и Марсе, как и на Луне, различаются относительно приподнятые области с относительно толстой и, по-видимому, более древней (первичной) корой и области последующего обновления коры, имеющие характер впадин с предположительно более тонкой корой [31]. На Меркурии намечаются ряд впадин (самая крупная из которых Калорис диаметром 1300 км) и вулканические постройки. Поверхность этой планеты усеяна хорошо сохранившимися кольцевыми структурами, интерпретация которых, как и кольцевых структур Марса и Луны, в настоящее время неоднозначна. Многие авторы (А. Вегенер, О.Ю. Шмидт и др.) главную роль в образовании подобных структур приписывают метеоритным ударам, другие же (Ф. Менье, Э. Зюсс, П.Н. Кропоткин и др.) акцентируют их вулканическую природу и сопоставляют с кальдерами, диатремами, трубками взрыва и другими депрессионными формами рельефа, связанными с извержениями флюидных магм эксплозивного характера. Очевидно, оба эти механизма имеют место, и кольцевые структуры формируются как в результате метеоритных ударов (астроблемы), так и в связи с эндогенными процессами дегазации внутренних частей планет, стимулирующей развитие флюидного магматизма. На Меркурии, по данным, полученным с космического корабля "Маринер-10", преобладают кольцевые кратеры с центральными горками и внешними валами, выделяются кратеры с яркими лучевыми системами, наблюдаются протяженные линейные структуры, приводящие к представлению о глубинных разломах, контролировавших размещение вулканических аппаратов. В возвышенных областях меркурианской поверхности кратеры более обильны и достигают больших размеров, чем в депрессиях [27, с. 340]. По спектрам отражения, на поверхности Меркурия предполагаются покровы рыхлых отложений, подобных лунному реголиту, представляющих, по-видимому, отложения пирокластического материала, накопленного в ходе извержений флюидных магм с высокими коэффициентами эксплозивности. Меркурий является небольшой планетой (диаметр 4878 км), около 3/4 которой составляет металлическое ядро. Он практически лишен атмосферы, если не считать небольшого количества гелия, фиксирующегося на его поверхности.

Венера является ближайшей к Земле планетой, но она закрыта плотной атмосферой, в которой преобладает  $\text{CO}_2$ , и сведения о ее поверхности, имеющей температуру  $450^\circ\text{C}$ , ограничены. Основной вклад в изучение Венеры внесли советские автоматические станции, совершившие на ней ряд мягких посадок, в результате чего были получены фотографии поверхности и данные по химическому составу пород. Они позволяют судить о вулканической природе поверхности планеты, на которой различаются крупные кратеры и развиты не только толеитовые базальты, как на Луне, но и щелочные их типы. Это отражает более глубоко зашедший процесс консолидации тектонических структур Венеры, если исходить из аналогии с зако-

номерностями развития магматических серий на Земле [19, 39, 69 и др.]. О более глубоко зашедшей консолидированности Венеры по сравнению с Землей можно судить еще по относительно слабому магнитному полю и небольшой скорости вращения Венеры.

Марс в противоположность Венере имеет очень разреженную атмосферу, и поверхность его изучена сравнительно хорошо. Среди многочисленных кольцевых структур этой планеты кратеры с центральными горками встречаются реже, чем на Меркурии. Среди них много двухкольцевых структур (кратеры Лио, Лоуэлл, Слайфер, Гельмгольц, Галлей и др.), что, как подчеркивал П.Н. Кропоткин [31], является аргументом в пользу их вулканической природы, так как повторное попадание метеорита в одно место невероятно. Крупнейшей вулканической постройкой на поверхности Марса является гора Олимп, которая возвышается над окружающей местностью более чем на 20 км, а поперечник ее основания составляет 500 км. Она увенчана вершинной кальдерой диаметром 65 км. Эта гора, которую первоначально относили к крупным метеоритным кратерам, "представляет собой грандиозную вулканическую постройку с вершинной кальдерой. Три других крупных пятна в пределах хребта Фарсид также оказались крупными вулканами" [27, с. 284]. Поверхность Марса очень расчлененная, на ней обнаруживаются крупные каньоны, многочисленные высокие уступы и откосы. В строении уступов фиксируется хорошо выраженная слоистость [27], приводящая к представлению о наличии на Марсе осадочно-вулканогенных отложений, в состав которых, вероятно, входит пирокластический материал, возникающий в ходе развития эксплозивного марсианского вулканизма. Было установлено, в частности, "что в месте посадки Викинга-1 грунт состоит из пород типа туфов" [27, с. 308].

Предполагается наличие на поверхности Марса и кратеров ударного происхождения, связанных с падениями метеоритов. Трудность подобной их трактовки связана с тем, что вокруг многих крупных кратеров различаются вторичные кратеры (сателлиты) и обычны также сдвоенные кратеры, которые "наблюдаются на Марсе гораздо чаще, чем можно было бы предполагать для случайных процессов" [27, с. 298]. Некоторые исследователи считают, что сдвоенные кратеры могли возникнуть в результате раскалывания падающих метеоритов, но подобное объяснение кажется искусственным. Более логично связать их, как и кратеры-сателлиты, с развитием эксплозивного вулканизма, в ходе которого обычно возникают центры извержений, сопряженных с единым глубинным магматическим очагом [31]. Состав вулканических извержений Марса остается еще невыясненным. Некоторое представление о нем можно получить по данным неполного элементного анализа рыхлых отложений, полученным при помощи рентгеновской флуоресцентной спектроскопии американской автоматической станцией Викинг (в вес. %): Fe — 12,7, Mg — 5,0, Si — 20,9, Al — 3,0, Ca — 4,0, K — 0,25, Ti — 0,51, S — 3,1, Cl — 0,7 [27, с. 302]. Соотношения этих компонентов определяют марсианскую породу в системе эволюции космического вещества (см. рис. 1) как аналог эвкрита. Отличие заключается лишь в необычно высоком содержании серы в марсианской породе. В общем же можно говорить о глубокой дифференцированности вещества Марса, сложенного снаружи базальтами, составляющими, как и на Луне, внешнюю кору планеты. Это хорошо согласуется с данными о марсианском рельефе,

характер которого определяется наличием очень крупных щитовых вулканов, образованных излияниями магм относительно низкой вязкости, сопоставимой с вязкостью базальтов на Земле. Атмосфера Марса разрежена и состоит из  $\text{CO}_2$  (95%), азота (2–3%), аргона (1–2%) и воды.

Два спутника Марса с плотностью вещества около  $3 \text{ г/см}^3$  имеют неправильную (удлиненно-обломочную) форму (внутренний—Фобос размером 19–27 км и внешний—Деймос размером 11–15 км) и, как предполагается [27], являются астероидами, захваченными Марсом. Их поверхности усеяны кратерами в еще большей степени, чем поверхность самого Марса, причем происхождение этих кратеров принято связывать с бомбардировкой метеоритами [27].

Таким образом, развитие планет земной группы закономерно вписывается в общую систему эволюции вещества Солнечной системы, зафиксированную в различных типах метеоритов (см. рис. 1) и относящуюся к периоду 4–5 млрд. лет. При расслоении планет в этот ранний период эволюции в их внутренних частях обособляется флюидное водородное вещество, богатое железом, и возникают более вязкие силикатные внешние оболочки. По мере консолидации внешних оболочек и сокращения объема планет газовое давление во внутренних их частях возрастает и начинают развиваться дегазация планет и связанный с ней флюидный магматизм, контролируемый глубинными разломами и их пересечениями (линейными структурами). В результате возникают зоны растяжения первичной коры, вдоль которых более плотное вещество внутренних частей планет поднимается к поверхности, вызывая аномалии силы тяжести (масконы). Все это стимулирует конвекцию вещества планет, приводящую к обновлению первичной коры, которая фиксируется на ранних стадиях развития этого процесса даже при поверхностном их изучении (на Меркурии, Марсе, Луне фиксируются коры по крайней мере двух типов). На Земле этот процесс обновления верхних оболочек, продолжающийся по настоящее время, проявился очень интенсивно и привел к полному уничтожению мощной древней коры (с возрастом 4–5 млрд. лет), которая полностью заменилась маломощной новой океанической корой и корой особого (континентального) типа, имеющей складчатое строение.

#### ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОКЕАНИЧЕСКОГО И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПОВ

Типичный разрез верхней части Земли представлен на рис. 48 в сопоставлении с петрохимической диаграммой, характеризующей составы мантии и различных слоев коры океанического и континентального типов, по оценкам различных авторов. Тонкая океаническая кора связана с зонами спрединга (раздвижения и обновления в связи с поступлением материала из глубин мантии вдоль срединных океанических хребтов). Мощная континентальная кора, наоборот, отвечает областям сжатия, сопровождаемого складчатостью и дегазацией верхних слоев Земли, связанной с флюидным выносом оснований [39]. Верхний, полностью консолидированный слой Земли, выделяемый под названием литосферы, включает земную кору и отделенную от нее границей Мохоровичича жесткую часть верхней мантии Земли, ниже которой устанавливается слой пластического (частично жид-

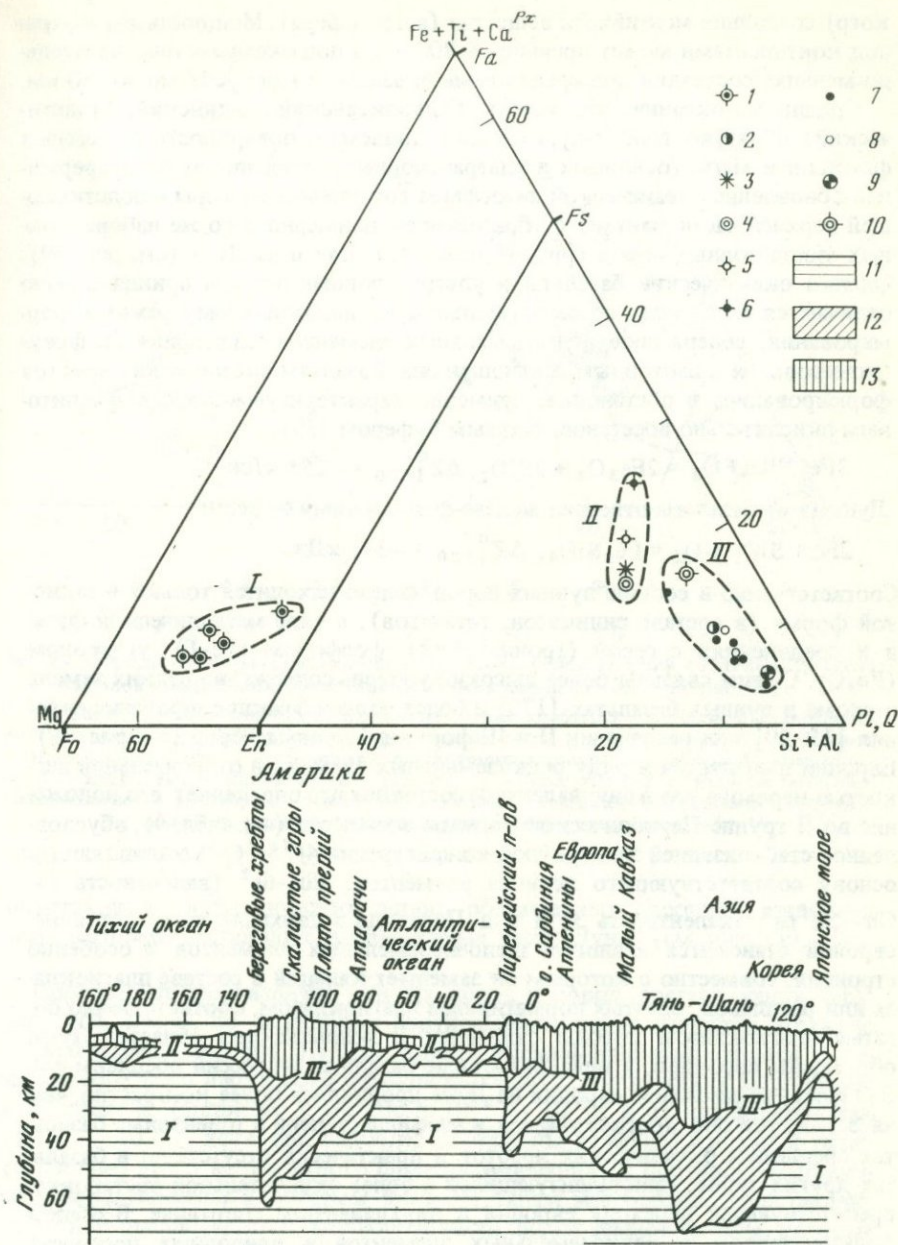
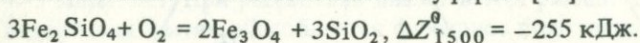


Рис. 48. Петрохимическая диаграмма земной коры и верхней мантии и разрез по параллели 40° с. ш. [62]

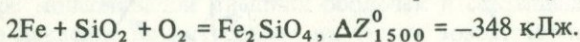
I — верхняя мантия (I — валовой состав, по данным различных авторов); II, III — земная кора (2 — средний состав): II — базальтовая океаническая кора (3 — средний состав, 4 — вулканогенный (нижний) слой, 5 — вулканогенно-осадочный (промежуточный) слой, 6 — осадочный (верхний) слой), III — континентальная кора (7 — средний состав, по данным различных авторов, 8 — слой основных пород — нижний, 9 — слой кислых пород — промежуточный, 10 — слой осадочных пород — верхний); 11 — ультраосновная мантия; 12 — слой основных пород; 13 — слой кислых пород

кого) состояния мантийного вещества (астеносфера). Мощность литосферы под континентами может превышать 200 км, а под океанами она значительно меньше, составляя под срединными океаническими хребтами 30–50 км.

Срединные океанические хребты (Тихоокеанский, Индийский, Атлантический) образуют глобальную систему подъема к поверхности глубинных флюидов и магм (основных и ультраосновных), производящих непрерывное обновление океанической литосферы (океанической коры и подстилающей верхней части мантии) с образованием примерно того же набора главных типов горных пород (рис. 49, табл. 19), как и на Луне (см. рис. 39). Однако океанические базальты и ультраосновные породы принципиально отличаются от лунных по окислительно-восстановительному режиму формирования, содержанию редкоземельных элементов, специфике их фракционирования и изотопным соотношениям. Базальты океанических хребтов формировались в обстановке, примерно характеризуемой кварц-фаялитовым окислительно-восстановительным буфером [39]:



Лунные же базальты отвечают железо-фаялитовому буферу:



Соответственно в составе лунных пород железо находится только в закисной форме (в составе силикатов, титанатов), в виде металлической фазы и в соединениях с серой (троилит  $\text{FeS}$ ), фосфором ( $\text{Fe}_3\text{P}$ ), углеродом ( $\text{Fe}_3\text{C}$ ). С этим связаны более высокий уровень содержания редких земель и хрома в лунных базальтах [170] и более полное фракционирование европия [15, 39] при разделении II и III формаций лунных пород (см. рис. 39). Европий выделяется в ряду редкоземельных элементов относительной легкостью перехода его в двухвалентное состояние, что определяет его положение во II группе Периодической системы элементов (см. табл. 4), обусловленное стабилизацией электронной конфигурации  $4f^7 5s^2 6p^6$ , составляющей основу соответствующего периода элементов:  $\text{Eu} - 6s^2$  (валентность 2),  $\text{Gd} - 5d^1 6s^2$  (валентность 3) и т. д. Переходя в двухвалентное состояние, европий становится аналогом щелочноземельных элементов и особенно стронция, совместно с которым он замещает кальций в составе плагиоклаза или расплавов, богатых нормативным плагиоклазом. Соответственно богатые плагиоклазом породы формации II возвышенных областей Луны обогащены европием, а меланократовые базальты депрессий обеднены им. Это фракционирование европия на Луне проявилось более контрастно, чем на Земле, где оно прослеживается в меньшей степени в толетитовых базальтах срединных океанических хребтов и практически отсутствует в базальтах других типов, кристаллизующихся в более окислительной обстановке, препятствующей переходу европия в двухвалентное состояние. В общем фракционирование редкоземельных элементов в природных процессах затруднено, и даже отделение европия происходило в особых восстановительных условиях формирования метеоритов и лунных пород и раннего расслоения Земли, но отличных от петрогенезиса, с которым связано более позднее формирование горных пород земной коры. В ранний период развития нашей планеты (4–5 млрд. лет) земная кора формировалась в сильно восстановительной обстановке, и в ее верхней части залегал слой богатых

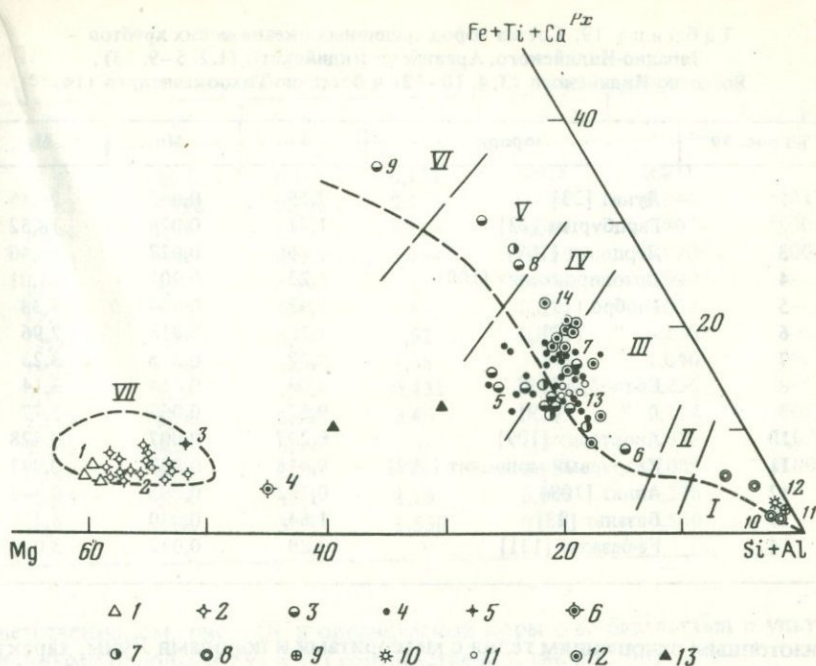


Рис. 49. Горды срединных океанических хребтов в сопоставлении с главным трендом коровой дифференциации и типами лунных пород (I-VII - по рис. 45)

1-4 - Западно-Индийский и Аравийско-Индийский хребты: 1 - дуниты, 2 - гарцбургиты и лерцолиты, 3 - габбро и железистые пироксениты, 4 - базальты; 5-11 - Восточно-Индийский хребет: 5 - лерцолиты, 6 - ортопироксениты, 7 - габбро, 8 - анортозиты, 9 - кварцевые монзониты, 10 - аплиты, 11 - базальты; 12 - базальты Восточно-Тихоокеанского хребта; 13 - пикритовые базальты срединного Атлантического хребта; цифры на рисунке соответствуют номерам анализов в табл. 19

плаггиоклазом вулканических пород, обогащенных европием, подобных тем, которые составляют возвышенные части Луны (см. рис. 39, II).

Принципиальное различие лунных пород и пород, составляющих верхние слои Земли, по изотопным соотношениям гелия наглядно отражено на диаграмме (рис. 50). Лунные породы закономерно вписываются в схему метеоритного изотопного фракционирования, соответствующая ахондритам и хондрам в хондритах ( $^3\text{He}/^4\text{He} = 10^{-2} - 10^{-3}$ ) и их дифференциатам ( $10^{-3} - 10^{-4}$ ), хотя они наиболее обогащены тяжелым изотопом гелия (в системе этого метеоритного фракционирования) и противопоставляются ультраосновным и богатым железом типам метеоритов, представляющим, как предполагается, глубинные части планет земной группы, которые являются концентраторами легкого изотопа гелия и характеризуются отношением  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , близким к  $10^{-1}$ .

Обновление литосферы на Земле в последующие эпохи сопровождалось, как следует из данных рис. 50, резким изменением изотопных отношений, направленным в сторону общего обеднения пород гелием и особенно его легким изотопом. Литосферные породы Земли совершенно несопоставимы

Т а б л и ц а 19. Состав пород срединных океанических хребтов – Западно-Индийского, Аравийско-Индийского (1, 2, 5–9, 13), Восточно-Индийского (3, 4, 10–12) и Восточно-Тихоокеанского (14)

№ на рис. 49	Порода	Fe	Mn	Mg
1	Дунит [23]	2,15	0,063	20,36
2	Гарцбургит [23]	1,71	0,078	18,52
3	Лерцолит [109]	1,76	0,027	16,40
4	Ортопироксенит [109]	1,23	0,007	14,01
5	Габбро [19]	1,93	0,034	5,38
6	” [19]	1,19	0,015	2,96
7	” [19]	2,12	0,008	3,23
3	Fe-габбро [19]	5,03	0,034	3,14
9	” [19]	9,52	0,067	5,77
10	Анортозит [109]	0,297	0,007	0,428
11	Кварцевый монцонит [109]	0,418	0,007	0,093
12	Аплит [109]	0,182	0,005	0,348
13	Базальт [23]	1,64	0,030	3,45
14	Fe-базальт [131]	3,89	0,032	3,09

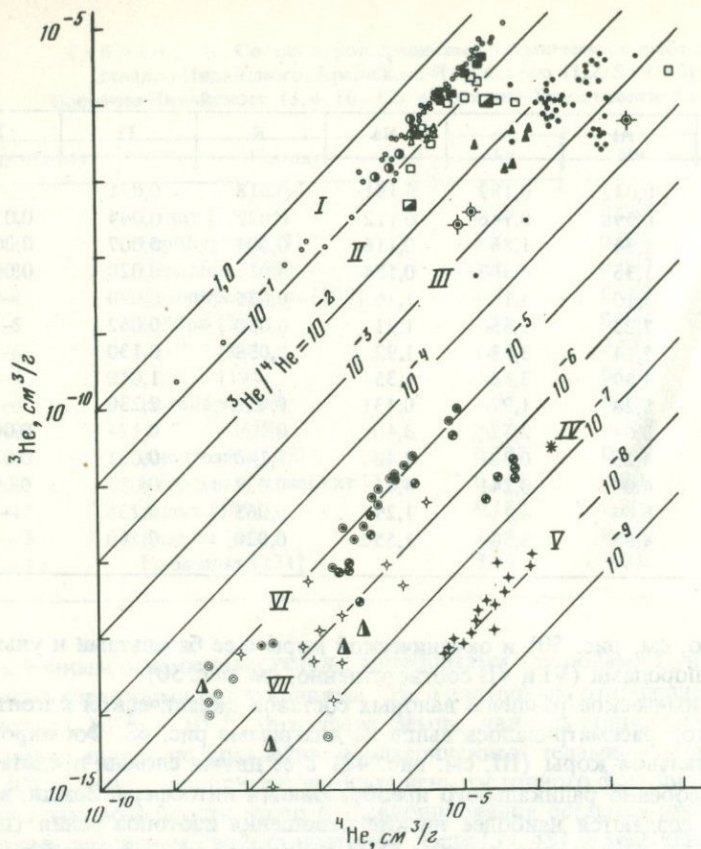
по изотопным отношениям гелия с метеоритами и породами Луны, характеризуясь ничтожными содержаниями  $^3\text{He}$  и изотопным отношением  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в пределах  $10^{-5}$  –  $10^{-8}$ . Литосфера Земли, являясь полностью обновленной, представляет по сравнению с материнскими телами метеоритов (см. рис. 30) и Луной совершенно иной уровень изотопного фракционирования. Однако закономерности этого фракционирования остаются прежними, определяясь различием свойств изотопов гелия [39, 45]. В мантийных алмазонасных породах и базальтах срединных океанических хребтов больше концентрируется легкий изотоп гелия (отношение изотопов  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в них близко к  $10^{-5}$ ), а кислые породы относительно обеднены легким изотопом и характеризуются отношением, близким к  $10^{-8}$  (рис. 51, табл. 20). Особенно интересны данные по базальтам и долеритам, содержащим самородное железо, описанные в сибирских трапхах на р. Курейке [3], которые по окислительно-восстановительным условиям образования близки к лунным породам и метеоритам. Тем не менее они не отличаются по уровню изотопного фракционирования от других пород литосферы Земли, характеризуются изотопным соотношением гелия в пределах  $10^{-6}$ – $10^{-7}$ . Однако закономерность распределения изотопов гелия между металлической и силикатной фазами в этих породах такая же, как в метеоритах: легкий изотоп больше концентрируется в железной фазе, тяжелый – в силикатной [75]. На рис. 51 это показано коннодой, связывающей составы этих фаз, причем наклон этой конноды соответствует общему положению коннод железо-силикатного фракционирования (см. рис. 21).

Диаграммы (см. рис. 50 и 51) дают общую картину изотопного фракционирования при первичном расслоении планет (около 4,5 млрд. лет), когда формируются зоны I (железное ядро и нижняя мантия), II (верхняя мантия) и III (кора планет), и при последующем образовании на Земле (см. рис. 48) континентальной коры с ее слоем основных пород (IV и V соот-

	Si	Al	Ca	Na	K	Ti	P
	13,52	0,042	0,189	0,151	0,018	0,021	—
	13,63	0,998	0,746	0,112	0,022	0,044	0,012
	13,94	1,34	1,86	0,116	0,004	0,007	0,003
	15,98	1,36	0,607	0,184	0,011	0,020	0,003
	15,02	5,10	4,19	1,16	0,035	0,090	—
	15,14	7,23	3,65	1,81	0,030	0,062	—
	15,92	5,14	3,83	1,92	0,058	0,130	—
	14,22	4,69	3,58	1,35	—	1,040	—
	9,93	5,28	1,97	0,431	0,452	2,230	—
	15,89	8,64	2,52	3,40	0,109	0,124	0,002
	20,46	4,23	0,321	2,40	1,140	0,031	0,028
	20,48	4,04	0,241	4,01	0,024	0,085	0,005
	14,83	6,64	4,11	1,29	0,065	0,236	—
	15,11	4,85	3,58	1,550	0,020	0,560	—

ветственно, см. рис. 50) и океанической коры с ее базальтами и ультраосновными породами (VI и VII соответственно, см. рис. 50).

Петрохимическое различие валовых составов океанической и континентальной кор рассматривалось выше на диаграмме рис. 48. Формирование континентальной коры (III, см. рис. 48) с ее двумя слоями представляет процесс особенно радикального преобразования литосферы Земли, в ходе которого создаются наиболее низкие отношения изотопов гелия (порядка  $10^{-8}$ ), близкие к радиогенным ( $^4\text{He}$  образуется как конечный продукт распада урана и тория). Кора континентального типа возникает в ходе формирования складчатых систем и последующего их орогенного воздымания на месте геосинклинальных прогибов с мощными вулканогенно-осадочными толщами. При этом толеит-базальтовый вулканизм сменяется андезитовым и более кислым, а в глубинных зонах начинается развитие гранитного магматизма и регионального метаморфизма, сопровождаемого дегазацией верхних частей литосферы с соответствующим погружением слоев М (раздел кора—мантия) и К (раздел слоя кислых и основных пород), так что происходит утолщение коры до глубин порядка 70 км (см. рис. 48). Зависимость мощности земной коры от характера вулканизма при переходе от ее океанического типа (со свойственным ей толеит-базальтовым вулканизмом) к развитой континентальной (с типичным андезитовым вулканизмом) была прослежена в работе А. Миасиро [163]. Развитие андезитового вулканизма, который приходит на смену базальтовому, отражает общую дегазацию глубинных зон и, в частности, процессы мигматизации пород в глубинных зонах, определенным образом сопряженные с региональным метаморфизмом, как схематически показано на рис. 52. Все эти явления преобразования земной коры, в ходе которого формируется ее континентальный тип, связаны со складчатостью вулканогенно-осадочных геосинклинальных толщ и последующим орогенным воздыманием складчатых



○ 1 ■ 2 ◊ 3 △ 4 □ 5 • 6 ◊ 7 ▲ 8 ▣ 9 \* 10 ◊ 11 ◊ 12 ◊ 13 △ 14 ◊ 15 ◊ 16

Рис. 50. Схема распределения изотопов гелия между оболочками Земли, предполагаемая по аналогии с метеоритами и главными типами магматических и метаморфических пород

*I–VII* — отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в глобальных слоях. *I–III* — первичная расслоенность, возраст около 4,5 млрд. лет: *I* — ядро и аналогичные ему железные метеориты (1), *II* — мантия и палласиты (2), урейлиты (3), диогениты (4), обриты (5), *III* — древняя кора и лунные базальты (6), говардиты (7), эвкриты (8), шерготтиты (9); *IV–V* — метаморфическая континентальная земная кора: *IV* — основные породы (10 — основной кристаллический сланец), *V* — кислые породы (11 — граниты и гнейсы); *VI–VII* — молодые магматические породы, связанные с активизацией литосферы: *VI* — океаническая кора (12 — толеитовые базальты и габбро океанических хребтов), *VII* — прочие породы (13 — перидотиты, 14 — базальты, 15 — исландиты, дациты, липариты, 16 — щелочные породы)

поясов. Базальтовый вулканизм при этом сменяется андезитовым и более кислым, а в плутонической фации происходит становление крупных гранитных массивов, получают развитие гранитизация и мигматизация складчатых формаций и их региональный метаморфизм.

Метаморфизм горных пород, как и магматизм, отражает геоструктурное развитие земной коры, сопровождаясь дислокациями, которыми контроли-

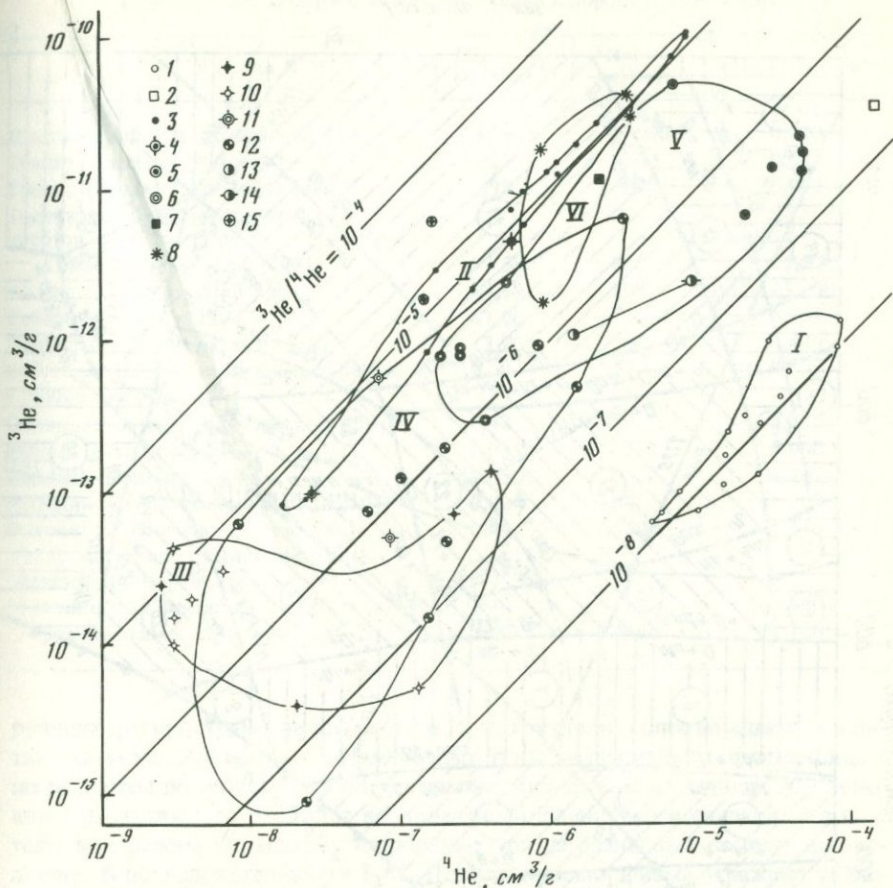


Рис. 51. Распределение изотопов гелия между главными типами пород литосферы Земли 1–2 – континентальная кора: 1 – гнейсы и граниты [16, 17], 2 – основной кристаллический сланец [17]; 3–4 – океаническая кора: 3 – толеитовые базальты [102], 4 – габбро [16]; 5–8 – ультраосновные породы: 5 – перidotиты эвгеосинклиналей [16], 6 – перidotиты во включениях в щелочных базальтах [70], 7 – перidotит алмазоносной трубки [129], 8 – алмазы; 9–10 – породы рифтовой зоны Исландии [36]: 9 – базальты, 10 – исландиты, дациты, липариты; 11 – щелочные базальты океанических островов; 12 – щелочные породы рифтовой зоны Восточной Африки [36]; 13–14 – фазы самородного железа (13) и силикатов (14) в долеритах р. Курейки (соединены коннойдой [75]); 15 – металлическая фаза в перidotитах офиолитовых поясов (джозефенит); I – граниты и гнейсы; II – толеитовые базальты и габбро; III – базальт-исландитовый комплекс; IV – щелочные породы; V – ультраосновные породы; VI – алмазоносные перidotиты

ругятся восходящие потоки флюидов. Поэтому магматизм и метаморфизм, тесно связанные друг с другом, претерпевают закономерную эволюцию в ходе развития подвижных зон, схематически подразделяясь на три типа, соответствующие собственно геосинклинальной, или предорогенной (I), раннеорогенной (II) и орогенной (III) стадиям их развития [39]. В особый IV тип выделяются метаморфизм и магматизм посторогенной стадии при активизации жестких структур с образованием в них разломов, контроли-

Температура, °C

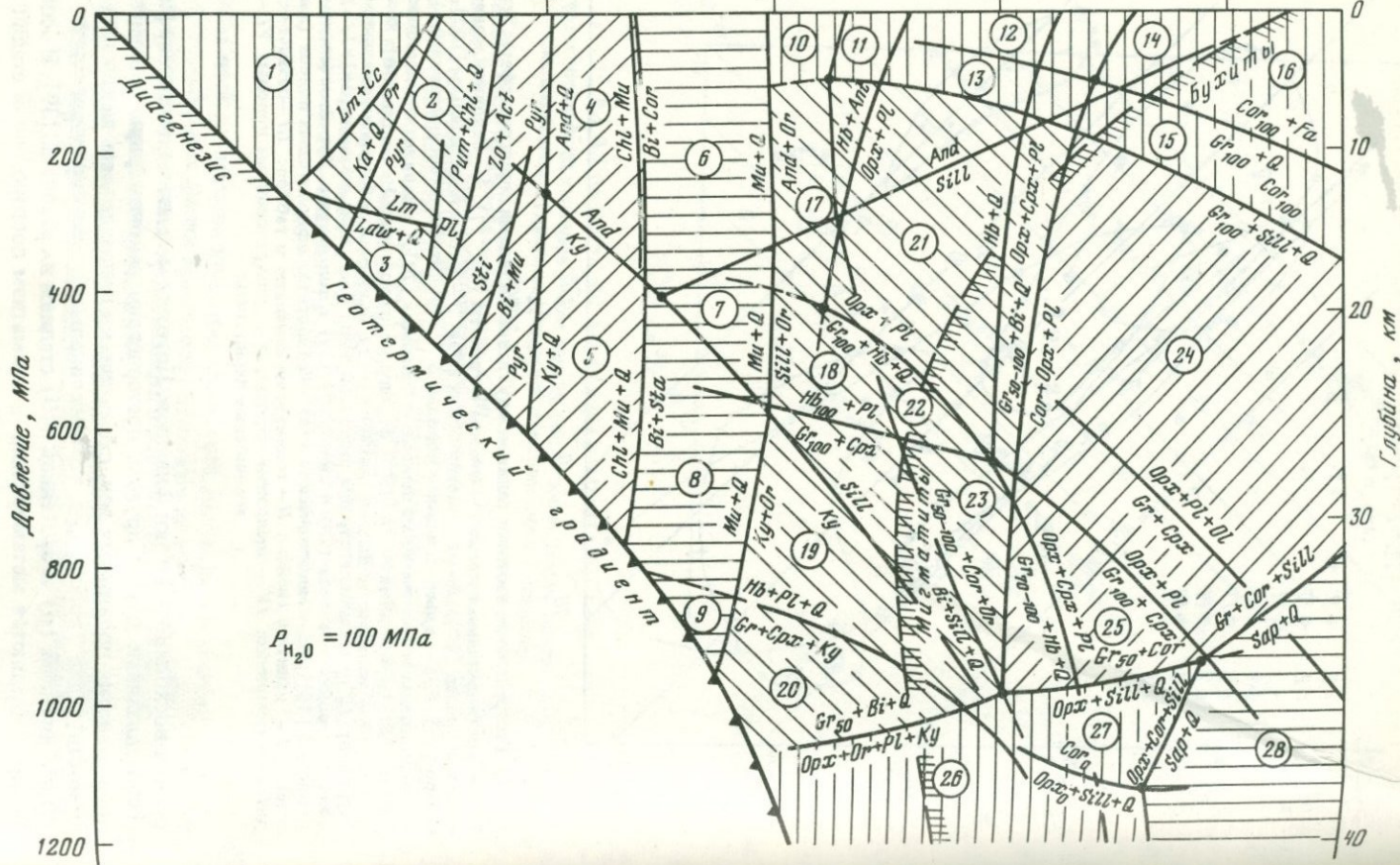
200

400

600

800

1000



Т а б л и ц а 20. Содержание изотопов гелия в породах земной коры

Порода	$^3\text{He}$ , см <sup>3</sup> /г·10 <sup>12</sup>	$^4\text{He}$ , см <sup>3</sup> /г·10 <sup>8</sup>	( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) · 10 <sup>6</sup>
Диорито-гнейс (Монче-Тундра) [17]	32,00	14500	0,220
Гранит рапакиви (Украина) [17]	1,23	8500	0,0145
Гранит (Приморский край) [16]	0,98	2800	0,035
Толентовые базальты океанических хребтов			
Атлантический океан [102]	97,58	820	11,900
Индийский океан [102]	14,39	109	13,200
Габбро-норит (Тувва) [17]	47,00	700	6,714
Перидотит (Монче-Тундра) [16]	13,20	3000	0,440
Вебстерит (нодуль из щелочного базальта, Становое нагорье) [70]	0,30	35	0,857
Оливиновый базальт (Исландия) [36]	0,48	40	1,200
Риолит (Исландия) [36]	0,015	0,30	5,000
Андезит (Исландия) [36]	0,0306	0,65	4,707
Нефелинит (Восточная Африка) [36]	0,924	84	1,100
Фонолит (Восточная Африка) [36]	0,49	140	0,350
Габбро-долериты с самородным железом (р. Курейка)			
силикатная фракция [75]	2,40	700	0,350
фракция самородного железа [75]	1,10	1400	1,100

рующих распространение диафтореза, и интрузивов, сопровождаемых контактовым метаморфизмом. Намеченные типы метаморфизма принципиально различны по геологическим, геохимическим и термодинамическим условиям развития, что отражает неодинаковый флюидный и связанный с ним тепловой режим складчатых подвижных зон на различных стадиях их эволюции. В последовательности I—II—III типы метаморфизма отражают усиление теплового потока в активных складчатых поясах, что приводит к различию фациальных серий соответствующих им метаморфических пород по величине производной  $dP_s/dT$ , где  $P_s$  — глубинность (литостатическое давление). Чем больше величина этой производной, определяющая взаимозависимость глубинности и температуры метаморфизма, тем слабее флюидный тепловой поток и все больше глубины распространения низкотемпера-

Рис. 52. Схема фаций метаморфизма в земной коре [39]

1 — глинистые сланцы и порфиристы; 2–3 — пренит-пумпеллитовые и кальцит-хлоритовые сланцы и филлиты; 4–5 — зеленые и слюдяные сланцы; 6–9 — эпидотовые амфиболиты и двуслюдяные гнейсы; 10–16 — роговики; 17–20 — амфиболиты и биотит-силлиманитовые гнейсы; 21–23 — пироксеновые амфиболиты и биотит-гранат-кордиеритовые гнейсы; 24–28 — гранулиты; Act — актинолит; And — андалузит; Ant — анотофиллит; Bi — биотит; Ce — кальцит; Chl — хлорит; Cor<sub>1,00</sub> — кордиерит и его железистость; Cpx — клинопироксен; Fa — фаялит; Gr<sub>1,00</sub> — алмадин и его железистость; Hb<sub>1,00</sub> — роговая обманка и ее железистость; Ka — каолинит; Ky — кианит; Law — лавсонит; Lom — ломонит; Opx<sub>0</sub> — ортопироксен и его железистость; Or — ортоклаз; Pl — плагиоклаз; Pr — пренит; Pum — пумпеллит; Pyr — пирофиллит; Q — кварц; Sap — сапфирин; Sil — силлиманит; Sta — ставролит; Stil — стильномелан; Zo — цоизит

турного метаморфизма. Наиболее высокими производными  $dP_s/dT$  характеризуется ранний (предороженный) метаморфизм складчатых поясов, протекающий при температурах, сравнительно немного превышающих фоновые температуры различных зон глубинности, определяемые общим геотермическим градиентом. При метаморфизме этого типа процессы гидратации и карбонатизации подавлены, благодаря чему безводные силикаты (гранат, омфацит, жадеит, эгирин и др.) устойчивы до относительно низкой температуры и широко распространены силикаты кальция, в том числе лавсонит и ломонтит, не образующиеся при метаморфизме других типов. Это связано отчасти с сильной восстановленностью флюидов [47]:  $H_2O \rightarrow H_2$ ,  $CO_2 \rightarrow CO$ ,  $H_2O + CO_2 \rightarrow 0,5CH_4 + 0,5CO$  и с их повышенной щелочностью (с высоким содержанием растворенных во флюидах  $NaCl$ ,  $Na_2CO_3$ ,  $Na_2CO_2$ ,  $NaOH$  и др.), которая проявляется в широком распространении щелочных метаморфических минералов, возникающих при высоком потенциале натрия, — глаукофана, глаукофан-рибекита, рибекита, эгирина, эгирин-жадеита, омфацита и др., свойственных только I типу метаморфизма. Эти условия благоприятны для образования метаморфических материалов плотной структуры (граната, жадеита, кианита), так как только в I типе метаморфизма низкотемпературный режим распространяется в глубинную область (осуществляются в полном объеме фаций 3 и 5, см. рис. 52).

В эволюции складчатых поясов переход к орогенной стадии сопровождается усилением теплового потока, что приводит к изменению фациальных серий ( $I \rightarrow II + III$ ), к распространению высокотемпературных фаций в зоны умеренной и малой глубинности. Во флюидах возрастают парциальные давления окисленных компонентов ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ), в связи с чем развиваются процессы гранитизации и мигматизации, сопряженные с метаморфизмом типов II (плаггиомигматиты, плаггиограниты) и III (нормальные калиевые мигматиты и граниты). Таким образом, главные типы, намеченные на рис. 52, отражают неодинаковые геохимические и термические режимы метаморфизма в различных геоструктурных зонах и на различных стадиях их развития. Они различаются неодинаковыми тепловыми флюидными потоками. С этими потоками связан разогрев ослабленных зон, поэтому метаморфизм связан с термическими аномалиями и происходит всегда при температуре, более высокой по сравнению с фоновой, обусловленной его глубинностью и нормальным геотермическим градиентом. Температурный режим широко варьирует в зависимости от типа структурных зон, определяясь в значительной мере интенсивностью окисления первично водородных восходящих флюидов, обуславливающего их разогрев и выделение энергии, необходимой для развития магматизма и метаморфизма [47].

В эволюционном ряду метаморфизма I—II—III интенсивность вертикальных тектонических движений, дифференцированность их по блокам и интенсивность химического воздействия ювенильных флюидов на породы в общем ослабевают. Метаморфические зональности в перечисленной последовательности типов метаморфизма становятся все более изобарическими, что отвечает уменьшению величины производной  $dP_s/dT$ . Примеры региональной метаморфической зональности, близкой к изобарической (с небольшой величиной  $dP_s/dT$ ), описаны С.П. Кориковским [30], которым детально прослежены изменения парагенезисов минералов переменного состава метапелитов от низкотемпературных зон филлитов

и глинистых сланцев до высокотемпературных гнейсовых зон, совмещающихся с мигматитами.

Хотя в последовательности I—II—III интенсивность химического преобразования пород ослабевает, аллохимический характер метаморфизма доминирует во всем этом эволюционном ряду, в котором тенденция привноса натрия сменяется тенденцией его выноса, и натриевый характер метаморфизма (I, II) сменяется калиевым (III).

Калиевый тип метаморфизма (III) наиболее ярко выражен в карбонатно-терригенных формациях, в которых доминируют глинистые отложения, первично обогащенные калием (Ханкайский кристаллический массив в Приморье, Ладожская формация, Патомское нагорье и др.). Натриевый характер ювенильных флюидов в значительной мере подавляется в подобных терригенных формациях, в результате чего проявление I и II типов метаморфизма в них редуцируется и доминирует метаморфизм III типа. Патомское нагорье представляет наиболее наглядный пример подобных образований благодаря широкому развитию региональной метаморфической зональности, занимающей в общем несогласное положение по отношению к напластованию пород. Степень метаморфизма изменяется от филлитов и глинистых сланцев до гнейсов, в зонах которых развиты мигматиты и граниты. Петрохимически метаморфическая зональность в метапелитах исследовалась в работе [58], в которой выведены средние составы в различной степени метаморфизованных метапелитов сходного стратиграфического положения. Показательны подборки пород со значительным изменением содержания летучих компонентов, отражающие петрохимические тренды метапелитов при метаморфизме III типа. С повышением степени метаморфизма в них прослеживается снижение содержания натрия ( $\text{Na}_2\text{O}$ ): с 1,60 до 0,47% (анангрская свита), с 1,63 до 1,40—1,50% (валюхтинская свита) и с 1,33 до 0,48—0,52% (пурпольская свита), тогда как содержание калия изменяется мало, поэтому отношение  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  при повышении степени метаморфизма существенно возрастает. Такие соотношения представляются нормальными для метаморфизма, если ювенильные метаморфические флюиды первоначально не обогащены натрием, как в типах I и II.

Развитие магматизма в земной коре тесно связано с метаморфизмом, особенно в глубинных зонах повышенного флюидного давления. Под влиянием флюидов температуры кристаллизации магматических расплавов понижаются не несколько сот градусов, и условия развития магматизма и метаморфизма могут перекрываться. Мигматизация может происходить при температурах, более низких сравнительно с кульминационными этапами гранулитового метаморфизма, и представлять явление регрессивного характера. Этим объясняется широкое развитие при мигматизации процессов гидратации и окисления минералов (замещение пироксенов и полевых шпатов роговой обманкой, биотитом, магнетитом и др.). Понятие "ультраметаморфизм" (широкая мигматизация метаморфических пород) утрачивает в этом случае буквальное значение как проявление наивысшей по температуре степени метаморфизма. Очевидно, переход к орогенической стадии развития подвижных складчатых поясов сопряжен с изменением флюидного режима в сторону усиления во флюидах роли окисленных компонентов ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ), что приводит к развитию мигматитов. Это совмещение устойчивости гранитоидов и мигматитов с мета-

морфическими фациями схематически отображено на рис. 52. Мигматиты отвечают полям устойчивости гранитных магм в метаморфических сериях по мере повышения во флюидах парциальных давлений  $H_2O$ , фтора, бора и других компонентов, стабилизирующих кислые расплавы. Гранитный магматизм вписывается, таким образом, в систему метаморфических минеральных фаций, получая экстенсивное развитие в глубинных зонах метаморфизма. Поэтому переход к орогеническим стадиям эволюции подвижных складчатых поясов, с которыми связана эволюция метаморфизма  $I \rightarrow II \rightarrow III$ , обусловлен усилением роли гранитного магматизма и мигматизации слоистых толщ. Однако в поясах фемического профиля, в которых эволюция метаморфизма ограничена  $I \rightarrow II$  типами, гранитообразование более затруднено по сравнению с существенно терригенными складчатыми поясами, в которых доминирует метаморфизм  $II \rightarrow III$  типов. Поэтому магматизм и метаморфизм специфичны в различных типах геосинклинальных разрезов [37, 51 и др.]. Основным механизмом развития мигматитов и внедрения гранитных интрузий в глубинных условиях является магматическое замещение при посредстве трансмагматических флюидов подкорового происхождения [29, 47], в ходе которого имеет место селективное (избирательное) усвоение гранитными магмами компонентов замещаемых слоистых пород, благодаря чему гранитный магматизм в глубинных зонах земной коры приобретает очень большой размах, становясь сопоставимым по экстенсивности с базальтовым магматизмом в эффузивных сериях.

Образование мигматитов и гранитов в глубинных зонах является естественным звеном эволюции метаморфизма на орогенических стадиях развития складчатых поясов ( $II-III$ ). Эти стадии характеризуются в общем восходящими движениями, дифференцированными по отдельным блокам, и этапы метаморфизма и гранитизации могут разобщаться тектоническими дислокациями и контролироваться разломами. Так, в Патомском нагорье метаморфизм и мигматизация разделяются дислокациями, создавшими новый структурный план, вследствие чего мигматитовые зоны могут занимать секущее положение относительно метаморфической зональности [58]; дислокациями нередко разделяются отдельные этапы мигматизации (более ранняя, натриевая, и более поздняя, калиевая, мигматизация). В докембрийской Ладожской формации интрамигматитовый этап дислокаций сопровождается внедрением долеритов, дайки которых рассекают ранние мигматиты и подвергаются более поздним дислокациям и мигматизации.

Мигматизация пород характеризуется широким выносом из них железомagneзиальных компонентов (содержание темноцветных минералов понижается), причем магний выносятся в большей мере, вследствие чего железистость минералов возрастает.

Детальные данные по привносу-выносу компонентов по стадиям мигматизации и гранитизации приведены в работе [58] для Патомского нагорья. На раннем этапе плагимигматизации происходит вынос магния, железа, кальция, марганца и привнос кремния и натрия при неизменном содержании калия или с его некоторым выносом или привносом. Интенсивность привноса-выноса компонентов возрастает с переходом ко второму этапу калиевой мигматизации, в который составы пород существенно нивелируются, приближаясь в целом к составу лейкократовых гранитов. Проис-

ходит интенсивный привнос калия и кремния и вынос всех других петрогенных элементов, перечисленных ниже в порядке понижения интенсивности выноса: Mg, Ca, Ti, Fe, Al, Na. В целом процесс можно трактовать как региональное проявление кремнещелочного метаморфизма (с кремненатриевым и кремнекалиевым этапами), при котором в породах изменяется также содержание элементов-примесей в такой последовательности [58]: выносятся Cr-Ni-Co-Zn-Ti-V-Y-Au-Li-F; интенсивно накапливаются Rb-Ba-Pb-La-Ce-Zr. В общем геохимическое поведение элементов-примесей отражает поведение петрогенных элементов: вынос железомagneзиальных компонентов сопровождается выносом тех элементов-примесей, которые концентрируются в темноцветных минералах (в биотите и др.), и накоплением элементов, связанных с полевыми шпатами (Pb, Ba, Rb и др.).

Метаморфизм орогенной стадии (II-III), сопряженный в складчатых поясах с развитием корового магматизма, является главным процессом формирования земной коры континентального типа (с гранито-гнейсовым слоем и мощным слоем пород основного состава). Как подчеркивалось выше, переход от магматизма толеит-базальтового типа к липарит-андезитовому (гранитоидному в плутонической фации) магматизму в геотектоническом развитии складчатых систем коррелируется с последовательным увеличением мощности земной коры до 70 км, как в Центральных Андах. Эта зависимость [163] в полной мере может быть отнесена и к метаморфизму, формационное развитие которого (I-II-III) также коррелируется с увеличением мощности земной коры островных дуг и активных континентальных окраин с превращением ее из океанической в кору континентального типа. Поскольку при этом увеличивается мощность нижележащего слоя основных пород, можно полагать, что гранитизация и связанный с ней аллохимический метаморфизм (II-III) — только одно из проявлений более общего процесса дебазификации глубинных областей метаморфических поясов, охватывающего также верхние части ультраосновной мантийной зоны. Гранитоидный магматизм и связанный с ним метаморфизм являются отражением в верхних частях земной коры этого более широкого процесса преобразования глубинных областей. Поэтому на островных дугах и активных континентальных окраинах степень гранитизации метаморфических поясов в общем прямо коррелируется с мощностью земной коры. Так, на Камчатке наибольшая мощность коры (более 35 км) отвечает метаморфической зоне Срединного хребта, к которому приурочены формации плаггиогранитов и плаггиомигматитов. Максимум погружения поверхности M на Хоккайдо в Японии (до 43 км) совмещается с мигматитовой метаморфической зоной Хидака.

В целом этот аллохимический метаморфизм выразится в усилении роли полевых шпатов (особенно плаггиоклаза) относительно темноцветных минералов в результате выноса железомagneзиальных компонентов, обусловленного возрастанием роли окисленных компонентов ( $H_2O$  и  $CO_2$ ) и повышения кислотности восходящего потока флюидов. Эту главную петрохимическую тенденцию в целом можно охарактеризовать как дебазификацию. Она включает образование мигматитов и связанных с ними пород в верхних частях подвижных зон (за счет основного слоя коры) и развитие основных пород в нижних частях за счет ультраосновного вещества мантии. В резуль-

тате происходит опускание главных границ раздела земной коры (поверхностей К и М), нарушение изостатического равновесия и, как следствие, подъем складчатых областей, дифференцированных по блокам в соответствии с различной интенсивностью восходящего флюидного термического потока. Дифференциальные восходящие орогенные движения и их большое разнообразие по интенсивности обусловили широкие вариации глубины современного эрозийного среза (до 35 км) и соответственно глубинности метаморфических комплексов.

Таким образом, вырисовывается сложная картина преобразования первичной земной коры в ходе формирования современных ее типов — океанического, не связанного со складчатыми движениями, и континентального (складчатого). Океанический тип коры формируется в ходе ее растяжения (рифта) и раздвижения (спрединга) вдоль срединных океанических хребтов с внедрением базальтов и ультраосновного материала, образующихся в связи с плавлением мантии под воздействием восходящего потока флюидов. При этом базальтовая кора утоняется, а подстилающая ее мантия, судя по сильным аномалиям Буге, разуплотняется (с 3,40 до 3,15 г/см<sup>3</sup>) с постепенным стиранием границы кора—мантия. В дальнейшем эти структуры начинают воздыматься с превращением впадин и подводных хребтов в цепи вулканических островов, под которыми формируются утолщения основной океанической коры, достигающие мощности порядка 30 км, например в структуре Гавайских островов. При этом в толетитовых базальтах возрастает роль калия, стронция, и они постепенно вытесняются щелочными базальтами, трахибазальтами и более щелочными породами, обогащенными цирконием, редкими землями, фосфором, ураном, торием и др.

Развитие континентальной коры связано с зонами растяжения и прогибания, в которых накапливаются мощные вулканогенно-осадочные толщи офиолитовой, терригенно-вулканогенной или терригенной формаций, которые затем подвергаются складчатости, гранитизации, метаморфизму. При этом образуется мощная двухслойная кора континентального и переходного типов, значительно погруженная вначале в мантию и затем воздымающаяся в ходе орогенеза складчатых поясов и их кратонизации (превращения в платформы или причленения к ним с выравниванием поверхности М). Для зрелых платформ характерна выровненность глубины залегания поверхности М на огромных площадях, но глубина этого выравнивания неодинакова и зависит от соотношения мощностей верхнего (кислого) и нижнего (основного) слоев коры при завершении метаморфических преобразований. Обычно глубина выравнивания составляет 40—50 км, но при малой мощности основного слоя эта глубина может быть небольшой, как на Анабарском щите, где мантия залегает на глубине около 28 км.

Платформенная земная кора может утоняться до полного ее выклинивания в областях континентального растяжения и спрединга (с прогибанием и подъемом основного материала к поверхности), где формируются или внутренние моря, отделяющие от континентов складчатые сооружения островных дуг, или депрессии в тылу горных цепей на активных окраинах континентов, а также внутриконтинентальные области формирования траппов. Островные дуги и прилегающие к ним погруженные складчатые пояса, ограниченные со стороны океана глубоководными желобами, и аналогичные им активные окраины континентов представляют геотекто-

нические области, в которых происходит формирование складчатой континентальной коры за счет океанической и фиксируются различные стадии этого процесса. Наиболее мощная кора в этих структурах, например на Курильских островах, свойственна погруженным складчатым сооружениям, непосредственно примыкающим к глубоководным желобам, в согласии с которыми находится и структурный план их деформаций. Земная кора этих прижелобных складчатых поясов вдается в более плотное вещество мантии и находится в состоянии изостатической нескомпенсированности, что отвечает предороженной стадии развития складчатых поясов. Этот тип коры слагается офиолитовыми формациями, испытавшими только ранний (глаукофановый и др.) метаморфизм догранитной стадии I. Островные дуги представляют более зрелые структуры, находящиеся на различных стадиях орогенного и субплатформенного развития складчатых зон. Метаморфизм в них сопрягается со становлением гранитов и мигматитов, замещающих складчатые толщи. Наложение на глаукофановые офиолитовые пояса метаморфизма, связанного с развитием гранитов (формационный тип II), сопровождается орогенным подъемом и эрозией складчатых метаморфических поясов, которые, однако, во многих случаях сохраняют реликты метаморфических пород, относящихся к ранней (догранитной) стадии их развития [39]. Примером глаукофан-сланцевого метаморфического пояса, испытавшего инверсию и орогенное воздымание в одной части, но оставшегося в стадии погружения в другой, может служить метаморфическая зона Пуэрто-Рико, Гаити и Кубы. Восточная часть этой зоны, оставшаяся в стадии погружения (без наложенного метаморфизма, связанного с гранитами), прослеживается при драгировании шельфа вдоль желоба Пуэрто-Рико, входящего в систему Антильской островной дуги. Метаморфические породы представлены здесь глаукофановыми (голубыми) и альбит-хлоритовыми (зелеными) сланцами, спилитами и серпентинитами. В спилитах наглядно выражена интенсивная альбитизация плагиоклаза и хлоритизация темноцветных минералов. Голубые сланцы состоят из глаукофана, эпидота, граната, сфена, кварца, мусковита, хлорита. Гранат представлен кальциевым альмандином  $\text{CaFe}_{1,5}^{2+}\text{Mg}_{0,13}\text{Fe}_{0,08}^{3+}\text{Al}_{1,92}\text{X} \times \text{Si}_3\text{O}_{12}$ . Дно желоба на глубине 8,3 км в виде абиссальной равнины полого наклонено к югу и покрыто тонкослоистыми осадками. В целом это структура прогибания со сравнительно пологими склонами (с сейсмической скоростью 6,6 км/с), причем южный (шельфовый) склон (со стороны острова Пуэрто-Рико) сложен метаморфическими породами, а северный — породами океанической коры. Переход от океанической области к желобу (с севера на юг) характеризуется погружением поверхности с 12 до 15 км и метаморфическим разуплотнением мантийного субстрата (уменьшением сейсмических скоростей с 8,0 до 6,9 км/с). Усиление метаморфического разуплотнения глубинных областей вызывает воздымание складчатых сооружений и причленение их к островным дугам и континентальным окраинам. Рассматриваемый подвижный пояс испытал подобную инверсию (воздымание) в его западной части: на западном продолжении желоба Пуэрто-Рико расположены зоны глаукофановых сланцев островов Гаити и Кубы, залегающие с ним в едином структурном плане, но подвергшиеся наложению более позднего метаморфизма (II и III) и внедрению гранитов. В последние годы представлено об офиолито-

вых поясах глаукофанового метаморфизма как о претерпевших орогенную инверсию складчатых структурах древних глубоководных желобов получает все более широкое распространение. Орогенному подъему складчатых сооружений особенно способствует наложение на глаукофановый метаморфизм проявлений более позднего метаморфизма и гранитизации, сопровождающихся интенсивным разуплотнением глубинных зон, связанных с их общей дебазификацией. Поэтому глаукофановые пояса нередко содержат интрузивы гранитов, наложения более позднего метаморфизма [39] и залегают в структурах с мощной корой континентального типа (на островных дугах и континентальных окраинах). Вдоль метаморфической зоны Пуэрто-Рико—Гаити—Куба происходит быстрое нарастание мощности коры. При отсутствии гранитоидного наложения офиолитовые глаукофан-сланцевые пояса приурочены к структурам с относительно маломощной корой. Примером может служить Францисканская формация на западной окраине Американского континента, в пределах которой (вместе с шельфом) поверхность М залегают на небольшой глубине — около 20 км (глубина залегания этой поверхности в прилегающей океанической области около 15 км). Исключительная сложность взаимоотношений метаморфических пород этой формации, охватывающих температурный интервал 550—100°С, обусловлена полиметаморфическим характером зоны и наложением друг на друга по крайней мере трех стадий метаморфизма, охватывающего период геологического времени 150—77 млн. лет. Наиболее ранние этапы метаморфизма под воздействием натриевых флюидов соответствуют максимальному погружению Францисканской формации, ранним этапам складчатости и внедрения гипербазитов (аналогична той формации, которая фиксируется в глаукофановой зоне Пуэрто-Рико). С этим этапом связано образование эклогитов, части гранат-глаукофановых пород и жадеитовых метаграувакк, что соответствует глубине эрозионного среза около 20 км. Возможно, эклогиты и гранат-глаукофановые породы формировались ниже глубины современного эрозионного среза. В метаморфической зональности они не занимают определенного места, встречаясь в виде ксенолитов в серпентинитах и тектонических блоков в слабо измененных граувакках или в сланцах. Часто они имеют вид окатанных валунов. Размеры тектонических блоков изменяются от нескольких метров до первых сотен метров, но обычно их длина не превышает 50 м. В эклогитах редко встречается свежий омфациит, большей частью это роговообманковые эклогиты, горнблендиты, глаукофановые эклогиты или эпидотовые и альбитовые их разновидности. Многие разновидности содержат рутил, пирит, халькопирит.

Последовательность метаморфических явлений во Францисканской зоне свидетельствует о том, что метаморфизм продолжался в период восходящих движений отдельных блоков, ограниченных разломами глубинного заложения и связанных с ними пологих надвигов, контролировавших размещение метаморфических фаций, как и во всех других зонах Тихоокеанского пояса. Глаукофан-лавсонитовая и лавсонитовая стадии метаморфизма накладываются на продукты более раннего метаморфизма и на неметаморфизованные граувакки. Глаукофановые и лавсонитовые сланцы широко распространены в восточных районах вдоль разломов, отделяющих францисканский комплекс от разреза Большой Долины или от

образований гор Клатат. Кроме того, глаукофановые сланцы прослеживаются далеко к западу в виде узких полос вдоль разломов. Лавсонитовая стадия метаморфизма непосредственно сменяется ломонтитовой (цеолитовой) с образованием промежуточных пород, характеризующихся ассоциацией этих минералов, но, возможно, что эти стадии разделяются пумпеллит-кварц-альбит-хлоритовой стадией. Эта ассоциация широко распространена в слабо метаморфизованных граувакках, разделяющих ломонитовую (западную, прибрежную) и лавсонитовую (восточную, прилегающую к горам Клатат и Большой Долине) зоны. Ломонтит образует прожилки в граувакках и в базальтах, местами замещает плагиоклаз, сам замещается пренимом. Взаимоотношения лавсонитовой, пумпеллитовой, пренитовой и ломонитовой минерализации очень сложны и нередко противоречивы, что отражает близость физико-химических условий их возникновения. Однако в общем степень метаморфизма нарастает с запада на восток по направлению к разломам, и в этом направлении ломонитовая и прениговая минерализации сменяются альбит-пумпеллитовой и затем глаукофан-лавсонитовой.

С переходом от Францисканской к формации Сьерра-Невада, которая ограничивает ее со стороны континента и инъецирована гранитоидами, мощность коры возрастает в 2 раза. Эти соотношения типичны для активных континентальных окраин и островных дуг Тихоокеанского пояса, на которых максимумы мощности земной коры совпадают с метаморфическими зонами широкого развития гранитов и гранитоидов, мигматитов и метаморфических пород типа II. Так, на Камчатке максимум мощности земной коры (около 35 км) приходится на Срединную метаморфическую зону. Она протягивается в меридиональном направлении на 250 км согласно с общим простиранием складчатых структур и поясом интрузивного гранитного магматизма и сложена комплексом мезозойских и более древних пород. К нижней части разреза приурочена толща первично-алевритоглинистых пород с субпластовыми телами диабазов, порфиритов и пироксенитов. Ее перекрывает толща алеврито-песчаных пород с линзами и прослоями внутриформационных гравелитов и конгломератов. Стратиграфически выше залегает толща существенно вулканогенных пород — диабазов, спилитов, их туфов и туффитов. Венчает разрез Срединного хребта толща флишеидно переслаивающихся алевролитов, глинистых сланцев, песчаников с подчиненным количеством маломощных прослоев кремнисто-глинистых сланцев, туффитов, линз внутриформационных конгломератов и гравелитов.

В результате неравномерного метаморфизма терригенные породы Срединной зоны превращены в плагиогнейсы (гранат-пироксеновые, гранат-силлиманитовые, андалузитовые, ставролитовые) и слюдяные сланцы и локально мигматизированы, причем самая высокая степень метаморфизма пород наблюдается в антиклинории, к которому приурочена так называемая ось метаморфизма. С удалением от нее плагиогнейсы и мигматиты сменяются кристаллическими сланцами, затем филлитами и, наконец, неизменными породами.

Таким образом, Срединная зона приурочена к слоистой толще, состоящей из перемежающихся терригенных песчано-глинистых и основных вулканогенных и граувакковых пород с небольшим количеством послонных

ультраосновных внедрений. Этот комплекс претерпел ранний догранитный метаморфизм, к производным которого относятся гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные образования в плагиогнейсах и мигматитах, спилиты, альбит-хлоритовые и другие сланцы этого ряда в менее метаморфизованных породах. Однако эти проявления значительно затушеваны процессами метаморфизма, связанного со становлением в Срединной зоне плагиогранитов, приуроченных к наиболее высокотемпературной зоне плагиогнейсов с силлиманитом, гранатом, в которой наблюдаются локальные проявления мигматизации слоистых пород.

На Хоккайдо максимальная мощность коры (43 км) отвечает мигматитовой зоне Хидака. Магматические и метаморфические породы зоны Хидака сосредоточены в пределах полосы шириной 20 км и протяженностью около 150 км. В поперечном ее разрезе по восточному склону гор Хидака выделяются следующие зоны (от внешнего края к центральному ядру): метаосадочных пород, биотитовых сланцев, гнейсов и мигматитов. К северу по простиранию зоны она постепенно переходит в полосы роговиковых пород, что свидетельствует о ее погружении. Во внешних частях зоны, представленных метаосадками и роговиками, устанавливается, что она развилась за счет пелитовых пород и граувакк ниже- и среднемезозойского возраста. Гнейсовая зона охватывает внутреннюю часть метаморфического пояса, к которому приурочено мигматитовое центральное ядро. Основную роль играют биотитовые гнейсы с гранатом или без него, в подчиненном количестве развиты силлиманитовые или кордиеритовые их разновидности. В гнейсах обычны порфиروبластические структуры. Центральное ядро метаморфического пояса сложено тоналитовыми мигматитами, состоящими из плагиоклаза, кварца, биотита и акцессорных минералов. Часто присутствуют кордиерит или роговая обманка, иногда гиперстен, замещаемый куммингтонитом. На всем протяжении метаморфического пояса расположены тела гранитоидов, связанных с мигматитовыми породами через промежуточные разности гранито-гнейсов. Биотитовые граниты иногда через роговообманковые разности обнаруживают переходы к гранодиоритам и габбро, представляющим ранние фазы.

Зона Хидака находится в геотектонической структуре с более мощной земной корой (43 км) по сравнению со Срединной зоной на Камчатке (35 км), отвечая в то же время значительно меньшей глубине эрозионного среза. Из этого следует, что эрозия метаморфических зон не приводит к утоньшению земной коры. По-видимому, орогенез в раннюю активную его стадию сопровождается общей дебазификацией глубинных зон с разрастанием слоя основных пород за счет вещества мантии, что в той или иной мере компенсирует эрозионный срез метаморфических поясов. Однако, поскольку эрозии подвергается верхний гранито-гнейсовый слой земной коры, его мощность находится в обратной корреляции со степенью эродированности метаморфических зон, хотя эта зависимость не строгая. Подобные соотношения прослеживаются не только на островных дугах, но также и в докембрийских формациях щитов. Так, на Украинском щите, по данным И.Б. Щербакова, наибольшая глубина эрозии гранулитового комплекса намечается в районе Гайворона, где, по данным глубинного сейсмического зондирования, прослеживается утолщение земной коры, связанное с разрастанием слоя основных пород за счет вещества мантии, тогда как гра-

нито-гнейсовый слой в этой части щита почти полностью эродирован. С эрозией верхнего слоя кислых пород связана общая закономерность возрастания основности метаморфических пород с увеличением глубины эрозионного среза метаморфических поясов, которая отмечалась рядом авторов.

Таким образом, метаморфизм представляется важным фактором преобразования вещества земной коры и прилегающих частей мантии. Он оказывает на них разуплотняющее (дебазифицирующее) воздействие, связанное с выносом оснований, хотя интенсивность этого воздействия неодинакова на различных этапах эволюции подвижных зон. Эвгеосинклинальные подвижные зоны в островных дугах и на активных континентальных окраинах во многом сходны с океаническими структурами: их офиолитовые формации отличаются от эмбриональных (по Х.Хессу) офиолитовых формаций океанических хребтов только большей мощностью и более интенсивным проявлением в них дислокаций и натриевого метаморфизма I типа. Однако в геосинклиналях вулканизм сопровождается накоплением мощных толщ терригенных (глинистых) отложений, что определяет специфичность дальнейшего (орогенного) развития складчатых поясов с формированием гранито-гнейсового слоя земной коры, отсутствующего в океанах. При этом возникают коровые магматические очаги, порождающие андезитовый магматизм в вулканической фации и гранитный магматизм в плутонической, а также широкое развитие аллохимической мигматизации слоистых толщ и связанного с ней метаморфизма II типа. Интенсивное метаморфическое разуплотнение глубинных зон ведет к орогенному воздыманию и эрозии складчатых поясов, вскрывающей плутонические формации магматических и метаморфических горных пород. Островные дуги представляют большое разнообразие в этом отношении. По степени зрелости этих структур различаются внешние (более океанические) и внутренние (островные) дуги. Внешние дуги сложены в основном базальтами, нередко представленными шаровыми лавами (Крабовозовская формация в основании разреза малой Курильской дуги), что отражает подводный характер вулканизма. Повышенное содержание калия и сопутствующих ему элементов отличает базальты внешних островных дуг от собственно океанических, развитых в срединных хребтах, так же как и повышенная эксплозивность вулканизма. Формации андезитов не характерны для внешних дуг, они распространены главным образом во внутренних (более континентальных по своему положению) островных дугах и в соответствующих им структурах активных континентальных окраин. Эти формации здесь в различной мере замещают собственно базальтовые формации, и степень этого замещения, как отмечалось, прямо коррелируется с мощностью коры соответствующих складчатых поясов. Максимальная мощность около 75 км достигается в Андах, где андезиты практически полностью вытесняют формации толеитовых базальтов. Курильская гряда характеризуется небольшой мощностью коры (порядка 30 км), и соответственно в ее геологических разрезах на островах Парамушир, Уруп, Итуруп, Кунашир прослеживается перемежаемость пород андезитовых и базальтовых формаций. Андезитовый вулканизм, свойственный исключительно складчатым поясам, отражает на поверхности Земли общие процессы дебазификации земной коры и подстилающей ее мантии, а также развитие гранитов и мигматитов в глубинной

(плутонической) фации. Развитие андезитовых серий носит гомодромный характер и обычно начинается с базальтов, но максимум магматизма в них приходится на андезиты, и существенную роль играют более кислые породы — дациты, липариты. Это очень эксплозивный вулканизм, и завершение развития андезитовых серий нередко сопровождается мощными взрывами с образованием крупных кальдер.

Следовательно, в геотектонических системах островных дуг и на активных окраинах континентов различаются три типа поясов, отвечающих последовательным стадиям формирования континентальной коры складчатого строения: внешний прижелобный пояс (погруженная структура, не испытывавшая инверсионного воздымания), внешняя островная дуга и внутренняя островная дуга, представляющая структуру мощного воздымания и эрозии складчатых сооружений. На ранних стадиях развития систем островных дуг (Курильская и др.) максимумы мощности земной коры приходятся на прижелобные складчатые пояса, но в более зрелых системах максимумы мощности коры смещаются на островные дуги (Хоккайдо, Камчатка) и окраинные хребты (Анды, Сьерра-Невада), в которых интенсивно проявился андезитовый и гранитный магматизм.

Приведенный обзор только в небольшой мере отражает сложность процессов формирования земной коры, в результате которых на Земле возникли геотектонические области — континентальная и океаническая (см. рис. 48), принципиально различные по строению и составу. В литературе нередко проводится аналогия этой геоструктурной неоднородности поверхности Земли с неоднородностью распределения пород различного состава на Луне (см. рис. 39). При этом возвышенные части Луны, сложенные породами, богатыми плагиоклазом (см. рис. 39, II), параллелизуются с земными континентами, а базальтовые депрессии (см. рис. 39, III) — с океаническими впадинами. Проведение подобной аналогии нам кажется совершенно неоправданным. В образцах лунных пород, в том числе и в типах, богатых плагиоклазом (см. рис. 43), отсутствуют интрузивные (плутонические), метаморфические и осадочные образования, составляющие земную кору континентов складчатого строения. Возвышенные части и депрессии на Луне принципиально не различаются петрологически, и те и другие сложены вулканическими породами, сходными по интенсивности кристаллизационного фракционирования компонентов (см. рис. 33, 44). Соответственно все разнообразие лунных пород (лейко-, мезо- и меланократовых) как на возвышенных частях лунной поверхности, так и в ее депрессиях не выходит за пределы серии толеитовых базальтов, типичных для океанических структур Земли, соответствие с которыми рассматривалось выше (см. рис. 49 и др.).

Принципиальное различие геоструктурных зон Земли определяется их отношением к складчатости: континентальная кора складчатого строения может быть противопоставлена океанической коре, не испытывавшей складчатости. Формирование складчатых поясов Земли сопровождается развитием так называемого корового магматизма и специфических магматических пород — андезитов, гранитов, мигматитов, отсутствующих на Луне. При дифференциации базальтовой магмы возникают лишь небольшие количества сходных пород — ферроандезитов (исландитов), трахиандезитов, субщелочных железистых гранофировых гранитов и др., которые легко

отличаются от типичных андезитов и гранитов, формирующихся в громадных объемах в связи с развитием складчатых комплексов континентальной коры. На Луне нет складчатых областей и соответственно отсутствуют горные породы, связанные с их формированием (андезиты, граниты, мигматиты). Кислые дифференциаты в образцах лунных пород проявлены так же незначительно, как и в океанических базальтах на Земле, и представлены сходными образованиями высокой железистости, богатыми щелочными металлами. Неоднородность строения коры на Луне полностью укладывается в вариации состава океанических базальтовых пород (см. рис. 49) с ярко выраженной тенденцией их расслоения на разновидности, богатые плагиоклазом (лейкобазальты и лейкодолериты), и меланократовые типы, богатые железом и титаном. Однако это петрологическое сходство лунных и земных толеит-базальтовых формаций не должно заслонять их принципиальное различие по возрасту, окислительно-восстановительным условиям образования, изотопным соотношениям (см. рис. 50) и многим другим геохимическим особенностям. Лунные магматические формации и особенно II (см. рис. 39) представляют тип лейкобазальтового внешнего слоя первичной коры планет земной группы (с возрастом 4,5 млрд. лет), который на Земле полностью замещен более молодыми образованиями, причем некоторые петрологические черты сходства с ним сохранились только в океаническом типе земной коры.

Континентальный и океанический типы земной коры различаются также по глубинному строению и термическому режиму мантии, подстилающей земную кору, как схематически показано на диаграмме (рис. 53). На ней приводятся также схемы фаций по температуре и давлению, определяющие устойчивость главных типов горных пород, слагающих глубинные зоны (перидотитов, габбро, эклогитов), и их минералогических разновидностей (шпинель-энстатитовых и пироповых перидотитов, кварцевых, коэситовых, стишовитовых эклогитов и др.). Схема отражает принципиальное различие континентов и океанов по строению земной коры и подстилающей ее мантии. Земная кора континентальных областей имеет большую мощность (30–50 км) и сложена кислыми породами (гранитами и гнейсами) и основными пироксен-плагиоклазовыми породами (габбро), тогда как в океанических областях земная кора маломощна (около 10 км) и состоит из основных пород (базальтов). Ниже земной коры залегает мантия, сложенная оливиновыми ультраосновными породами (перидотитами), в которых при наличии углерода может содержаться графит (в верхнем слое, см. рис. 53) или алмаз (в более глубоких частях). Рис. 53 отражает различие континентальных и океанических областей по мощности слоя графитоносной мантии. Под континентами графитоносный слой имеет минимальную мощность, так что алмазоносная зона находится на сравнительно небольших глубинах — 100–150 км (давление 40–60 кбар) и охватывается очагами магматизма, дающего внедрения в платформенные структуры земной коры. Положение этих очагов на схеме (см. рис. 53) показано по данным изучения магматических пород алмазных месторождений, в которых, кроме алмаза, содержатся коэсит, хромистый пироп с оливином и энстатитом и другие минералы соответствующих по температуре и давлению фаций.

В противоположность континентам в океанических регионах слой графит-

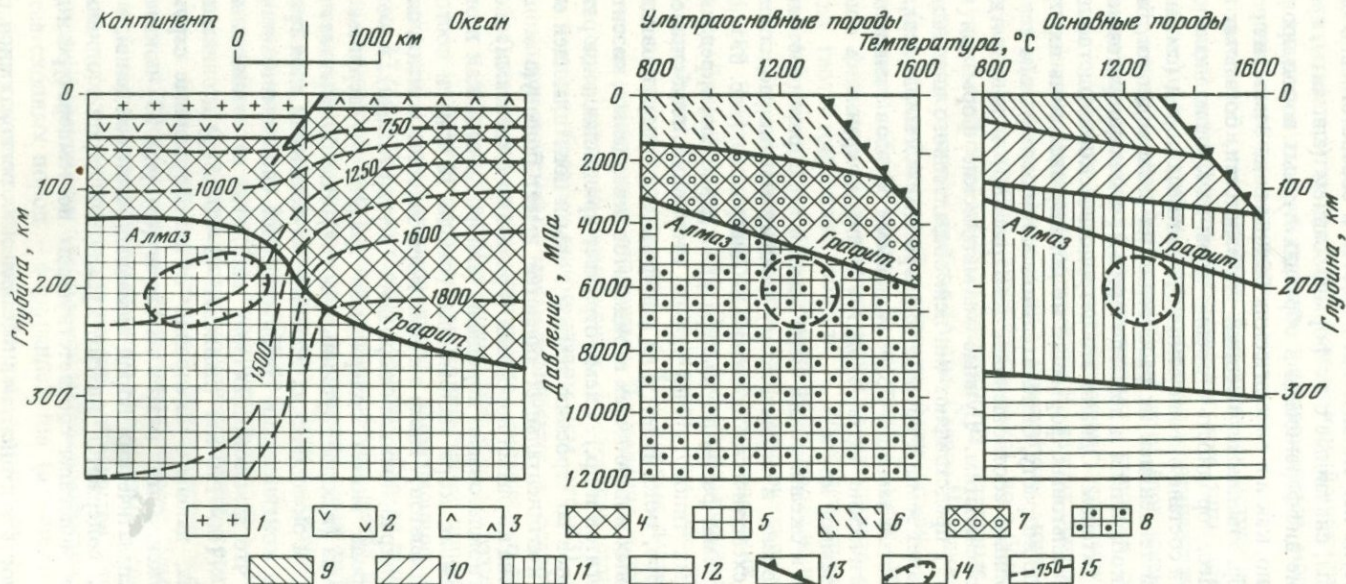


Рис. 53. Схема распределения температуры в глубинных зонах континентальных и океанических областей в сопоставлении с  $P$ - $T$  фациями горных пород [41]

1-2 - континентальная кора с кислым гранито-гнейсовым (1) и основным гранулитовым (2) слоями; 3 - океаническая кора осадочных пород и базальтов; 4-5 - перидотитовая верхняя мантия с графитом (4) или алмазом (5); 6-8 - минеральные фаии ультраосновных пород: 6 - шпинель-энстатитовых перидотитов, 7-8 - пироповых перидотитов с графитом (7) или алмазом (8); 9-12 - фаии основных пород: 9 - габбро, 10-12 - эклогиты с кварцем (10), коэситом (11) или стишовитом (12); 13 - граница плавления пород; 14 - магматические очаги, питающие алмазоносные трубки на платформах; 15 - изолинии температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ) по расчетной модели [143]

тоносных мантийных пород имеет максимальную мощность, и область устойчивости алмаза соответственно погружена на глубины, отвечающие очень высоким давлениям — порядка 80 кбар (близким к стабильности стишовита). Они не охватываются магматизмом, дающим внедрения в верхние части земной коры (стишовит в магматических породах алмазосных месторождений не встречается).

Наметившееся различие континентальных и океанических регионов по глубине залегания мантийных алмазосных пород связывается с неодинаковым тепловым режимом их недр. Мощная существенно гранито-гнейсовая земная кора континентов богата радиоактивными элементами, которые дают значительную часть теплового потока, наблюдаемого на континентах [8]. В океанах же тонкая кора имеет основной состав и не дает существенного радиоактивного вклада в тепловой поток. И тем не менее тепловой поток в океанах близок к среднему тепловому потоку на континентах. Из этого следует, что мантия под океанами должна давать в 2 или 3 раза больше тепла, чем мантия под континентами. По-видимому, образование мощной континентальной коры привело к истощению подстилающей ее мантии радиоактивными элементами, которые поделались между мантией и корой. Океаническая же мантия сохранила в основном первичную высокую радиоактивность.

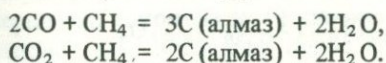
Вывод о различном составе мантии под континентами и океанами находит косвенное подтверждение при сравнительном изучении [104] изотопов неодима в выплавляющихся из мантии базальтах — континентальных и океанических. Континентальные базальты обеднены легким изотопом неодима ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511885$ , среднее по сибирским траппам) по сравнению с базальтами срединных океанических хребтов ( $0,512238$ ). Океаническая мантия находится в более высокотемпературном (разогретом) состоянии по сравнению с континентальной мантией, как показано изолиниями температуры на схеме (см. рис. 53) по расчетной модели Г. Макдональда [143]. Этими изолиниями и определяется менее глубинное положение глобальной алмазосной зоны под континентами, согласно  $P$ - $T$  зависимости перехода графита в алмаз, показанной на рис. 53. По-видимому, этим объясняется известная приуроченность алмазных месторождений к континентам, отражающая общий термический режим Земли. Изолинии температуры, схематически отображающие этот режим, проведены с таким расчетом, чтобы не захватить область полного плавления пород, показанную на  $P$ - $T$  схемах (см. рис. 53). По геофизическим данным, мантия сложена твердыми породами, и в ней достигается только частичное плавление пород, которое фиксируется снижением скоростей прохождения сейсмических волн (возникают так называемые зоны волновода). Эти зоны под океанами залегают на глубинах 50–60 км, а под континентами — на глубинах 100–200 км [106], что дополнительно подтверждает эту закономерность распределения температуры.

Континентальные и океанические области неоднородны по термическому режиму. В океанических областях особенно выделяются срединные хребты с большими значениями теплового потока [8]. Под этими структурами океаническое погружение алмазной зоны должно быть особенно глубоким. Большие значения тепловых потоков свойственны также вулканическим и геотермальным областям островных дуг и континентальных окраин.

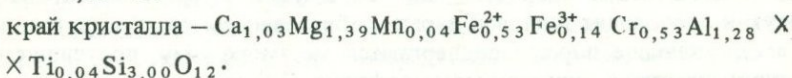
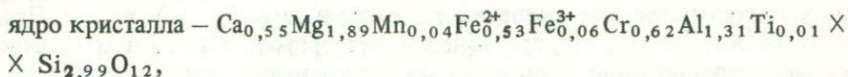
Мантийные алмазоносные породы под континентами представляют собой среду, в которой развиваются глубинные магмы. Однако они непосредственному наблюдению недоступны, и о них можно судить только по косвенным сопоставлениям с метеоритами. Ближайшими аналогами рассматриваемых мантийных пород являются урейлиты — алмазоносные ультраосновные каменные метеориты (ахондриты), состоящие из магнезиального оливина и содержащие пироксен, металлическое железо (камасит), сульфид железа (троилит), хромит, алмаз, замещаемый графитом, штрейберзит, ольдгамит, добреелит, нинингерит. Оливин образует зерна зонального строения: в их центральных частях железистость оливина  $[Fe/(Fe + Mg)]$  равна 0,15—0,17, а к краям она понижается почти до нуля. Одновременно к краям зерен увеличивается количество включений в оливине камасита и троилита, которые заполняют также промежутки между зернами оливина в ассоциации с алмазом и графитом. Алмаз изотопного состава  $^{12}C/^{13}C = 89,50$  с примесью лонсдейлита представлен тонкозернистыми агрегатами неправильных и октаэдрических зерен, частично замещен графитом (изотопный состав 89,55) с образованием псевдоморфоз по его октаэдрическим зернам. В урейлитах содержатся включения газов (водорода, метана) и органического вещества (изотопный состав 91,52).

Как отмечалось, происхождение алмаза в урейлитах одними исследователями связывается с ударным метаморфизмом [11], другими — с кристаллизацией в планетных телах, достаточно крупных, чтобы развилось необходимое для его образования давление [176]. Последняя точка зрения, которая разделяется нами [49], является основанием для параллелизации урейлитов с мантийными алмазоносными породами (см. рис. 53). Алмаз в них кристаллизовался в условиях высокого литостатического давления из остаточной жидкости в промежутках между зернами оливина в числе самых поздних минералов. Поэтому он не дает крупных кристаллов, а образует мелкозернистые ксеноморфные агрегаты в смеси с другими минералами. Для кристаллизации крупных, хорошо оформленных, прозрачных (ювелирных) кристаллов алмаза требуются иные условия консолидации магм, первично обогащенных углеводородом настолько, чтобы алмаз кристаллизовался в числе наиболее ранних выделений из магмы (фенокристаллов). Такие условия создаются в магматических очагах, возникающих в мантии под воздействием флюидных потоков [47], которые стимулируются тектоническими дислокациями. Очаги расположены в фации пироповых перидотитов (гранат-оливиновых ультраосновных пород) и эклогитов (гранат-пироксеновых основных пород). Соответственно в ультраосновных (перидотитовых) магмах в этих очагах алмаз кристаллизуется совместно с оливином, хромистым гранатом пироп-кноррингитового ряда, хромитом, ильменитом, флогопитом, причем растущие его кристаллы захватывают перечисленные минералы в виде включений. Мантийные перидотиты характеризуются определенным отношением изотопов гелия ( $^3He/^4He = 3 \cdot 10^{-5}$ ), близким к отношению этих изотопов в алмазах (около  $10^{-5}$ ). Для алмазов перидотитового типа, преобладающих на алмазных месторождениях, характерно выдержанное отношение изотопов углерода ( $^{12}C/^{13}C$ ), близкое к 89,50. В основных (эклогитовых) магмах алмазы кристаллизуются совместно с гранатом пироп-альмандинового ряда, клинопироксеном (омфацитом), коэситом, рутилом, биотитом и содержат

включения всех этих минералов. Алмазы эклогитового типа в отличие от перидотитовых алмазов, по данным Н.В. Соболева и др. [67], характеризуются широкими вариациями отношения  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C} = 89-92$ , причем большие его значения (91,01–91,03) свойственны алмазам, содержащим включения коэзита (они кристаллизовались из магм, пересыщенных кремнеземом). Кристаллы алмазов имеют зональное строение, обычно выражающееся в утяжелении изотопов углерода от их внутренних частей к внешним [24]. Оно связано с падением температуры в ходе кристаллизации алмаза и повышением окислительного состояния магматических газов (флюидов)  $\text{CO} \rightarrow \text{CO}_2$ , что, согласно экспериментальным данным, ведет к относительной концентрации в них тяжелого изотопа углерода [101]. Соответственно происходит изменение реакции образования алмаза в такой последовательности (с утяжелением изотопного состава углерода):

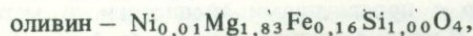


Этим обусловлена микродифференциация магматического флюида в ходе роста алмаза, кристаллы которого содержат включения существенно водных флюидов. По их составу [159] также намечается рассматриваемый сдвиг окислительного состояния флюидов при кристаллизации алмазов. В ранних октаэдрических кристаллах алмаза  $\text{CO}$  доминирует над  $\text{CO}_2$  и содержание  $\text{H}_2\text{O}$  варьирует в пределах 9,6–33,2 объемн. %, а в более поздних кристаллах кубического габитуса  $\text{CO}$  в составе газовой фазы почти отсутствует и преобладают  $\text{CO}_2$  (5,4–28,1 объемн.%) и  $\text{H}_2\text{O}$  (46,4–85,1 объемн.%). Содержание  $\text{CH}_4$  во флюидах более выдержанно (0,6–12,9 объемн.%). Зональное строение алмазов коррелируется с зональностью сингенетических с ним фенокристаллов силикатов, например граната перидотитов [65]:



Эти данные также отражают повышение степени окисления элементов в ходе кристаллизации (в гранате возрастает отношение окисного железа к закисному).

Магмы, частично раскристаллизованные в глубинных очагах (см. рис. 53), внедряются затем в земную кору, где происходит их окончательная консолидация в виде пород различной структуры: зернистых (на некоторой глубине) или порфировых и стекловатых (в приповерхностных вулканических условиях). Глубинные кристаллы при внедрении магм в земную кору подвергаются частичному растворению (магматической резорбции). Их резорбированные зерна иногда окружаются оторочками (келифитовыми каймами) минералов, относящихся к фациям низкого давления. Например, в порфиром перидотите одного из алмазных месторождений в Лесото (Африка) [139] ранняя ассоциация минералов относится к фации алмазоносных пироповых перидотитов (около 50 кбар):



гранат —  $\text{Na}_{0,01}\text{Ca}_{0,37}\text{Mg}_{2,29}\text{Mn}_{0,02}\text{Fe}_{0,39}\text{Cr}_{0,27}\text{Al}_{1,64}\text{Ti}_{0,03}\text{Si}_{3,00}\text{O}_{12}$ ,  
 ортопироксен —  $\text{Na}_{0,03}\text{Ca}_{0,03}\text{Mg}_{1,78}\text{Fe}_{0,14}\text{Cr}_{0,01}\text{Al}_{0,04}\text{Ti}_{0,01}\text{Si}_{1,97}\text{O}_6$ ,  
 клинопироксен  $\text{Na}_{0,12}\text{Ca}_{0,68}\text{Mg}_{0,97}\text{Fe}_{0,09}\text{Cr}_{0,06}\text{Al}_{0,10}\text{Ti}_{0,01}\text{Si}_{1,97}\text{O}_6$ .

Резорбированные зерна пироба в нем окружены каймами минералов, составляющих ассоциацию фаций энстатит-шпинелевых перидотитов низкого давления (см. рис. 53):

ортопироксен —  $\text{Na}_{0,01}\text{Ca}_{0,05}\text{Mg}_{1,59}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}_{0,18}\text{Cr}_{0,04}\text{Al}_{0,31}\text{Ti}_{0,01} \times$   
 $\times \text{Si}_{1,81}\text{O}_6$ ,

клинопироксен —  $\text{Na}_{0,08}\text{Ca}_{0,54}\text{Mg}_{1,04}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}_{0,13}\text{Cr}_{0,05}\text{Al}_{0,35}\text{Ti}_{0,04} \times$   
 $\times \text{Si}_{1,78}\text{O}_6$ ,

шпинель —  $\text{Mg}_{0,82}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}_{0,18}^{2+}\text{Fe}_{0,07}^{3+}\text{Cr}_{0,35}\text{Al}_{1,56}\text{Ti}_{0,01}\text{O}_4$ .

Подобные сопоставления убеждают в значительных перепадах давления, возникающих при восходящем внедрении глубинных магм в земную кору, что при их большой газонасыщенности может приводить к взрывным явлениям и формированию кольцевых структур на поверхности Земли (взрывных кальдер, диатрем, трубок и т.д.). С вторичными магматическими очагами вблизи поверхности могут быть связаны кольцевые кальдеры обрушения. Все эти вулканические кольцевые образования могут в той или иной мере имитировать метеоритные кратеры (астроблемы), проблема выделения которых среди разнообразных кольцевых структур на поверхности Земли очень сложна и однозначно решается лишь при нахождении в них остатков метеоритов (Аризонский кратер в США, Вабар в Саудовской Аравии, Хенбери в Австралии и др.) и рассеянного метеоритного вещества, богатого никелем, кобальтом, иридием, осмием, палладием, рением, германием (по сравнению с породами земной поверхности). Предполагается [52, 53], что при падении метеоритов, обладающих большой массой и достаточной скоростью, их кинетическая энергия переходит в тепловую и происходит тепловой взрыв с образованием кратера (астроблемы), а окружающие породы подвергаются метаморфизму, получившему название импактного, или шок-метаморфизма. При этом возникает характерный комплекс пород — импактитов. Нахождение импактитов в кольцевых структурах некоторыми авторами [25, 52, 53] считается достаточным для отнесения их к астроблемам. В импактитах обнаружены плотные фазы (козсит, стишовит, алмаз, лонсдейлит), маскеленит, диашлектовые стекла, планарные структуры минералов (кварца и полевого шпата), явления плавления, испарения, конденсации вещества и другие признаки, характерные для взрывного метаморфизма. Однако остается неясным, в какой мере этот тип метаморфизма осуществляется также при мощных вулканических взрывах (газовых взрывах, обусловленных быстрым подъемом флюидных магм к поверхности из глубин мантии). Некоторыми авторами (П.Н. Кропоткин, П.Ф. Иванкин, В.И. Ваганов) подчеркивается приуроченность ряда кольцевых структур к глубинным разломам, контролирующим проявления взрывного магматизма близкого возраста, что свидетельствует в пользу их эндогенной (вулканической) природы.

Размеры кольцевых структур с проявлениями взрывного метаморфизма варьируют от 25 м (Сихотэ-Алинский метеоритный кратер)

до 100 км (Попигайский кратер на севере Анабарского щита), а возраст колеблется от докембрийского (Вредефорт на юге Африки, 2 млрд. лет) до современного (Сихотэ-Алинский кратер). Кольцевыми структурами безотносительно к их возрасту и генезису по существу завершилось формирование облика Земли, благодаря этим структурам она приобрела на космических снимках внешнее сходство с другими планетами земной группы [23].

### МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ

Рассмотренные выше материалы по петрохимии метеоритов и лунных пород выявили главные тренды магматической дифференциации вещества при формировании внешних силикатных оболочек планет, соответствующих по составу ахондритам (уреилитам, обритами, диогенитам, говардитам, эвкритам и шассиньбитам). По отношению к ним целесообразно рассмотреть и составы пород главнейших магматических серий земной коры и подстилающей ее мантии. Наибольшее петрохимическое соответствие ахондритовым породам устанавливается в рядах алмазоносных пород — пироповых дунитов, перидотитов и эклогитов, образующих включения в кимберлитовых трубках и связанных с магматическими очагами большой глубинности (в области алмазоносной мантии, см. рис. 53). Аналоги этих пород встречаются в расслоенных эклогит-перидотитовых массивах залегающих массивах докембрийского или палеозойского возраста, например в Марокко (массив Бени Бушера), в Испании (массив Ронда), в Чехословакии (Богемский массив) и в других местах. Породы этого типа (пироповые перидотиты, гранатовые пироксениты, эклогиты), внедренные в слоистые толщи, могут дислоцироваться совместно с ними и подвергаться метаморфизму, при котором алмаз частично или полностью замещается графитом. Например, перидотитовый интрузив Бени Бушера в Марокко [135] залегает согласно с реликтовой слоистостью палеозойских гнейсов и сланцев, совместно с которыми он образует поваленную антиклинальную складку. Массив сложен пироповыми перидотитами с прослоями гранатовых пироксенитов и эклогитов, составляющих около 3% объема массива и расслоенных, в свою очередь, на шпинель-пироксеновую и гранат-пироксеновую части. Алмаз приурочен к слоям, сложенным омфацитом (с 15–18% жадеита) и алмандин-пироповым гранатом (с 48–54% пиропом) и содержащим оливин, энстатит, ильменит, шпинель. Он полностью замещен графитом, образующим псевдоморфозы по его октаэдрическим кристаллам [63]. На петрохимических диаграммах (рис. 54) и в табл. 21 дается сопоставление пород, составляющих расслоенный массив Бени Бушера с алмазоносными породами (перидотитами, эклогитами), образующими включения в кимберлитах. На диаграммах видно петрохимическое соответствие этих пород, образующих серию I (см. рис. 54), главным типам ахондритов ряда обриту—диогениты—говардиты—эвкриты. Кроме того, во включениях в кимберлитовых трубках выделяются серии высокотемпературных пород (II) и пород, богатых железом и титаном (III). Вероятно, они являются продуктами расщепления первичных магм главной ахондритовой серии (I). К ним относятся, с одной стороны, породы, богатые глиноземом (II), такие как кианитовые и корундовые эклогиты и гроспидиты, с другой стороны, породы, обогащенные железом, титаном и

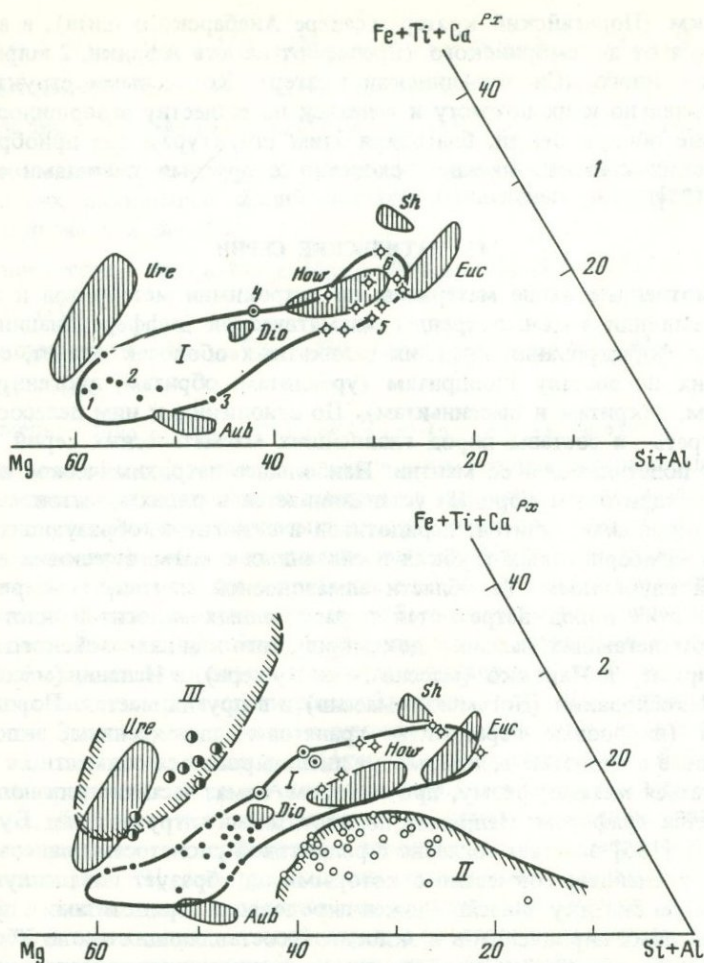
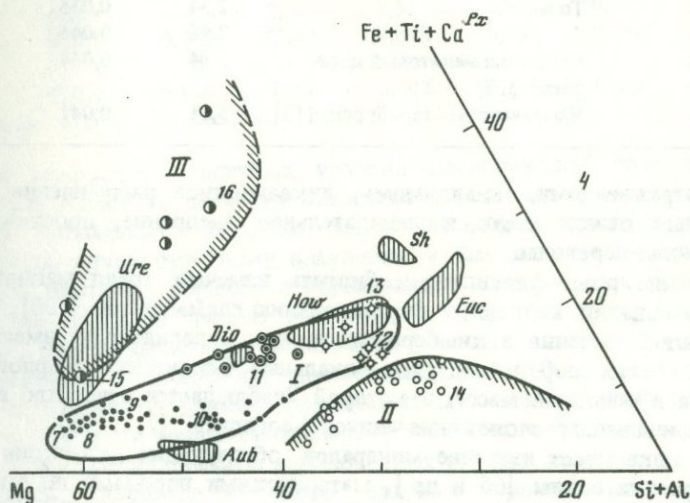
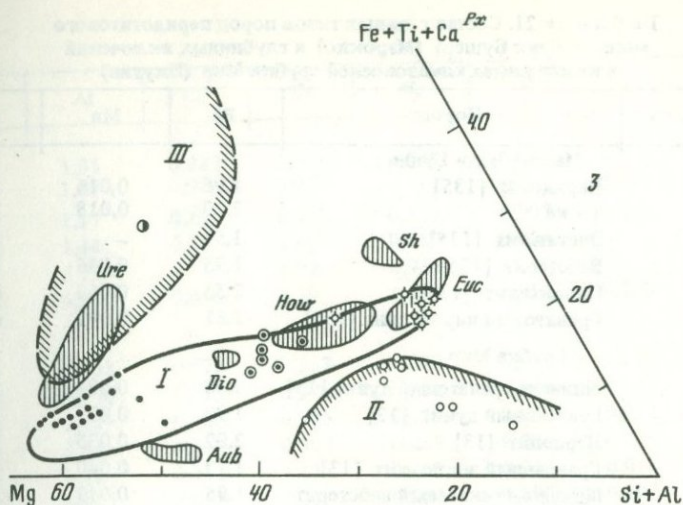


Рис. 54. Магматические серии алмазонасного массива Бени Бушера в Марокко [135] (1) и кимберлитовых трубок в Якутии [13, 21] (2 – Обнаженная, 3 – Удачная, 4 – Мир) в сопоставлении с главными типами ахондритов

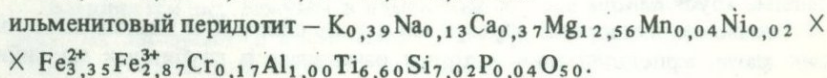
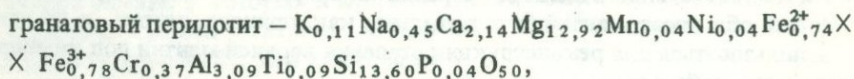
*I* – производные слабо дифференцированных магм (близки по составу ахондритам): *I* – гранатые дуниты и перидотиты, оливиновые пироксениты, 2 – ильменит-флогопитовые и гранатые пироксениты, 3 – рутиловые эклогиты; *II*–*III* – продукты кристаллизации расщепленных магм: *II* – богатых алюминием и кремнием (4 – эклогиты, кианитовые эклогиты, гроспидиты), *III* – богатых железом и титаном (5 – флогопит-ильменитовые перидотиты)

калием (флогопит-ильменитовые перидотиты и пироксениты), соответствующие по составу ахондритам уреилит-шассиньитовой серии. Расслоенные интрузивы типа Бени Бушера (серия *I*) явились, по-видимому, основной развития более поздних внедрений пород *II* и *III* серий. Особенно показательно в этом отношении развитие серии пород *III*, богатых железом, титаном и калием. Переход к этим породам сопровождается возрастанием роли калия и летучих компонентов, связанных во флогопите (в пе-



• 1    ⊙ 2    ◇ 3    ◊ 4    ● 5

ридиттах) и биотите (в эклогитах). Перидотиты I интрузируются перидотитами III, что было показано А.И. Пономаренко [59], обнаружившим их в одном включении с резким интрузивным контактом между ними:



Наряду с подобными резко дискретными соотношениями состава пород

Т а б л и ц а 21. Состав главных типов пород перидотитового массива Бени Бушера (Марокко) и глубинных включений в кимберлитах алмазоносной трубки Мир (Якутия)

№ на рис. 54	Порода	Fe	Mn	Mg
Массив Бени Бушера				
1	Перидотит [135]	1,96	0,016	19,84
2	То же	2,20	0,018	18,29
3	Энстатит [135]	1,51	—	14,25
4	Вебстерит [135]	1,95	0,036	11,05
5	Пироксенит [135]	2,55	0,063	6,74
6	Гранатовый пироксенит [135]	2,61	0,042	6,28
Трубка Мир				
7	Шпинель-гранатовый дунит [13]	2,00	0,024	21,62
8	Гранатовый дунит [13]	1,90	0,032	19,68
9	Лерцолит [13]	2,02	0,035	18,02
10	Гранатовый энстатит [13]	1,77	0,040	14,27
11	Шпинель-гранатовый вебстерит	1,95	0,049	11,24
12	Эклогит [21]	3,29	0,063	7,12
13	То же	2,54	0,035	6,50
14	"	2,48	0,045	5,14
15	Гранат-ильменитовый перидотит [13]	3,84	0,044	19,94
16	Ильменитовый гарцбургит [13]	5,61	0,041	10,25

I—III, отражающими, по-видимому, ликвационное расщепление магм в глубинных очагах и их последовательное внедрение, прослеживаются постепенные переходы.

Усиление роли флогопита и биотита намечает тренд магматической дифференциации, ведущей к формированию глиммеритов [190], которые образуют включения в кимберлитах и, как и перидотиты, имеют облик вулканических пород: содержат зональные фенокристаллы флогопита и оливина в основной массе, в которой "наблюдается отчетливо выраженное флюидальное расположение чешуек флогопита" [7, с. 191].

Как показывает изучение минералов, образующих включения в алмазе и сростки с ним [66 и др.], материнскими породами по отношению к алмазу являются перидотиты, пироксениты и эклогиты. В кимберлитах алмаз содержится как ксеногенный минерал, унаследованный кимберлитовыми магмами при замещении ими указанных выше алмазоносных пород вместе с другими их минералами высокого давления.

Алмазоносные перидотиты, пироксениты и эклогиты содержатся в кимберлитах как включения и большие глыбы и в дезинтегрированном состоянии (в виде отдельных зерен и их сростков). Они не представляют собой обломков мантийного вещества, как принято считать, и не могут использоваться для реконструкции строения верхней мантии под кимберлитовыми трубками.

Алмазоносные породы образуются в ходе сложной и длительной эволюции магм, кристаллизация которых начиналась в глубинных мантийных очагах (около 150 км), продолжалась и завершалась при внедрении их в земную кору. Поэтому в алмазоносных породах совмещаются параге-

Si	Al	Cr	Ca	Na	K	Ti	P
12,96	1,01	0,037	0,543	0,072	0,012	—	0,044
12,85	1,67	0,093	0,977	0,217	0,008	0,023	0,003
15,96	1,17	0,100	0,339	0,117	0,007	0,002	0,007
15,45	1,44	0,107	3,46	0,250	0,004	—	0,061
13,99	5,39	—	4,02	0,936	—	—	0,034
14,28	4,55	0,056	4,59	1,13	0,012	0,160	0,047
12,58	0,533	0,072	0,183	0,077	0,032	0,017	0,013
13,36	0,790	0,025	0,306	0,068	0,044	0,043	—
13,34	1,31	0,085	0,995	0,136	0,057	0,012	0,016
15,60	1,34	0,110	0,397	0,069	0,030	0,029	0,012
15,39	1,39	0,131	3,47	0,166	0,047	0,016	0,031
13,63	5,16	0,008	3,81	0,764	0,190	0,107	—
14,78	4,19	0,025	3,77	1,65	0,114	0,180	—
15,51	4,53	—	2,88	2,31	0,310	0,160	—
12,52	0,507	0,015	0,145	0,075	0,033	0,044	0,025
11,09	0,738	0,126	0,306	0,302	0,199	5,010	0,022

незисы минералов различных условий магматической кристаллизации. Минералы высокого давления относятся к наиболее раннему поколению. В ходе восходящего внедрения магм они подвергаются магматической резорбции, инконгруэнтному плавлению и замещению минералами более низкого давления, нередко с образованием келифитовых кайм. Инконгруэнтное плавление ранних минералов в эклогитах и перидотитах происходит под воздействием остаточных расплавов в вулканический этап окончательной консолидации алмазоносных магм. В результате в перидотитах и эклогитах возникают неравновесные ассоциации алмаза с вулканическим стеклом и минералами низкого давления, в том числе с *Pl*.

Наряду с однородными в алмазоносных породах встречаются зональные кристаллы минералов высокого давления, возникающие при быстрой кристаллизации алмазоносных магм. Зональность прослеживается в гранатах, пироксенах, оливинах, хромшпинелидах, ильменитах, флогопитах и обычно выражается в усилении роли кальция, железа и титана относительно магния и хрома при переходе от внутренних частей кристаллов к внешним (прямая зональность). Одновременно возрастает степень окисления элементов, что прямо коррелируется с зональностью сингенетичных кристаллов алмаза, в которых к краевым частям обычно возрастает содержание тяжелого изотопа углерода (отношение  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$  снижается, например, с 89, 60 в ядре до 89, 55 в краях зерен).

Выявляются экстремумы в изменении состава минералов в ходе магматической эволюции. В ильменитах, например, максимум степени окисления железа (и магнитных свойств) и минимум содержания хрома приходятся на составы средней магнезиальности (6–10 % MgO).

Алмаз относится к продуктам наиболее ранней магматической кристаллизации, и минеральные включения в его кристаллах богаче магнием и хромом и беднее кальцием, железом, титаном, алюминием, щелочами по сравнению с соответствующими минералами перидотитов и эклогитов.

Эти соотношения и зональность кристаллов намечают главный тренд петрохимической эволюции алмазоносного магматизма, в ходе которой происходит отщепление флюидных магм, богатых хромом на ранних этапах и богатых титаном, железом, калием — на поздних. Они дают начало гранат-хромитовым, ульвошпинелевым, флогопит-ильменитовым перидотитам и пироксенитам нередко гигантокристаллического (пегматоидного) сложения и графической структуры. Предполагается, что именно с ними связана кристаллизация крупных ювелирных кристаллов алмаза, например, к этому пегматоидному типу относятся бразильские алмазы с включениями ильменита, практически не содержащего окиси магния (0,1—0,2%), и циркона, описанные в [161]. Они принципиально отличаются от алмазов обычных пироповых перидотитов, которые ассоциируют с ильменитами, богатыми окисью магния (9—13%).

Развитие алмазоносного магматизма на платформах связано с долгоживущими глубинными разломами. Внедрение по ним в земную кору пироповых перидотитов и эклогитов может происходить задолго до формирования трубчатых структур, как в Богемском кристаллическом массиве, где эклогит-перидотитовые тела входят в комплекс основания платформы и прорываются трубчатыми структурами. В таких случаях пироповые перидотиты и кимберлиты существенно различаются по возрасту. При сближении возраста этих образований алмазоносные перидотиты структурно все теснее связываются с кимберлитами и могут контролироваться при внедрении, как и кимберлиты, вулканическими структурами (трещинными зонами и диатремами). При этом более ранние внедрения пегматоидных флогопит-ильменитовых алмазоносных перидотитов и замещающих их кимберлитов с карбонатитовым уклоном приурочены в основном к протяженным трещинным структурам и образуют жилы. Жилы прорываются типичными трубками с алмазоносными перидотитами и эклогитами нормального ряда и замещающими их кимберлитами, более бедными ильменитом, карбонатами и апатитом. Это различие кимберлитов жильной и трубчатой фаций, установленное А.Д. Харьковом [72], отражает различие алмазоносных перидотитов, по которым развиваются кимберлитовые флюидные магмы с унаследованием минералов высокого давления, в том числе алмаза. Кристаллы алмаза под воздействием кимберлитовой магмы могут подвергаться частичной перекристаллизации и растворению.

Два примера соотношений трубчатых структур с расслоенными интрузивами представлены на рис. 55, на котором схема б отвечает в какой-то мере кимберлитоподобным и кимберлитовым трубкам, прорывающим горизонтально залегающие породы платформенного чехла. Они приурочены к расслоенным интрузивам пироповых перидотитов и эклогитов, залегающим в кристаллическом основании платформ и развиваются с замещением кимберлитами составляющих их пироповых перидотитов и эклогитов с унаследованием минералов высокого давления (пиропа, омфацита, алмаза и др.) и захватом останцов от замещения в виде включений. Сами же интрузивы в этом структурном типе соотношений образуются задолго

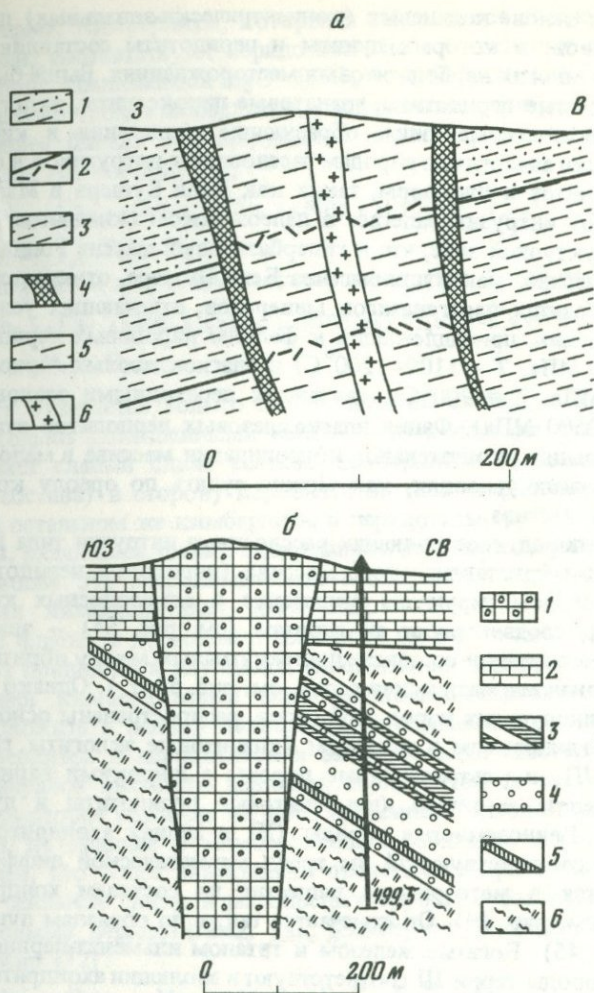


Рис. 55. Примеры геологических соотношений трубчатых структур с расслоенными интрузивами

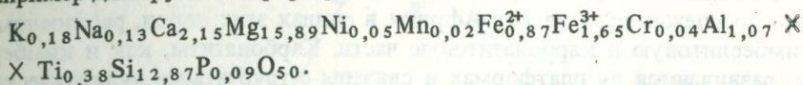
*а* – трубка платиноносных перидотитов в Бушвельдском расслоенном лополите, Южная Африка (по Х. Шнейдерхену): 1 – нориты; 2 – пласты хромитов; 3 – бронзититы; 4 – пироксениты; 5 – оливиновые дуниты; 6 – гортонолитовые дуниты с платиной [60]; *б* – третичная трубка кимберлитоподобных пород с включениями пироповых перидотитов на платформе Чешского массива [111]: 1 – трубка; 2 – платформенный чехол верхнемелового возраста; 3–5 – расслоенный интрузив (3 – пироповые дуниты, 4 – пироповые перидотиты, 5 – эклогиты); 6 – гнейсы и сланцы кристаллического фундамента платформы

до внедрения трубчатых структур, вписываясь в общий процесс формирования складчатого основания платформ. Обычно они залегают согласно (конкордантно) с вмещающими породами, внедряясь в ходе формирования осадочно-вулканогенных отложений и сменяясь затем вместе с ними в складки. Однако имеются примеры более позднего внедрения гипербазитов вплоть до приуроченности их к трубчатым структурам с формиро-

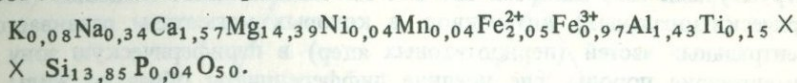
ванием на их основе кольцевых (концентрически-зональных) дискордантных интрузивов, в которых дуниты и перидотиты составляют ядерные части, как на многих карбонатитовых месторождениях. Выше было показано, что пироповые перидотиты, гранатовые пироксениты, эклогиты, в том числе их алмазоносные типы, образующие включения в кибмерлитах, петрохимически аналогичны породам расслоенных интрузивов в складчатых основаниях щитов и платформ, таких как Бени Бушера в Марокко (см. рис. 54). Этот интрузив залегает в палеозойском складчатом комплексе в той же структурной зоне, что и гипербазитовый массив Ронда в Испании. Для этого массива, как и для массива Бени Бушера, отмечается совмещение в гипербазитах парагенезисов минералов, отвечающих условиям различного давления, принадлежащих к фациям пироповых перидотитов ( $P = 2000-2500$  МПа,  $T = 1100-1200^\circ\text{C}$ ) и плагиоклазовых перидотитов ( $P = 500-700$  МПа,  $T = 900^\circ\text{C}$ ), связанных переходными разновидностями ( $P = 2000-2500$  МПа). Фация плагиоклазовых перидотитов отвечает умеренному давлению окончательной консолидации массива в малоглубинных субвулканических условиях, как можно судить по ореолу контактовых пород вокруг массива.

Комплекс пород, составляющих расслоенные интрузии типа Бени Бушера и Чешского кристаллического массива (пироповые перидотиты, эклогиты), как и доминирующие включения в алмазоносных кимберлитовых трубках, соответствуют ахондритам (см. рис. 54) — эвкритам, гвардитам, диогенитам и составам, промежуточным между обритами и уреилитами (главная магматическая серия, см. рис. 54, I). Однако в трубках, помимо доминирующих пород этой серии, распространены основные породы, богатые глиноземом и кальцием (кианитовые эклогиты, гроспидиты, см. рис. 54, II), и ультраосновные породы с широкими вариациями содержания железа и титана (ильменитовые перидотиты и дуниты, см. рис. 54, III). Глиноземистые породы (II) в сериях ахондритов не представлены, и соответствующий им тренд магматической дифференциации прослеживается в метеоритном веществе по составам хондр углистых хондритов (см. рис. 19). Он намечается также по образцам лунных пород (см. рис. 39, 45). Богатые железом и титаном ильменит-перидотитовые и дунитовые породы серии III соответствуют в эволюции ахондритов уреилитовой серии (см. рис. 54), которая охватывает уреилиты (породы сравнительно магнезиальные), шассиниты (железистые ультраосновные ахондриты) и еще более богатые железом составы, близкие к углистым хондритам (оргуелитам). Соответствующие им включения в кимберлитовых трубках, представленные ильменитовыми дунитами, перидотитами, пироксенитами, богаты флогопитом и дают переходы к оливин-флогопитовым породам (глиммеритам). Их образование связано, по-видимому, с отщеплением флюидных ультраосновных магм, богатых калием, железом, титаном, от магматических расплавов главной серии горных пород (см. рис. 54, I). В этом случае породы, богатые глиноземом, кремнеземом, кальцием (см. рис. 54, II), могут входить в общую схему расщепления: III  $\leftarrow$  I  $\rightarrow$  II. Флогопитовые породы отщепленной серии III богаты водой и фосфором, нередко содержат карбонат, относительно обогащены редкими землями, цирконием, ураном, торием, представляя определенную ступень отщеплений все более флюидных магм, ведущих к развитию кимберлитово-

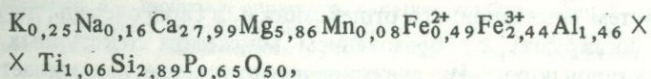
го магматизма. Кимберлиты, которыми завершается эволюция перидотитовых серий, соответствуют перидотитам по соотношению главных породообразующих компонентов  $MgO - (SiO_2 + Al_2O_3) - (FeO + Fe_2O_3 + TiO_2)$ . Преобладающие типы кимберлитов, составляющих центральные части трубок, наиболее близки доминирующим типам пироповых перидотитов I, например для трубки Мир [72]:



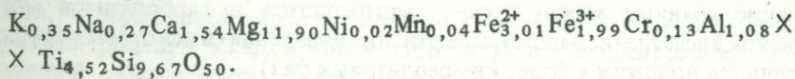
Этот состав близок к среднему составу перидотита I этой трубки [13]:



Кимберлит отличается только более высокой степенью окисления железа и несколько повышенными содержаниями кальция, калия, фосфора, что намечает слабый сдвиг состава кимберлитов (относительно перидотитового состава) в сторону карбонатитов (апатит-флогопит-кальцитовых пород). В остальном же кимберлиты и перидотиты трубки Мир химически идентичны, различаясь только содержанием летучих компонентов, главным образом воды. Эти петрохимические соотношения отвечают модели происхождения кимберлитовых магм И.Д. Рябчикова, согласно которой окисление флюидов до водного состояния на стадии кимберлитообразования может приводить к глубинной флюидизации перидотитового вещества и генерации кимберлитовых магм водно-перидотитового состава. Это можно положить в основу объяснения наблюдаемого соответствия составов кимберлитов и перидотитов и заимствования кимберлитовыми магмами минералов высокого давления перидотитов (в том числе алмаза). Однако некоторое различие их по содержанию кальция, калия и фосфора указывает на наличие в кимберлитовых расплавах карбонатитовой составляющей, что более значительно проявляется при сопоставлении кимберлитов жильной свиты алмазоносных трубок с соответствующими им ильменитовыми перидотитами. Так, кимберлит из жилы, сопряженной с трубкой Мир [72]:



аналогичен ильменитовому перидотиту этой трубки по соотношению  $MgO - (FeO + Fe_2O_3 + TiO_2) - (SiO_2 + Al_2O_3)$ , но резко отличается по более высокому содержанию кальция и фосфора (ильменитовый перидотит II трубки Мир):



Кимберлитовая магма по этим соотношениям представляется в виде смеси водно-перидотитового и карбонатитового компонентов, что соответствует петрохимическим обобщениям по кимберлитам, состав которых варьирует от водных до существенно карбонатных. Соответственно прослеживается отклонение состава кимберлитов от перидотитовых соста-

вов в сторону обогащения их кальцием и фосфором по мере повышения отношения  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ . Кимберлиты и соответствующие им перидотиты в общем закономерно изменяют состав с переходом от кимберлитовых трубок во вмещающие породы, где они представлены жилообразными залежами с увеличением в составе кимберлитов доли карбонатитовой составляющей. Связь кимберлитового и карбонатитового магматизма наглядно прослеживается на юге Африки в силлах этих пород, расслоенных на кимберлитовую и карбонатитовую части. Карбонатиты, как и кимберлиты, развиваются на платформах и связаны с трубчатыми вулканическими структурами типа диатрем. Это тип так называемых кольцевых (концентрически-зональных) интрузивов, в которых магматизм развивается от центральных частей (перидотитовых ядер) в периферическую зону и во вмещающие породы, где поздние дифференциаты образуют жилы и неправильные залежи. В этой последовательности в карбонатитовых комплексах перидотиты сменяются щелочными фельдшпатоидными породами (нефелиновыми снититами, ийолитами). Кимберлиты и карбонатиты завершают эволюцию магматизма, развиваясь с замещением всех типов пород, образующих концентрически-зональные комплексы, особенно дунитов и перидотитов. Эта эволюция магматизма концентрически-зональных комплексов очень длительна, и гипербазиты, составляющие их ядра, обычно значительно древнее фельдшпатоидных пород и карбонатитов.

Кимберлиты, как и все другие образования алмазонасных трубок (кроме осадочных пород в ксенолитах), представлены порфиоровыми (нередко с флюидальной основной массой) и равномернозернистыми типами. Во всех типах кимберлитов содержатся зерна минералов высокого давления, унаследованных при замещении кимберлитовой магмой перидотитов, пироксенитов и эклогитов. К ним относятся гранаты различного состава и окраски, нередко сосуществующие в одном образце кимберлита (например, зерна малиновых, лиловых и оранжевых гранатов), хромит, оливин, хромдиопсид, ильменит, омфациит, рутил и другие минералы, в котором могут содержаться все перечисленные минералы в виде включений.

Кимберлитовые и карбонатитовые магмы, как и все флюидные расплавы, образуются путем ликвационного отщепления и, в свою очередь, легко расщепляются (ликвируют) с образованием множества текстурных и минералогических типов пород. Их взаимное расположение напоминает в некоторых случаях метасоматическую зональность, но в отличие от нее на границах раздела в кимберлитах и карбонатитах не происходит закономерной смены минерального парагенезиса, а меняются только количественные соотношения минералов.

Резкие границы между типами кимберлитов и карбонатитов могут создавать впечатление многофазности их внедрения (в некоторых трубках выделяются до шести и более кимберлитовых фаз).

Особенно наглядно ликвационные соотношения в кимберлитах выражаются в наличии более темных шаровых обособлений (автолитов) размером от нескольких миллиметров до 20 см (преобладают автолиты размером менее 5 см) массивной или концентрически-флюидальной текстуры. Аналогичные ликвационные образования встречаются и в карбонатитах.

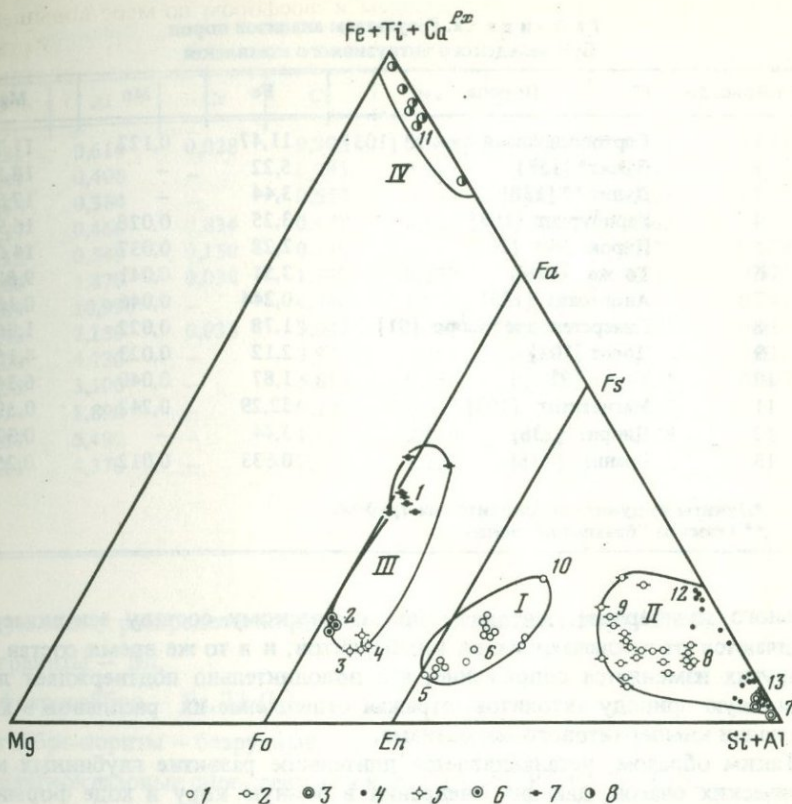


Рис. 56. Петрохимическая диаграмма Бушвельдского интрузивного комплекса (Южная Африка)

*I* — главная серия слабо дифференцированных пород (*1* — оливиновые нориты и пироксениты); *II* — дифференциаты, богатые алюминием и кремнием (*2* — лейкократовые нориты и габбро, *3* — анортозиты, *4* — гранофиры, красные граниты, фельзиты, диориты); *III* — ультраосновные дифференциаты (*5* — гарцбургиты и дуниты слоистого комплекса, *6* — дуниты и оливиниты секущих трубчатых тел, *7* — гортонолитовые дуниты центральных частей секущих трубчатых тел); *IV* — рудные (магнетитовые) дифференциаты (*8* — магнетитовые руды); *1–13* (цифры на чертеже) соответствуют номерам анализов в табл. 22

Механизм ликвации, по экспериментальным данным по фторидно-фосфатно-силикатным системам, вырисовывается в виде очень сложного явления, включающего ряд последовательных стадий: образование крупных ритмов, турбулентный характер движения несмешивающихся расплавов, вторичный распад в каждой новой жидкой фазе и формирование тонкой ритмичной полосчатости. Этим механизмом объясняется характерная концентрическая флюидальная текстура автолитов, связанная с вращением жидкости в каплях с отгоном к центральным частям захваченных реликтовых минералов высокого давления или ксенолитов осадочных пород, которые нередко встречаются в центре шаров и обтекаются флюидальностью. Некоторые автолиты представляют собой зерна реликтовых минералов или обломки пород, окруженные только тонкими корочками флюид-

Т а б л и ц а 22. Результаты анализов пород  
Бушвельдского интрузивного комплекса

№ на рис. 56	Порода	Fe	Mn	Mg
1	Гортонолитовый дунит* [103]	11,47	0,122	11,79
2	Дунит* [138]	5,22	—	18,88
3	Дунит** [138]	3,44	—	17,97
4	Гарцбургит [103]	3,25	0,028	16,90
5	Пироксенит [103]	2,28	0,037	14,08
6	То же [118]	3,51	0,041	9,88
7	Анортозит [103]	0,244	0,046	0,163
8	Гиперстеновое габбро [91]	1,78	0,022	1,96
9	Норит [103]	2,12	0,023	4,15
10	То же [9]	1,87	0,040	6,34
11	Магнетитит [103]	32,29	0,242	0,590
12	Диорит [138]	3,44	—	0,376
13	Гранит [138]	0,633	0,012	0,252

\*Дуниты из дунит-гортонолитовых трубок.

\*\*Дунит из "базальной" зоны.

дального кимберлита. Автолиты по химическому составу закономерно отличаются от заключающих их кимберлитов, и в то же время состав тех и других изменяется сопряженно, что дополнительно подтверждает ликвидационную природу автолитов, отражая отщепление их расплавов в ходе эволюции кимберлитового магматизма.

Таким образом, устанавливается длительное развитие глубинных магматических очагов, дающих внедрения в земную кору в ходе формирования ее платформенных структур, с образованием расслоенных интрузивов и прорывающих их трубчатых концентрически-зональных комплексов различного типа. Эта эволюция магматизма отражает последовательное отщепление магм все более флюидного характера.

По существу аналогичные соотношения пород прослеживаются в типичных расслоенных интрузивах, таких как Бушвельдский в Южной Африке (см. рис. 55а; рис. 56, табл. 22). Его расслоенный комплекс сложен в основном сериями пород I и II, прорывается богатыми железом дунитами (серия III), образующими трубчатые тела. В верхних частях расслоенной серии обособляются рудные (ильменитовые и титаномагнетитовые) габбро, богатые железом, титаном, ванадием (см. рис. 56, IV). В ассоциацию с ними входят граниты с гранофировой структурой. Характерно, что расслоенный Бушвельдский массив явился основой развития более поздних вулканических структур трубчатой формы типа диатрем, интродуцированных платиноносными дунитами, представленных на петрохимической диаграмме (см. рис. 56) серией горных пород III. Обращает на себя внимание развитие этих дунитовых трубчатых внедрений (III) путем магматического замещения расслоенных серий (I и II), слоистая структура которых прослеживается через трубчатые тела (особенно горизонты хромитовых руд, сохраняющихся в ходе магматического замещения лучше других петрографических типов; см. рис. 55).

Магматическая расслоенность Бушвельдского интрузива дает в общем

	Si	Al	Cr	Ca	Na	K	Ti	P
12,31	0,614	0,028	0,905	0,139	0,006	0,014	0,015	
12,47	0,408	—	0,293	0,019	0,005	0,022	—	
13,68	0,384	—	0,557	0,036	0,006	0,028	—	
13,57	0,466	0,834	0,477	0,128	0,126	0,062	—	
16,12	0,549	0,150	0,140	—	—	0,021	0,049	
15,80	1,870	0,038	1,740	0,372	0,061	0,047	0,023	
13,69	10,990	—	4,940	1,070	0,158	—	0,049	
15,49	7,150	0,035	3,040	1,740	0,139	0,228	0,017	
16,00	4,730	—	3,980	0,894	0,023	0,058	0,018	
15,35	3,100	—	5,810	0,580	0,322	0,035	0,027	
1,67	1,890	—	0,295	—	—	5,210	—	
16,67	5,490	—	1,810	2,660	0,755	0,539	—	
20,15	4,370	—	0,485	1,730	1,790	—	—	

такую схему распределения рудной минерализации (сверху вниз):

граниты — Sn,

феррогаббро — Fe, Ti (V),

габбро-нориты — безрудные,

плаггиоклазовые пироксениты и нориты — Pt (Pd, Cu, Ni, Co),

плаггиоклазовые основные и ультраосновные породы — Cr,

ультраосновные породы — Cr,

нориты — безрудные.

Это тип базит-гипербазитового расслоенного массива пород относительно лейкократового состава, в котором платина, палладий, никель, медь сконцентрировались в горизонте существенно полевошпатовых пород (плаггиоклазовых пироксенитов и норитов).

Соотношения расслоенных интрузивов и прорывающих их более поздних вулканических структур, которые прослеживаются в сопоставлении алмазосных расслоенных массивов и кимберлитовых трубок (см. рис. 54), Бушвельдского расслоенного массива и трубок платиноносных дунитов (см. рис. 55, 56), свидетельствуют о длительной связи поверхностных структур на платформах с глубинами мантии. Эти связи могут сохраняться от периодов накопления слоистых толщ, в которые согласно внедряются расслоенные массивы (Бени Бушера в Марокко или гранатовых перидотитов в Богемском кристаллическом комплексе в Чехословакии), до формирования в ходе последующей складчатости платформенных структур земной коры, прорываемых поздними дунитовыми, кимберлитовыми или карбонатитовыми диатремами, связанными с теми же глубинными очагами, что и ранние внедрения. Хотя сами трубки представляют собой типичные платформенные структуры, нередко концентрически-

Т а б л и ц а 23. Сопоставление состава вулканических и интрузивных комплексов коматитовой формации Абитибби (Канада)

№ п/п	Fe	Mn	Mg	Si	Al
1	2,65	0,046	15,23	13,65	1,90
2	2,81	0,049	6,45	15,20	4,14
3	2,95	0,049	4,50	15,56	4,73
4	3,66	0,064	2,40	15,85	4,67
5	1,81	0,035	1,00	18,00	5,21
6	0,425	0,005	0,427	20,40	4,41
7	3,10	0,054	9,57	14,57	3,37
8	2,72	0,039	16,90	13,41	1,38
9	2,69	0,058	6,60	15,68	3,31
10	3,17	0,055	3,44	15,56	5,41
11	3,22	0,055	6,74	15,35	2,94
12	3,97	0,071	11,96	14,03	2,05
13	3,05	0,054	5,86	15,86	2,69
14	3,74	0,048	2,61	15,45	5,16
15	3,76	0,055	4,98	15,55	3,72
16	3,87	0,050	17,88	13,42	0,419
17	2,49	0,049	6,02	16,12	1,87
18	3,98	0,062	0,910	16,80	4,72

1-6 — слабо расслоенные породы вулканических потоков, средние составы: 1 — перидотитовый коматит [84], 2 — пироксенитовый коматит [84], 3 — магнезиальный базальт [84], 4 — титанистый ферробазальт [84], 5 — дацит [82], 6 — риолит [82]; 7-10 — расслоенные потоки: поток, сложенный богатыми железом породами [83]; 7 — средневзвешенный состав потока, 8 — перидотит, 9 — вебстерит, 10 — габбро;

зонального строения, составляющие их породы могут быть генетически связаны с более ранними этапами и магматизмом геосинклинального развития регионов.

В рассмотренном выше соотношении магматических серий Бушвельдского массива (см. рис. 55) характерно развитие богатых железом ультраосновных пород серии III с изменением особенностей тектонических деформаций, ведущих к образованию трубчатых структур. Бушвельдский лополит, занимающий площадь около 40 тыс. км<sup>2</sup>, приурочен к древнейшей, глубоко эродированной структуре Южной Африки типа щита, сформировавшейся в архес и затем подвергшейся активизации в течение длительного времени. Слагающие этот щит метаморфические и магматические породы, по определениям самарий-неодимовым методом, имеют следующий абсолютный возраст [119] (в млрд. лет): 3,59 (гнейсы Амитсок), 2,8 (анортозиты Фискенессет), 2,65 (гранодиориты и граниты Луис Лейк и Приссак-Лакорн), 2,64 (основные и ультраосновные вулканы Белингве, Кью-Кью и др.). Ими фиксируются этапы магматической активизации в ходе формирования древнейшего щита, завершившейся образованием гигантского, почти меридионального, глубинного разлома, по которому внедрились ультраосновные и основные породы Бушвельда, Великой Дайки (возраст 2,51 млрд. лет) и ряда других массивов основных и ультраосновных пород (выделяются девять комплексов). Эта гигантская разломная структура прослеживается на протяжении 1630 км от р. Оранжевой на юге

Cr	Ca	Na	K	Ti	P
0,063	1,63	0,206	0,031	0,043	—
—	3,11	1,37	0,019	0,139	—
—	3,36	1,26	0,042	0,143	—
0,002	4,01	0,738	0,309	0,329	—
—	1,50	2,02	0,201	0,268	0,079
—	0,189	1,46	1,340	0,029	0,028
0,079	2,48	0,531	0,074	0,096	—
0,164	1,11	0,038	0,046	0,025	—
—	3,77	0,611	—	0,127	—
0,017	3,23	0,902	0,071	0,178	—
—	3,89	1,110	0,027	0,208	—
0,085	2,40	0,175	0,017	0,118	—
0,025	4,15	1,330	0,057	0,200	—
0,011	2,61	3,210	0,040	0,350	—
—	3,05	1,640	0,087	0,276	0,021
—	0,634	0,018	0,004	0,040	0,003
—	5,47	1,000	0,039	0,194	0,010
—	1,95	3,070	0,089	0,340	0,054

11—14 — поток, сложенный богатыми железом и кальцием породами [83]: 11 — средневзвешенный состав потока, 12 — перидотит, 13 — клинопироксенит, 14 — габбро; 15—18 — породы дифференцированного силла Манро Лейк [144]: 15 — средневзвешенный состав интрузии, 16 — перидотит, 17 — железистый клинопироксенит, 18 — железистое габбро.

до р. Замбези на севере, пересекая архейскую формацию Лимпопо, глубинность формирования которой оценивается в 35—40 км. В ней обнажаются кианит-гиперстеновые гнейсы очень глубинной фации [39] (см. рис. 52). Более молодые формации представлены анортозитами, гранодиоритами и гранитами (Луис Лейк, Приссак-Лакорн) и примерно одновозрастными с ними складчатыми вулканогенными поясами (Белингуе, Кью-Кью и др.), сложенными базальтами и андезито-базальтами и подчиненными им ультраосновными породами (перидотитовыми коматитами). Они в той или иной мере метаморфизованы с изменением содержания щелочных металлов, кальция, стронция. Это вносит ограничения в возможности исследования составляющих их пород калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами. Редкоземельные элементы подвержены миграции в меньшей степени, что оправдывает использование самарий-неодимового метода для определения возраста метаморфизованных архейских офиолитовых формаций и сопоставления их с метеоритами и лунными породами, как было показано П.Гамильтоном и др. [119] на примере южноафриканских коматитовых поясов (Булауайо, Белингуе, Форт Викториа, Кью-Кью). Ультраосновные типы пород (перидотитовые коматиты) в этих поясах отличаются низким содержанием неодима (и особенно легкого его изотопа) и самария, а с переходом от перидотитовых коматитов к базальтам и затем к андезито-базальтам содержание этих элементов последовательно возрастает с закономерным изменением изотопных соотношений (комплекс Белингуе,

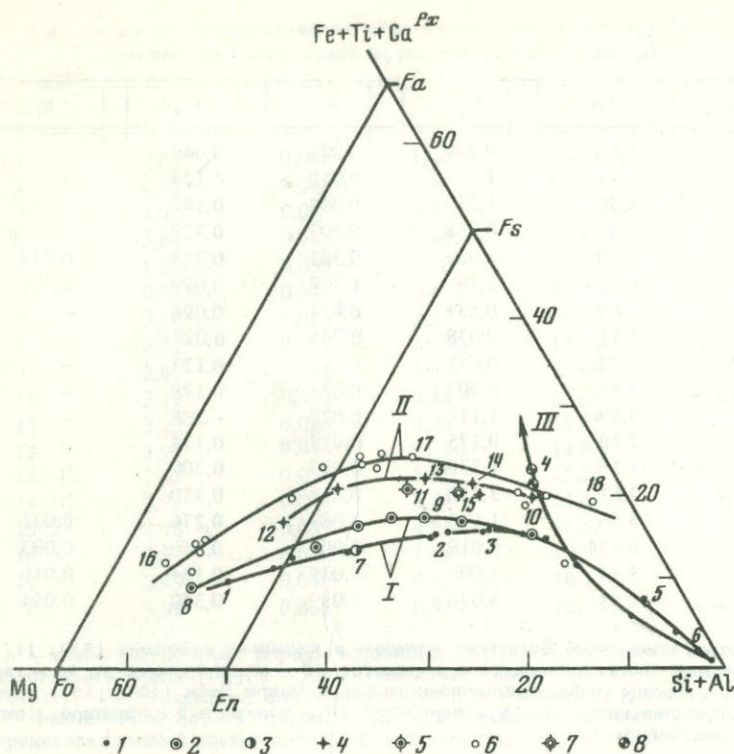


Рис. 57. Петрохимическая диаграмма магматических серий докембрийской формации Абитибид (Канада)

*I* – *II* – магматические серии различной железистости: *I* – бедные железом породы (1 – средние составы лав, бедных кальцием [84], 2 – дифференциаты, богатые кальцием [83], 3 – средний состав потока), *II* – породы, богатые железом и кальцием (4 – расслоенный поток [83], 5 – его средний состав, 6 – породы дифференцированного силла Манро Лейк [144], 7 – его средний состав); *III* – тренд дифференциации лав в сторону составов, богатых железом и титаном [82, 84] (8 – титанистые, богатые железом базальты); 1–18 (цифры на чертеже) соответствуют номерам анализов в табл. 23

содержания – в г/т, атомные отношения): Nd – 1,539 (перидотитовый коматит), 5,35 (базальт), 14,86 (андезито-базальт); Sm – 0,580, 1,521, 3,671;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – 0,513101, 0,512104, 0,51178;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  – 0,2267, 0,1710, 0,1485.

Возраст этих ультраосновных, основных и средних лав оценивается авторами [119] в 2,64 млрд. лет, закономерные изменения приведенных выше характеристик отражают фракционирование неодима, самария и их изотопов в ходе дифференциации магм. Комплекс этих пород петрологически сходен с породами, составлявшими первичную кору нашей планеты с возрастом порядка 4,5 млрд. лет, для которой отношение изотопов неодима принимается предположительно [119] равным 0,50677 по аналогии с ахондритами Juvinas (отношение Sm/Nd в нем составляет 0,308).

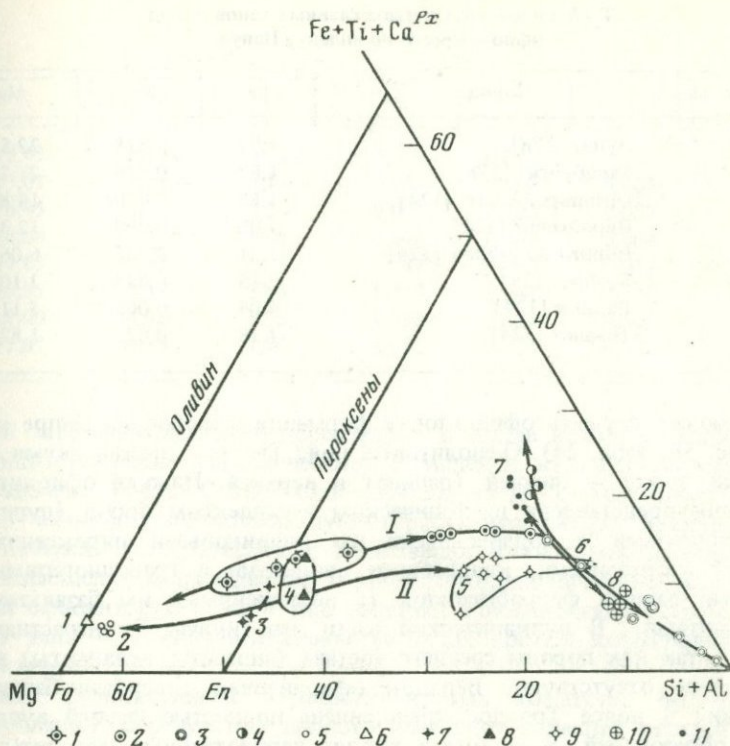


Рис. 58. Докембрийский комплекс Абитибид в сопоставлении с офиолитовой (дунит-гарцбургитовой) ассоциацией Папуа

*I* — комплекс Абитибид [84]: 1 — коматиты (лавы, соответствующие по составу пироксенитам и их оливиновым разновидностям); 2 — меланократовые магнезиальные базальты; 3 — плагиобазальты, андезиты, дациты; 4 — железистые базальты; *II* — офиолитовый комплекс Папуа [124, 178]: 5—7 — гарцбургиты (5) и связанные с ними дайки дунитов (6) и энстатитовых пироксенитов (7); 8 — пироксениты; 9 — габбро и троктолиты; 10 — лейкократовые габбро и тоналиты; 11 — железистые базальты; 1—8 (цифры на чертеже) соответствуют номерам в табл. 24

Зеленокаменные коматитовые формации, аналогичные южноафриканским, представлены в докембрийских щитах многих континентов. Наиболее детально петрохимически исследована коматитовая формация Абитибид в Канаде, интересная еще тем, что в ней полно представлены вулканическая и плутоническая фации, причем двумя магматическими сериями (табл. 23) — ранней серией пород, бедных железом (рис. 57, *I*), и железистыми породами (см. рис. 57, *II*), которые получают в формации Абитибид более позднее развитие, отличаясь более интенсивным накоплением железа во всех типах пород (ультраосновных и основных), в которых ромбический пироксен вытесняется моноклинным, богатым кальцием. Слабо проявлен тренд пироксен-анортозитового расщепления (см. рис. 57, *III*). Эти соотношения типичны для офиолитовых формаций, в которых по мере их консолидации проявляется смена дунит-гарцбургитовой ассоциации более поздней дунит-верлитовой [46]. Хорошим при-

Т а б л и ц а 24. Составы главных типов пород  
офиолитового комплекса Папуа

№ на рис. 58	Порода	Fe	Mn	Mg
1	Дунит [178]	1,99	0,028	22,56
2	Гарцбургит [178]	1,87	0,026	21,75
3	Ортопироксенит [124]	1,88	0,050	14,84
4	Пироксенит [124]	2,00	0,050	12,31
5	Норитовое габбро [124]	1,31	0,035	6,06
6	Габбро [124]	2,15	0,033	2,10
7	Базальт [124]	4,04	0,065	3,11
8	Тоналит [124]	1,18	0,022	1,82

мером может служить офиолитовая формация Троодос на Кипре и Папуа (рис. 58, табл. 24). Офиолитовый пояс Троодос сложен двумя ассоциациями пород — нижней (ранней) и верхней. Нижняя офиолитовая ассоциация представлена plutоническим комплексом пород (дунитами и гарцбургитами с подчиненными им оливиновыми пироксенитами, габбро и анортозитами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами) и шаровыми лавами ферробазальтов (с подчиненными им базальтами и ферродациитами). В вулканической части это типичная контрастная ассоциация, так как породы среднего состава (андезиты, исландиты) в ней практически отсутствуют. Верхняя офиолитовая гипербазит-базитовая ассоциация в поясе Троодос представлена полностью фацией вулканических образований. В ее состав входят перидотитовые коматиты, образующие шаровые лавы и некки, пироксениты и габбро-пироксениты повышенной щелочности (шаровые лавы лимбургитов), оливиновые базальты (шаровые лавы), долериты и габбро, субщелочные базальтоиды (муджиериты, трахибазальты) и кварцевые феррогаббро (распространены незначительно). Верхний лавовый комплекс по сравнению с нижним является как бы недоразвитым: ферробазальты в его составе представлены совершенно незначительно. В нем, как и в нижнем офиолитовом комплексе Троодос, достаточно проявилась дифференциация первого порядка от ультраосновных до основных пород (с небольшим количеством кислых и щелочных дифференциатов), но тренды дифференциации второго порядка в направлении составов, богатых железом и титаном, проявились слабо.

Офиолитовый пояс Троодос, представляя совмещение двух типов офиолитовых комплексов — нижнего и верхнего, отражает развитие щелочной тенденции по мере консолидации офиолитовых поясов, которая прослеживается в сериях как plutонических (дунит-гарцбургитовая, дунит- или оливинит-верлит-клинопироксенитовая ассоциации), так и вулканических (базальты → субщелочные базальты, муджиериты, трахибазальты) пород. Петрохимически эта тенденция проявляется в повышении в базальтах калиево-натриевого отношения, которое в поясах дунит-гарцбургитового типа очень низкое и последовательно возрастает по мере усиления в офиолитовых поясах роли дунит(оливинит)-верлит-клинопироксенитовой ассоциации. Офиолитовые пояса представляют

Si	Al	Ca	Na	K	Ti	P
12,43	0,194	0,240	0,045	0,013	--	0,003
13,01	0,082	0,179	0,041	0,004	0,005	--
16,45	0,069	0,208	0,004	0,002	0,002	0,001
16,08	1,24	1,58	0,046	0,002	0,004	0,001
14,89	5,32	4,64	0,287	0,002	0,018	0,003
16,55	5,58	3,03	1,730	0,049	0,127	0,020
15,00	4,93	3,83	1,630	0,024	0,315	0,032
17,87	5,10	2,54	1,650	0,073	0,071	0,017

собой эвгеосинклиальные образования, в состав которых входят глубоководные морские (океанические) комплексы как вулканических, так и осадочных пород. С этой точки зрения, из двух выделенных крайних типов офиолитовых поясов дунит-гарцбургитовый (I) является более океаническим по сравнению с дунит-верлит-клинопироксенитовым (II): при параллельном их развитии в примерно одновозрастных эвгеосинклиналях офиолитовые пояса I типа залегают с океанической стороны, а пояса II типа — с континентальной (в более зрелых консолидированных структурах).

Лавы перидотитовых и пироксенитовых коматитов формируются, по-видимому, в результате полного плавления вещества верхней мантии Земли под влиянием восходящих флюидных потоков, а базальтовые и дунит-перидотитовые расплавы возникают в ходе их последующего расщепления [39]. Петрохимически (см. рис. 58) перидотитовые и пироксенитовые коматиты занимают по составу положение, промежуточное между базальтами (и габбро) и подчиненными им дунит-перидотитовыми комплексами.

Экспериментальное исследование магматической дифференциации дунит-гарцбургитового типа проводилось нами на примере верхнего коматитового комплекса Троодос по методике, рассмотренной выше (см.

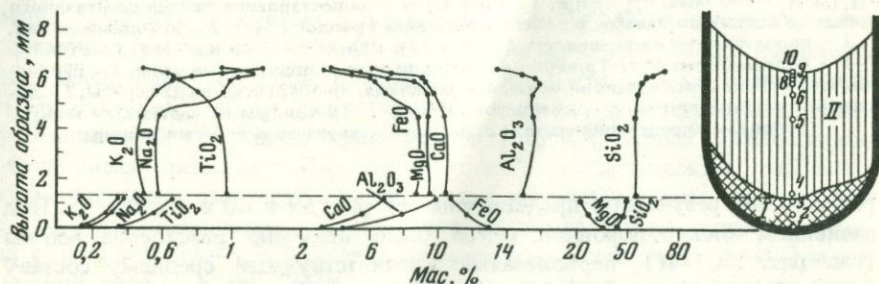
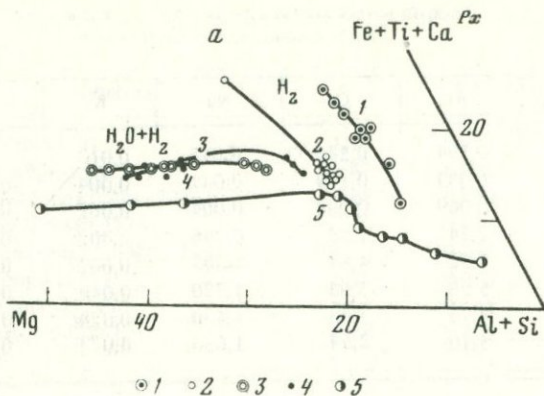
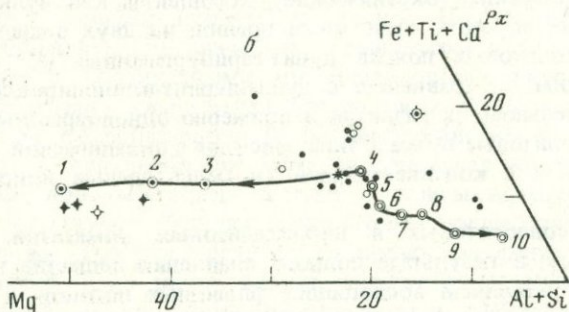


Рис. 59. Экспериментальное расслоение основного расплава под давлением водно-водородной смеси ( $P = 100$  МПа,  $N_{H_2} = 0,7$  при температуре  $1300^\circ\text{C}$ )

I — ультраосновной состав (стекло+оливин); II — основное и среднее стекло; 1–10 — соответствуют номерам в табл. 25; эксперимент моделирует расщепление в коматитовых сериях (см. рис. 58)



○ 1 ○ 2 ○ 3 ○ 4 ○ 5



\* 1 ○ 2 ○ 3 + 4 + 5 • 6 ○ 7 ◆ 8

Рис. 60. Тренды эволюции магм под водородным и водно-водородным флюидным давлением

*a* — экспериментальные тренды флюидно-магматической дифференциации при водородном (1, 2) и водородно-водном (3–5) составе флюидов; 1–5 (цифры на чертеже) — исходные составы расплавов: 1 — базальтовый, бедный магнием,  $P_{H_2} = 25\text{--}100$  МПа,  $T = 1250^\circ\text{C}$ , 2 — базальтовый магнезиальный,  $P_{H_2} = 50\text{--}75$  МПа,  $T = 1250^\circ\text{C}$ , 3 — пикритовый,  $P_{H_2O+H_2} = 250$  МПа,  $N_{H_2} = 0,43$ ,  $T = 1300^\circ\text{C}$ , 4 — пикритовый,  $P_{H_2O+H_2} = 250$  МПа,  $N_{H_2} = 0,43$ ,  $T = 1300^\circ\text{C}$ , 5 — базальтовый магнезиальный,  $P_{H_2O+H_2} = 100$  МПа,  $N_{H_2} = 0,6$ ,  $T = 1300^\circ\text{C}$ ; *b* — сопоставление экспериментального тренда со сходными лавами верхнего комплекса Троодос [54]: 1 — исходный состав, 2, 3 — продукты его расщепления: 2 — стекло с кристалликами оливина, 3 — стекло; 4–8 — породы комплекса Троодос: 4 — перидотитовые подушечные лавы, 5 — перидотит, слагающий вулканический некк, 6 — базальты, лимбургиты, муджериты, 7 — долериты, габбро, нориты, 8 — кварцевое габбро; 1–10 (цифры на чертеже) — микрозондовые определения состава стекол снизу вверх от основания ампулы

рис. 7), его результаты представлены на рис. 59 и 60 и в табл. 25. Под давлением водно-водородной смеси было получено расслоение магмы (см. рис. 59, I–II), первоначально соответствующей среднему составу верхнего коматитового комплекса Троодос. Это расслоение охватило все главные типы пород комплекса, включая ультраосновные составы (см. рис. 60, 1–3) и составы, богатые нормативным плагиоклазом (см. рис. 60, 9, 10). Экспериментальные данные позволяют прийти к выводу о докристаллизационном (собственно магматическом) расщеплении

магмы (скрытом и явном) в глубинном очаге, давшем верхнюю магматическую серию комплекса Троодос. Это объясняет присутствие в этой серии не только основных, но и ультраосновных лав, очень близких по составу к полученным экспериментально (см. нижний слой I на рис. 59). В ультраосновном слое выявилась скрытая расслоенность с интенсивным накоплением железа и магния к его основанию, которая хорошо коррелируется с вариациями состава ультраосновных лав верхнего комплекса Троодос.

Таким образом, экспериментальными исследованиями магматических расплавов самого различного состава (см. рис. 8, 35, 36, 59, 60) под давлением водно-водородных смесей установлена сходная картина их скрытого (постепенного) и явного (дискретного) расслоения, объясняющая неоднородность в сложении метеоритов и слоистом строении интрузивов. Экспериментами доказано собственно магматическое (докристаллизационное) возникновение этой магматической расслоенности, которое только предполагалось раньше по петрографическим данным [39, 40].

Докристаллизационная природа расслоения особенно ярко выражается в изменении состава и в сочетаниях различных стекол, получаемых экспериментально. Ею хорошо объясняется широкое распространение стекловатых земных и лунных пород. В лунных образцах, в частности, представлены полностью стекловатые породы с вариациями составов от нормативно плагиоклазовых через промежуточные до нормативно пироксеновых. Эти вариации составов прослеживаются как на микроуровнях (в стекловатых шариках; см. рис. 45), так и на макроуровнях (в зеленых базальтовых стеклах Аполло XV), извергнутых на поверхность Луны в виде фонтанирующей жидкой лавы [86]. Sm-Nd изотопные измерения показывают, что эти лавы имеют возраст 3,4 млрд. лет и возникли в среде, не испытывавшей предварительного фракционирования редких земель, что находится "в серьезном противоречии с кумулятивной моделью" [86, с. 20]. Тенденция к расслоению с закономерным сочетанием скрытого и явного изменения составов происходит только во флюидных (водно-водородных и других) магмах (в результате флюидного воздействия на силикатные и железо-силикатные расплавы). Скрытая расслоенность расплавов отражает неравномерность распределения в магмах флюидных компонентов и вариации их окислительного состояния (отношение  $H_2/H_2O$ ) с возникновением в магмах комплексных соединений металлов с водой и водородом (типа кислых солей  $H_2MgSiO_4$ ,  $CaHSi_2O_6$  и гидридов  $FeH_2$  и др.) с соответствующей дифференциальной миграцией компонентов [39, 40]. Явная расслоенность обусловлена ликвационным (дискретным) магматическим расщеплением. Скрытая расслоенность находится в закономерном соответствии с явной расслоенностью, отражая постепенное изменение состава расплава с приближением его к составу дискретно выделившегося слоя. При капельной ликвации, например в хондритах, скрытая расслоенность может прослеживаться по вариациям состава хондр от центра к краям (см. рис. 22).

В заключение остановимся на общих закономерностях магматической дифференциации, ведущей к формированию серий горных пород. Глав-

Т а б л и ц а 25. Микронзондовое определение состава стекол, полученных при экспериментальном расслоении основного расплава при  $T = 1250^{\circ}\text{C}$ ,  $P_{\text{общ}} = 100 \text{ МПа}$ ,  $P_{\text{H}_2} = 0,7 P_{\text{общ}}$ , в сопоставлении с породами коматитовой серии Манро Тауншип (Абитибби, Канада)

Стекло	№ п/п	Fe	Mn	Mg	Si	
Экспериментальные данные	Исходный состав	2,54	—	4,85	16,07	
	I	1	3,29	—	16,05	13,52
		2	2,90	—	12,05	14,35
		3	2,68	—	9,87	14,81
	II	4	2,14	—	4,15	15,99
		5	2,14	—	4,07	15,92
		6	1,67	—	4,06	16,34
		7	1,46	—	3,58	16,82
		8	1,45	—	2,97	17,12
		9	1,15	—	2,26	18,09
10		0,773	—	1,44	19,42	
Природные аналоги	Комати- ты	11	2,92	0,062	13,02	14,01
		12	2,80	0,052	9,86	14,63
		13	2,51	0,048	6,53	15,23
	Базальты и более кислые породы	14	2,72	0,045	3,46	15,84
		15	1,81	0,035	1,00	18,00
		16	1,46	0,025	1,71	16,71
		17	0,836	0,005	0,777	18,82

I — ультраосновные составы: 1—3 — частично раскристаллизованные стекла (стекло + кристаллы оливина); II — основные и средние составы: 4—10 — стекла; 11—12 —

ный тренд этой дифференциации можно назвать базит-гипербазитовым, так как он связывает составы основных и ультраосновных пород или дискретно, как в ахондритах и массиве Бени Бушера (см. рис. 54, диаграмма 1), или путем непрерывного изменения составов (см. рис. 54, диаграмма 2, серия 1). Рассмотренные выше магматические серии метеоритов, лунных пород и коматитовые магматические серии в сопоставлении с офиолитовыми (габбро-дунит-гарцбургитовыми) поясами (см. рис. 58) дают представление о природе этого магматического расслоения, прослеженного экспериментально (см. рис. 59, 60). В основе расслоения лежат по крайней мере два механизма — первичное отщепление ультраосновных и основных магм в ходе ранней дифференциации вещества планет (прослеживается по ахондритам и составам хондр в хондритах; см. рис. 1, 15, 18, 19 и др.) и последующее плавление мантийного вещества с образованием коматитовых расплавов и их дифференциацией на ультраосновную и основную части. Жидкостная (собственно магматическая) природа этой дифференциации коматитовых магм доказывается, помимо экспериментальных данных, наличием автономных трендов дифференциации во всех звеньях базит-гипербазитового расслоения, в области ультраосновных (см. рис. 54, III; рис. 56 и др.) и основных

	Al	Cr	Ca	Na	K	Ti	P
	4,51	—	3,13	0,345	0,185	0,156	—
	1,57	—	1,03	0,095	0,055	0,078	—
	2,78	—	1,79	0,176	0,108	0,123	—
	3,44	—	2,20	0,215	0,130	0,146	—
	5,17	—	3,29	0,325	0,184	0,214	—
	5,37	—	3,24	0,330	0,176	0,201	—
	5,26	—	2,97	0,534	0,207	0,174	—
	5,23	—	2,78	0,542	0,238	0,144	—
	5,22	—	2,77	0,599	0,277	0,139	—
	4,88	—	2,30	0,708	0,337	0,133	—
	4,30	—	1,78	0,494	0,514	0,099	—
	2,39	0,079	2,07	0,122	0,047	0,070	—
	3,18	0,074	2,79	0,286	0,012	0,111	—
	4,01	0,052	3,38	1,370	—	0,147	—
	5,07	0,007	3,58	1,060	0,008	0,186	—
	5,21	—	1,50	2,020	0,201	0,268	0,079
	6,84	—	0,842	2,910	0,835	0,106	0,073
	5,52	—	0,988	1,960	0,468	0,097	0,028

перидотитовый коматит [84]; 13— пироксенитовый коматит [84]; 14 — базальт [84]; 15 — дацит [82]; 16— трахит [82]; 17 — риодацит [82].

составов (см. рис. 57, III; рис. 49, 58 и др.). Эту дифференциацию второго порядка можно назвать меланократово-лейкократовой, так как в ходе ее возникают дифференциаты как крайне меланократового ультрамафитового нормативного состава (оливиновые и пироксеновые), богатые железом, титаном, ванадием, так и лейкократовые, соответствующие лейкобазальтам, анортозитам, гроспидитам (III ← I → II, см. рис. 54). Она прослеживается в рядах ахондритов, лунных вулканических пород и в сериях толеитовых базальтов и соответствующих им расслоенных интрузивах на Земле. Серия ахондритов, намечающая тренд дифференциации соответствующих им магм в сторону составов, богатых железом, представлена рядом эвкриты—шерготиты—наклиты, за которым дальше следуют мезосидериты (см. рис. 1), а комплементарный им ряд пород, богатых глиноземом и кремнием, прослеживается по составам хондр углистых хондритов C3 (V) (см. рис. 18, 19). В совокупности составляется ряд пород, состав которых изменяется от очень богатых железом до крайних глиноземистых. Характерно, что этот ряд прослеживается только в хондритах C3 (V), дифференциация вещества которых прошла наиболее полно с образованием плагиоклазовых, нефелиновых, фассаитовых, мелилитовых хондр и концентрацией в них редких земель, урана,

тория, ниобия (см. рис. 6). В обыкновенных типах хондритов (см. рис. 16) дифференциаты, богатые глиноземом, практически отсутствуют (хондры с несколько повышенным содержанием глинозема намечаются только в хондрите Kakangari, тип *H*). Для обыкновенных хондритов дифференциация состава их хондр имеет базит-гипербазитовый характер, ограничиваясь в основном перидотит (дунит)-пироксенитовым диапазоном составов при отсутствии нормативного плагиоклаза или с постоянной его примесью, как в хондрите Chainpur типа *LL* (см. рис. 25). Состав хондр в нем варьирует непрерывно от оливиновых до пироксеновых при постоянном нормативном содержании плагиоклаза (5–10%). Богатые плагиоклазом хондры, приближающиеся по валовому составу к базальтам (говардитовые, эвкритовые), лейкокбазальтам, анортозитам и породам повышенной щелочности, представлены в метеоритах *C3* (Kaba, Ефремовка (Efremovka), Lance, Isna и др.; см. рис. 19).

В лунных вулканических породах железо-глиноземистый тренд дифференциации представлен особенно полно, определяя две главные формации, составляющие поверхность этой планеты (см. рис. 39), и прослеживаясь также в полностью стекловатых лунных породах, нормативный состав которых непрерывно варьирует от пироксенитовых, богатых железом, титаном, до плагиоклазитовых типов пород (см. рис. 45). На Земле аналогичные вариации состава дифференциатов прослеживаются в сериях толеитовых базальтов в срединных океанических хребтах (см. рис. 49) и в эвгеосинклиналях (офиолитовых формациях, в которые входят также расслоенные базит-гипербазитовые интрузивы). Лейкократово-меланократовое расслоение в них сочетается с базитгипербазитовой магматической дифференциацией, так что на петрохимических диаграммах намечаются два тренда изменения состава горных пород — главный (базит-гипербазитовый) и автономный (лейкократово-меланократовый), ограниченный основными составами магм, варьирующими по отношению  $(Fe + Ti) : (Si + Al)$ . По трендам главной базит-гипербазитовой дифференциации намечается такой ряд формаций этих пород [40]: дунит-гарцбургитовая, дунит-верлитовая и дунит-клинопироксенитовая, отражающий последовательную консолидацию геотектонических структур, переход их от собственно эвгеосинклинальных и других тектонических структур рифтового и спредингового характера ко все более консолидированным структурам сжатия вплоть до субплатформенных. Дунит-гарцбургитовые офиолитовые формации и менее дифференцированные их аналоги (базальт-коматитовые формации) рассматривались выше на примерах комплексов Абитиб и Папуа (см. рис. 58), Троодос (см. рис. 60) и др. В коматитовом комплексе Абитиб главный (базит-гипербазитовый) тренд дифференциации представлен двумя рядами составов (см. рис. 57, *I, II*). Ряд *I* охватывает относительно бедные железом и титаном породы, по составам которых прослеживается медленный темп накопления этих элементов в ходе магматической дифференциации. В развитии офиолитовой формации Абитиб — это наиболее ранняя магматическая ассоциация, представленная главным образом вулканитами, бедными кальцием, дающими расслоенные потоки и отвечающими раннему этапу интенсивного прогибания этого подвижного пояса.

Ряд горных пород *II* (см. рис. 57) представлен более богатыми желе-

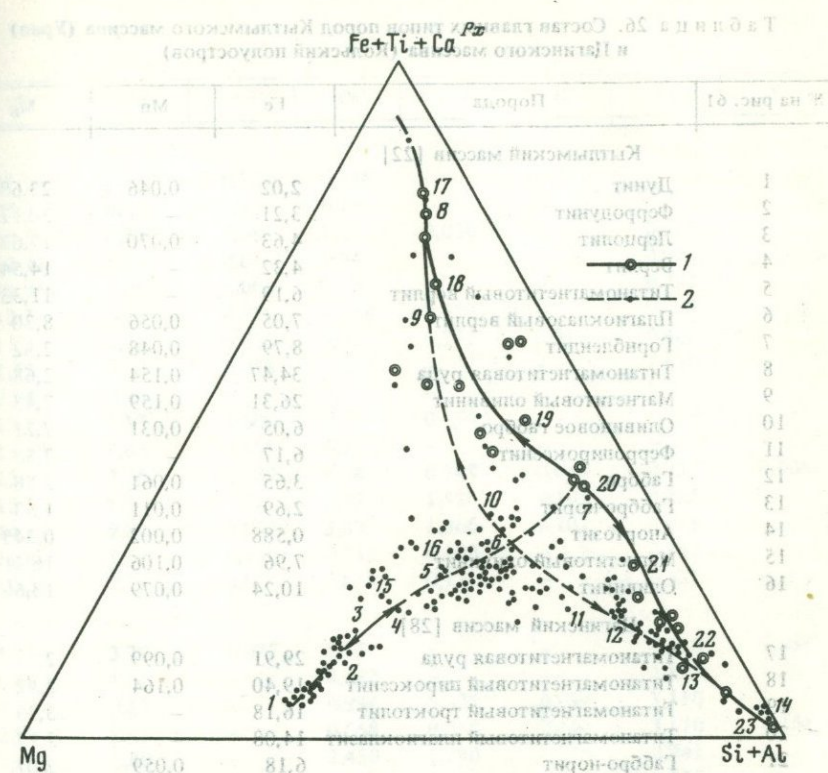


Рис. 61. Диаграмма сопоставления трендов дифференциации при расслоении Цагинского массива на Кольском полуострове и Кытлымского массива на Урале, по данным [22, 28]

1 — Цагинский массив (лабрадориты, лейкократовые габбро, габбро, рудные титаномагнетитовые габбро и пироксениты); 2 — Кытлымский массив (аналогичные породы, а также оливиновые пироксениты, верлиты и дуниты); 1-23 — соответствуют номерам анализов в табл. 26

зом и кальцием вулканическими породами и интрузивным комплексом пород, силла Манро Лейк. В нем прослеживается также более интенсивное накопление железа в ходе гомодромной магматической дифференциации, особенно в интрузивном силле, в верхней части которого выделяются слои пироксенитов, очень богатых железом. Серия II в формации Абитибии более поздняя, развитие ее отражает существенную консолидацию подвижного пояса Абитибии.

Эволюция магматических серий с переходом от I ко II (см. рис. 57) намечает сдвиг составов пород, который соответствует переходу от дунит-гарцбургитовой формации к дунит-верлитовой и затем к дунит-клинопироксенитовой формациям. Примером дунит-клинопироксенитовой формации является гипербазитовый пояс на Урале, в котором петрохимически прослеживается интенсивное накопление железа в главном тренде дифференциации с переходом от магнезиальных дунитов к очень богатым железом их типам (рис. 61, табл. 26) и с последующим расщеплением пород на богатые алюминием и богатые железом и титаном. Это

Т а б л и ц а 26. Состав главных типов пород Кытымского массива (Урал) и Цагинского массива (Кольский полуостров)

№ на рис. 61	Порода	Fe	Mn	Mg
Кытымский массив [22]				
1	Дунит	2,02	0,046	23,68
2	Ферродунит	3,21	—	20,12
3	Лерцолит	4,63	0,070	17,62
4	Верлит	4,32	—	14,54
5	Титаномагнетитовый верлит	6,19	—	11,33
6	Плагиоклазовый верлит	7,05	0,056	8,30
7	Горблендит	8,79	0,048	2,82
8	Титаномагнетитовая руда	34,47	0,154	2,68
9	Магнетитовый оливинит	26,31	0,159	7,43
10	Оливиновое габбро	6,05	0,031	7,21
11	Ферропироксенит	6,17	—	7,55
12	Габбро	3,65	0,061	3,48
13	Габбро-норит	2,69	0,011	1,53
14	Анортозит	0,588	0,002	0,243
15	Магнетитовый оливинит	7,96	0,106	16,21
16	Оливинит	10,24	0,079	13,66
Цагинский массив [28]				
17	Титаномагнетитовая руда	29,91	0,099	2,11
18	Титаномагнетитовый пироксенит	19,40	0,164	8,92
19	Титаномагнетитовый троктолит	16,18	—	3,29
20	Титаномагнетитовый плагиоклазит	14,08	—	2,17
21	Габбро-норит	6,18	0,059	2,07
22	Габбро	2,54	—	1,39
23	Лабрадорит	0,242	0,002	0,217

расщепление пород второго порядка с образованием, с одной стороны, пород, очень богатых железом и титаном, с другой — почти не содержащих железа, сближает дунит-клинопироксенитовый пояс Урала с расслоенными рудоносными интрузивами, с которыми связаны месторождения титаномагнетитовых руд. На рис. 61 подчеркивается аналогия массивов этого пояса по этому дополнительному тренду магматической дифференциации с Цагинским массивом на Кольском полуострове, в котором богатые титаном магнетитовые руды сочетаются с анортозитами, находясь нередко с ними в ритмичном переслаивании.

Аналогом Уральского гипербазитового пояса является дунит-клинопироксенитовый пояс на Аляске, в котором также прослеживаются процессы интенсивного накопления железа уже в главном (дунитовом) тренде магматической дифференциации. По этому тренду ультрамафитовые комплексы рассматриваемой формации отличаются от дунит-гарцбургитовых комплексов собственно офиолитовой формации, в главном тренде которой отсутствует такое интенсивное накопление железа и кальция. К дунит-клинопироксенитовому или верлитовому типу относятся многие никеленосные расслоенные массивы, например массив Пильгуярви на Кольском полуострове (Печенгская формация), который исследовал-

Si	Al	Cr	Ca	Na	K	Ti	P
11,94	—	0,151	0,146	—	—	—	—
12,87	0,123	0,372	0,188	—	—	—	—
12,84	0,369	0,063	1,27	0,030	—	0,026	—
13,11	1,13	0,096	2,94	—	—	0,070	—
11,86	3,08	0,003	3,73	—	—	0,202	—
12,11	3,68	0,011	4,018	0,359	—	0,299	0,015
11,15	6,74	0,003	4,96	0,322	0,019	0,402	—
1,35	4,39	0,038	0,052	—	—	1,650	—
3,94	3,95	0,035	0,090	—	—	1,075	—
13,49	2,17	0,006	5,70	0,164	—	0,339	—
13,54	1,83	0,155	6,24	—	—	—	—
13,41	7,26	0,002	4,24	0,748	0,044	0,229	0,005
15,50	6,86	—	3,35	1,520	0,103	0,205	—
14,79	9,81	0,004	3,83	1,866	0,102	0,026	—
11,49	1,04	0,009	0,752	0,100	—	0,185	—
10,31	2,71	0,015	0,625	0,121	—	0,325	—
1,68	3,29	0,097	0,131	—	—	4,610	0,030
6,41	1,96	—	0,142	—	—	2,800	—
4,73	9,17	—	0,894	0,325	0,094	3,110	—
2,90	13,53	—	0,668	0,360	0,148	3,170	0,154
13,84	5,80	—	2,430	1,790	0,214	0,941	—
14,80	7,82	—	3,300	2,260	0,183	0,117	—
14,54	10,28	—	4,030	1,960	0,022	0,015	—

ся нами экспериментально (табл. 27). На материале этого массива было получено расщепление магмы базит-гипербазитового типа на два слоя, практически не обладающих скрытой расслоенностью (однородных по составу). Средневзвешенный состав массива Пильгуярви был принят в эксперименте в качестве исходного расплава, который выдерживался под давлением (100 МПа) водородно-водной смеси ( $N_{H_2} = 0,4$ ) при температуре 1300°C в продолжении 25 ч. Расплав расслоился, как обычно (см. рис. 59 и др.), на нижнюю (ультраосновную) и верхнюю (основную) однородные части, аналогичные, как следует из табл. 27, главным типам пород массива Пильгуярви. Этот эксперимент отличался от других сравнительной кратковременностью выдержки, вследствие чего скрытая расслоенность (вертикальное изменение состава) обособившихся магматических слоев не успела образоваться.

На сводной петрохимической диаграмме (рис. 62) и в табл. 27 наглядно выражена эволюция магматизма с переходом от собственно океанических (дунит-гарцбургитовых) формаций (I) через промежуточные дунит-лерцолитовые и дунит-верлитовые (II) к дунит-клинопироксенитовым формациям (III), характерным для зрелых складчатых поясов, переходных к формациям платформенного типа. В этой эволюции прослежива-

Т а б л и ц а 27. Сопоставление составов типов пород дунит-гарцбургитовой (хромитоносной) серии (Троодос) и дунит (оливинит)-верлитовой (никеленосной) серии (Пильгуярви)

№ на рис. 62	Порода	Fe	Mn	Mg
Серия Троодос				
1	Дунит [54]	2,10	0,034	22,77
2	Гарцбургит [54]	2,12	0,033	20,64
3	Оливиновый пироксенит [54]	2,11	0,040	16,39
4	Ортопироксенит [160]	1,83	0,053	14,74
5	Гиперстенное габбро [54]	1,32	0,033	4,68
6	Оливиновое габбро [54]	2,24	0,071	7,96
7	Тоналит [54]	1,64	0,023	2,55
8	Плаггиогранит [100]	1,77	0,015	1,13
9	Кварцевый диорит [130]	1,16	0,019	0,165
10	Анортозит [100]	0,179	0,005	0,074
Серия Пильгуярви				
11	Оливинит [64]	5,40	0,063	16,49
12	Верлит [64]	5,10	0,056	11,64
13	Пироксенит (краевая зона) [64]	4,48	0,062	7,38
14	Габбро [64]	4,25	0,044	2,76
15	Магнетитовый пироксенит [64]	16,00	0,072	10,22
16	Ферропироксенит [64]	5,24	0,057	5,23
17	Эссекситовое габбро [64]	3,37	0,051	1,26
18	Средневзвешенный состав интрузива	4,44	0,073	6,16
19	Основной расплав	4,22	0,088	4,16
20	Ультрасосновой расплав	4,97	0,046	10,86

18—20 — результаты эксперимента: 18— искусственное гомогенное стекло (расплав), соответствующее средневзвешенному составу интрузива [64], 19—20 — расплавы, полученные при ликвидации гомогенного расплава.

ется усиление в главном тренде дифференциации накопления в магмах кальция, железа, титана, ванадия, что связано с развитием щелочной тенденции магматизма, свойственной платформенному процессу.

Таким образом, обновление литосферы Земли, прослеживающееся с глубокого докембрия (4,6 млрд. лет) до настоящего времени, включает сложный комплекс метаморфических и магматических явлений, существенно различных в океанических областях и при формировании континентальных структур земной коры.

Формирование континентальной коры связано с процессом ее наиболее радикальной переработки, в ходе которой изменяется характер магматизма, проявляется осадочная дифференциация вещества и происходит накопление мощных вулканогенно-осадочных толщ, подвергающихся затем складчатости и метаморфизму. Породы, составляющие верхний сиалический слой складчатой континентальной коры, представлены мигматитами, гнейсами, гранитами, которые по соотношениям изо-

Si	Al	Cr	Ca	Na	K	Ti	P
12,32	0,220	0,032	0,059	—	—	—	0,012
13,26	0,232	0,067	0,204	—	—	—	0,012
13,28	2,04	0,096	1,46	0,091	0,039	0,008	0,057
16,07	0,283	0,145	0,579	0,021	—	0,006	—
14,60	6,38	—	4,98	0,219	0,030	0,027	0,015
14,96	3,42	—	4,53	0,301	—	—	—
17,90	4,58	—	1,05	2,90	0,205	0,192	0,052
19,05	4,65	—	0,814	1,36	0,227	0,169	0,027
19,56	4,60	—	1,39	1,98	0,071	0,104	—
13,12	11,72	—	5,56	0,679	0,011	—	—
12,53	0,985	0,145	0,673	0,075	0,090	0,233	0,027
13,56	2,06	0,097	1,89	0,257	0,107	0,342	0,033
14,21	3,07	0,066	3,39	0,560	0,072	0,552	0,053
14,39	4,87	0,003	3,66	1,74	0,191	1,070	0,044
8,27	1,38	0,013	0,492	0,494	0,097	2,090	0,040
13,71	2,99	0,019	4,87	0,354	0,613	1,070	0,020
15,96	5,03	—	2,46	2,64	0,773	0,591	0,203
14,24	3,83	—	2,80	1,35	0,322	0,735	—
14,71	4,04	—	3,07	2,18	0,344	0,850	—
13,68	2,12	—	2,06	0,762	0,181	0,524	—

топов гелия резко отличаются не только от лунных пород и метеоритов (см. рис. 50), но и от других типов земных пород (см. рис. 51), характеризующаясь крайне низким отношением содержаний легкого и тяжелого изотопов гелия (около  $10^{-8}$ ). Формирование складчатой коры Земли, которой по существу завершается ее эволюция, продолжается с глубокого архея по настоящее время. Возраст древнейших гнейсовых формаций 3,4–3,8 млрд. лет. Примером является Омолонский кристаллический массив на Северо-Востоке СССР, петрологическое изучение которого было начато Д.С. Коржинским еще в 1940 г. В гнейсах этого массива Е.В. Бибиковой, В.А. Макаровым, Т.В. Грачевой и О.М. Калининной в 1981 г. были обнаружены цирконы двух типов: призматические крупные (до 0,15 мм) кристаллы с зональностью нормальной магматической кристаллизации и мелкие (меньше 0,1 мм) однородные изометрические кристаллы, включенные в биотит. Первые относятся к магматическим породам исходного субстрата (имеют возраст 3,4 млрд. лет), а вторые

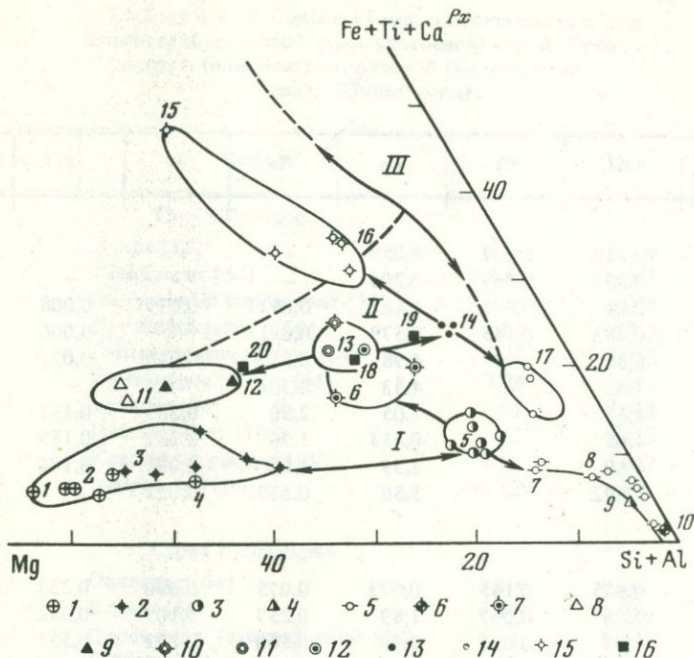


Рис. 62. Диаграмма сопоставления главных трендов дифференциации в дунит-гарцбургитовой (I), дунит-верлитовой (II) и дунит-клинопироксенитовой (III) магматических сериях

I — интрузивный комплекс Троодос [54, 100, 130, 160]: 1 — дуниты и гарцбургиты, 2 — оливиновые пироксениты, 3 — габбро, 4 — кварцевый диорит, 5 — трондjemиты и лейкократовые габбро, 6 — анортозиты, 7 — меланократовое габбро, в том числе с оливином; II — интрузивный комплекс Пильгуйрви (пенжинская серия на Кольском полуострове [64]): 8 — оливинит, 9 — верлиты и оливиновые пироксениты, 10, 11 — краевые (закалочные) зоны, верхняя и нижняя соответственно, 12 — пироксениты (близкие по составу к краевым зонам), 13 — габбро, 14 — лейкократовое габбро и кыштымиты, 15 — рудные (титаномагнетитовые) пироксениты, 16 — экспериментальные данные (см. табл. 27); III — интрузивные комплексы Кытлымского (Урал) и Цагинского (Кольский полуостров) массивов

образовались в ходе гранулитового метаморфизма и гранитизации, в результате которых сформировались гнейсы (возраст этого циркона 2,8 млрд. лет). Эти цифры определяют типичный временной диапазон развития складчатых поясов, включающий накопление вулканогенно-осадочных толщ, складчатость и орогенез, сопряженный с развитием мигматитов и гранитизацией вулканогенно-осадочных пород.

Развитие складчатой земной коры претерпевает определенную эволюцию, наиболее ярким штрихом которой является приуроченность формаций железистых кварцитов к древним докембрийским образованиям. В них сосредоточены миллиарды тонн осадочно-метаморфических железных руд. Древнейшие из них имеют архейский возраст — 3,8 млрд. лет (район Исуа в Западной Гренландии), относясь к начальным этапам формирования складчатой континентальной коры на Земле. Максимум накопления железистых кварцитов приходится на протерозой (2,0—2,6 млрд. лет), а в фанерозое железистые кварциты практически отсут-

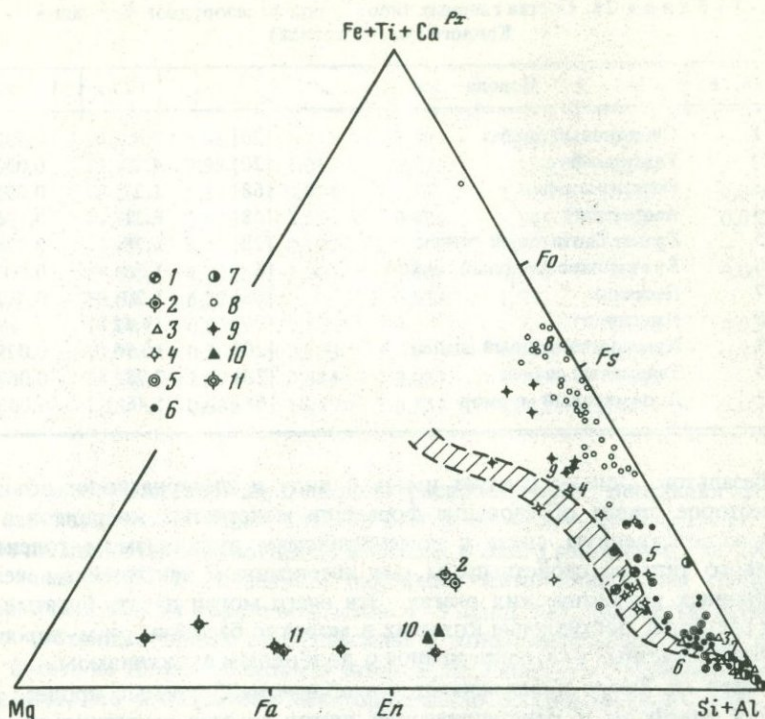


Рис. 63. Петрохимическая диаграмма железорудной формации Кривого Рога (Украинский щит) в сопоставлении с трендом дифференциации толеитовых базальтов (заштрихованная полоса)

1–3 – магматические породы: 1 – диабазы, 2 – ультрамафиты, 3 – средние и кислые породы; 4 – амфиболиты; 5 – сланцы, 6 – гнейсы; 7 – песчаники и кварциты; 8–9 – породы, богатые железом: 8 – железистые кварциты и магнетитовые сланцы, 9 – кумингтонитовые и грюнеритовые сланцы; 10–11 – породы, богатые магнием: 10 – тальковые сланцы, 11 – карбонатные породы

ствуют. Согласно И.Г. Магакьяну, в докембрии сосредоточена преобладающая масса всех месторождений железа, титана, никеля, золота. Накопление всех этих металлов отражает раннюю дифференциацию земной коры, в ходе которой, как можно судить по аналогии с Луной, формировались мощные покровы меланократовых базальтов, очень богатых железом, титаном, ванадием и с вышекларковыми содержаниями всех рудных металлов. При их выветривании и осадочной дифференциации накопление богатых железом отложений могло происходить в грандиозных масштабах с последующим их метаморфическим преобразованием в железистые кварциты. На петрохимической диаграмме (рис. 63) и в табл. 28 дано сопоставление пород формации железистых кварцитов Кривого Рога с трендом дифференциации толеит-базальтового типа (заштрихованная полоса, выведенная на примере Луны и срединных океанических хребтов). Соотношения составов пород, сведенных на диаграмму, определенно указывают на возможность формирования железистых кварцитов в ходе осадочной дифференциации богатых железом меланократо-

Т а б л и ц а 28. Состав главных типов пород железорудной формации Кривого Рога (Украина)

№ на рис. 63	Порода		Fe	Mn
1	Оливиновый диабаз	[20]	2,85	0,032
2	Ультрамафит	[20]	4,26	0,033
3	Фельзит-порфир	[68]	1,27	0,093
4	Амфиболит	[68]	6,21	0,136
5	Гранат-биотитовый сланец	[20]	6,28	0,020
6	Биотит-пироксеновый гнейс	[68]	1,55	0,002
7	Песчаник	[68]	1,20	0,012
8	Джеспилит	[20]	19,42	—
9	Куммингтонитовый сланец	[20]	10,93	0,029
10	Тальковый сланец	[20]	2,78	0,062
11	Доломитовый мрамор	[68]	1,46	0,055

вых базальтов. Однако следует иметь в виду и альтернативное объяснение, которое ставит образование формации железистых кварцитов в более непосредственную связь с докембрийским вулканизмом толеит-базальтового типа со свойственным ему интенсивным накоплением железа в глубинных магматических очагах. Эти очаги могли давать богатые железом растворы, поступление которых в морские бассейны стимулировало отложение железных руд, сопряженное с подводным вулканизмом.

С архея на Земле прослеживается в общем необратимый процесс разрастания платформ и кристаллических щитов за счет океанических впадин с последовательным уменьшением объема и мощности вулканогенных образований. Соответственно, как было подчеркнuto В.Е. Хаиным, возрастала относительная роль поднятий, континентального осадконакопления, наземного вулканизма. Эволюция осадочных пород, согласно А.Б. Ронову, выражалась в увеличении в них роли органического вещества, отношений кальция к магнию, трехвалентного железа к двухвалентному, серы сульфатной к сере сульфидной. Особенно радикальные изменения претерпевает магматизм, в котором развиваются формации гранодиоритов и мигматитов (в плутонической фации) и андезитов (в вулканической), непосредственно связанные с формированием континентальной коры складчатого строения. Породы этих формаций не имеют аналогов в океанических областях на Земле, среди лунных пород и метеоритов. Они отражают широкие процессы флюидной метаморфической дегазации земной коры (вулканогенно-осадочной и базальтовой, подвергшейся складчатости) и подстилающей ее мантии, приводящей к нарушению изостазии и орогеническому воздыманию складчатых поясов. Устанавливается закономерная последовательность в развитии этих метаморфических и магматических процессов формирования земной коры континентального типа [39]. Они начинаются с плагиомигматизации основных пород и развития кварцевых диоритов и гранодиоритов. В каждом возрастном цикле формирования континентальной коры этот комплекс пород является более ранним, предшествующим образованию нормальных калиевых мигматитов, очковых гнейсов, гранитов. В архейских образованиях, отвечающих началу формирования континентальной

Mg	Si	Al	Ca	Na	K	Ti	P
3,51	14,84	5,96	3,31	2,09	0,338	0,223	—
11,29	13,35	2,93	3,01	0,292	0,156	0,043	—
0,757	18,29	5,16	0,918	2,73	1,97	0,098	0,040
3,36	15,14	2,83	3,51	0,980	0,145	0,755	0,076
2,14	13,49	8,77	0,107	0,213	1,89	0,133	—
2,06	18,83	4,23	1,20	1,16	0,378	0,133	0,063
0,646	18,66	6,22	—	0,534	1,97	0,123	—
0,266	14,89	0,078	0,321	—	—	0,016	0,021
3,11	17,44	0,509	0,103	—	0,192	0,021	0,017
13,41	14,10	2,97	0,844	0,087	—	0,096	—
14,64	7,15	0,681	18,15	0,157	0,213	0,032	0,050

коры, эти породы особенно широко распространены, составляя формацию так называемых серых гнейсов с возрастом 3,4–3,8 млрд. лет. Примером их являются плагиогнейсы Амитсок в Зап. Гренландии, где прослежено замещение их калиевыми очковыми микроклиновыми гнейсами.

Первичная земная кора с возрастом 4–5 млрд. лет, полностью замещенная в настоящее время океаническим и континентальным типом коры, была богата не только железом и титаном, но и многими другими рудными металлами, что в известной мере определило особую металлогеническую роль древнейшей докембрийской эпохи. Об этом можно судить по данным исследования лунных образцов, которые могут рассматриваться в качестве наиболее вероятных аналогов пород первичной земной коры. Как отмечалось (см. рис. 49), на Земле им близки базальты срединных океанических хребтов, относящиеся к той же толеитовой магматической серии. Однако лунные породы несравнимо богаче своих земных аналогов железом, титаном, ванадием, цирконием, хромом и другими рудными металлами, что в отношении хрома иллюстрируется диаграммой (рис. 64). Содержание  $Cr_2O_3$  в базальтах срединных океанических хребтов составляет обычно сотые доли процента, достигая 0,1–0,2% только в магнезиальных их типах, тогда как в лунных базальтах оно варьирует в пределах 0,1–0,9%, находясь, как и в земных породах, в обратной корреляции с их железистостью.

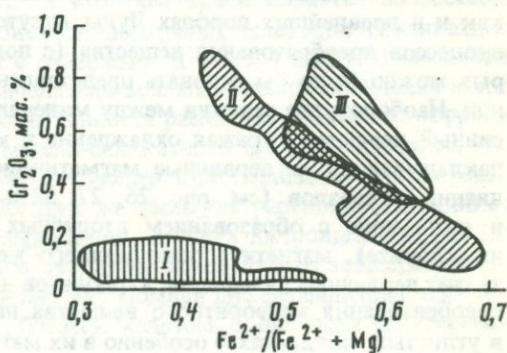


Рис. 64. Сопоставление корреляций содержания хрома и железистости базальтов срединных океанических хребтов (I) и лунных базальтов с низким (II) и высоким (III) содержанием титана [170]

Подведем некоторые итоги проведенного сравнительного изучения метеоритов, лунных и земных горных пород, дополненного экспериментальными исследованиями силикатных расплавов под водно-водородным давлением, имитирующего петрогенезис в восстановительных условиях. Хотя все эти исследования были посвящены конкретным петрологическим объектам, они затрагивают и некоторые общие вопросы происхождения планет земной группы и образования их внутренней расслоенности, которые в настоящее время могут разрешаться лишь в гипотетическом плане. Однако гипотетические представления должны непосредственно отражать данные изучения космических и земных объектов и по возможности не быть умозрительными. Большинство современных гипотез происхождения планет исходит из представлений о холодной конденсации и аккрегии космического вещества [4, 12, 73, 76] (на ней основаны так называемые космобарометры и термометры Э.Андерса [2]) с последующим его разогревом под влиянием тепла радиоактивного распада, гравитации или метеоритных ударов. Однако результаты изучения метеоритов и лунных пород с возрастом 4–5 млрд. лет — единственных объектов, характеризующих начало формирования и расслоения планет, противоречат подобным представлениям. Древнейшие породы Луны имеют магматическую природу, они образовались в ходе охлаждения и кристаллизации расплавов, что, как подчеркивалось В.Л. Барсуковым [4], противоречит представлениям о ее разогреве в результате радиоактивного распада элементов (времени для накопления радиоактивного тепла недостаточно), а энергия возможного гравитационного расслоения этой планеты незначительна. Аналогично древнейшие типы метеоритов [199] — хондриты типа *L*: Sultaprig (4,8 млрд. лет), Tennesilm (4,4 млрд. лет), Muizenberg (4,0 млрд. лет), ахондрит Juvinas (4,5 млрд. лет) и многие другие, как содержащие вулканическое стекло, так и полностью раскристаллизованные, образовались путем охлаждения соответствующих магм. Вообще в метеоритах, как и в древнейших породах Луны, отсутствуют признаки прогрессивных процессов преобразования вещества (с подъемом температуры), на которых можно было бы основать представления о его последующем плавлении. Наоборот, все реакции между минералами в метеоритах носят регрессивный характер, отражая охлаждение и кристаллизацию расплавов, или накладываются на первичные магматические высокотемпературные ассоциации минералов (см. рис. 26, 27, 32 и др.), приводя к их гидратации и окислению с образованием вторичных водных минералов (серпентина, хлорита), магнетита, замещающего железо, сульфатов, возникающих за счет первичных сульфидов, карбонатов и др. Эти процессы регрессивного преобразования метеоритного вещества наиболее интенсивно проявились в углистых хондритах и особенно в их матрице. Поэтому бедные хондрами

(некоторые типы *C2*) и не содержащие хондр углистые хондриты (*C1*) наиболее гидратированы и окислены. Соответственно они отличаются, по данным [146], более низкими значениями абсолютного возраста — 1,2–1,4 млрд. лет (Cold Bokkeveld, Ivuna, Orgueil) от менее гидратированных и окисленных хондритов *C2* и *C3*, имеющих возраст 2,4–4,5 млрд. лет (Mighei, Mokoia, Felix, Lance). Эти соотношения определяют образование низкотемпературной минерализации в хондритах как поздний наложенный процесс. Он не имеет прямого отношения к формированию первичного состава углистых хондритов, который сложился в ходе охлаждения соответствующих флюидных расплавов. При этом происходили следующие процессы: многократное выделение мелких каплевидных силикатных хондр со смещением их состава от пироксеновых к оливиновым, частичное слияние их в более крупные хондры, что зафиксировано структурами типа хондра в хондре (см. рис. 11, 24), перемещение хондр в матричном расплаве (аккумуляция), их консолидация и дробление. В обыкновенных хондритах наложенная гидратация практически отсутствует. Их петрохимия в сопоставлении с вариациями состава их силикатных и металлических фаз также отражает расщепление на хондры и матрицу и последующую кристаллизацию однородных железо-силикатных расплавов. В последовательности *H-L-LL* роль вхождения железа в состав силикатов возрастает и соответственно состав металлической фазы обогащается металлами, которые практически не входят в кристаллизующиеся силикаты (Ni, Au, Co, As, Pt, платиноиды и др.). Благодаря металл-силикатному фракционированию прослеживаются прямые корреляции содержаний указанных элементов в металлических фазах хондритов. Для никеля и иридия эта корреляция отражена на рис. 31. Строгая прямая корреляционная связь прослеживается между Ni и Au, содержание которых в металлической фазе хондритов возрастает: Ni — 8%, Au — 1,1 г/т (хондриты *H*); Ni — 14%, Au — 1,9 г/т (хондриты *L*); Ni — 25%, Au — 3,1 г/т (хондриты *LL*). Эти зависимости прослеживаются и в углистых хондритах, хотя они отличаются по валовому составу от других типов хондритов высокой степенью наложенного окисления элементов (для железа это отражено на рис. 9). Поздние процессы гидратации и окисления вещества углистых хондритов существенно не изменяют первичное фазовое распределение металлов. Как можно судить по железистости высокотемпературных силикатов (см. рис. 29), углистые хондриты первоначально относились к наиболее восстановленным типам, занимающим крайнее положение в ряду хондритов (*E, C, F*)—*H-L-LL*, в котором прослеживается возрастание степени окисления железа (железистости первичных силикатов и силикатных стекол) в прямой корреляции с содержанием никеля и других металлов, отличающихся от железа ограниченными возможностями вхождения в состав силикатов с возрастанием окисленности расплавов. Подобные корреляции отражают ведущую роль металл-силикатного фракционирования элементов в ходе расщепления и последующей кристаллизации хондритовых расплавов. Их расслоение на богатую железом ультраосновную и силикатную основную зоны, зафиксированное при изучении астероидов (см. рис. 30), представляет следующую стадию эволюции метеоритного вещества, на которой главное значение приобретает автономная дифференциация этих зон. В нижней ультраосновной зоне, богатой железом, происходит дифференци-

ация расплавов гравитационного характера, связанная с обособлением металлического ядра (железных метеоритов) и общим гравитационным скрытым расслоением, с которым связывается геохимическая специфика состава металлической фазы палласитов и железистых метеоритов, отличающая ее от металлической фазы хондритов по содержанию иридия (см. рис. 31), гелия (см. рис. 34), золота и многих других компонентов. В матрице хондритов эта автономная дифференциация проявилась незначительно. Металлическая фаза метеоритов состоит из тэнита, кристаллизующегося из расплава, и камасита, представляющего железную фазу, бедную никелем и золотом и образующуюся при распаде твердого раствора Fe—Ni. Чем ниже температура этого распада, тем в большей мере тэнит обогащен никелем относительно равновесного с ним камасита. С этим связано образование вторичной зональности кристаллов и полосок тэнита в камасите: по мере падения температуры их краевые части обогащаются никелем за счет смещения камасит-тэнитового равновесия в заключительный (постмагматический) этап их формирования при температуре 600—300°С.

Магматическая природа метеоритов подчеркивается также разделением их (см. рис. 36, 32, 33 и др.) на неравновесные (вулканические), обычно содержащие стекло, и равновесные (плутонические), полностью раскристаллизованные при более медленном охлаждении расплавов, в температурном интервале 1000—1300°С. Высокая температура кристаллизации исключает представления о них как об образованиях метаморфических. Вулканические и плутонические типы пород обычно несколько различаются петрохимическими. Так, в группе обыкновенных хондритов вулканические типы обычно несколько беднее железом и связанными с ним металлами по сравнению с плутоническими (в пределах соответствующих групп *H*, *L*, *LL* и более мелких подразделений). Это различие отражает неоднородность состава материнских тел хондритов, более богатых железом во внутренних частях относительно внешних. Однако в общем дифференциация хондритовых планетных тел, занимавших, по всей вероятности, внешние части пояса астероидов (см. рис. 4), укладывалась в рамки примитивного типа (без обособления силикатных расплавов хондр и богатого железом и углеродом флюидного расплава матриц в самостоятельные слои). Поскольку хондриты являются преобладающим типом метеоритов (составляют 86% общего числа (904) падений [134]), можно полагать, что в поясе астероидов доминировали примитивно дифференцированные планетные тела, с взрывным распадом которых связано образование астероидов и метеоритов. И только некоторые из них во внутренней части астероидного пояса (см. рис. 4) представляли собой тела, подобные распавшейся материнской планете астероидов Найза (силикатного состава) и Герта (существенно металлического состава) (см. рис. 30), сложенной существенно металлической фазой во внутренних частях и силикатной (ахондритовой) — во внешней. Подобные совокупности астероидов дают представление о строении планет земной группы на аналогичной стадии первичного расслоения, когда в их внутренних частях обособлялось богатое железом вещество типа палласитов, железистых метеоритов, а во внешней — существенно силикатное вещество, сходное с ахондритами. В дальнейшем внутренняя и внешняя зоны подвергались автономному расслоению с образованием современного слоистого строения планет, которое устанавлива-

ется по геофизическим данным (см. рис. 47). Такая схема расслоения планет, рассмотренная нами ранее [42], предопределяет их первично-расплавленное состояние, которое хорошо согласуется с магматической природой метеоритов и лунных пород, включая самые древние их типы с возрастом 4–5 млрд. лет. Следовательно, планеты земной группы могли первично обособиться только на регрессивной стадии развития Солнечной системы в ходе ее конденсации с обособлением от газовой небулы во внутренней части достаточно плотной (флюидно-магматической) фазы, способной оказывать на обособляющиеся планеты ограничивающее давление, препятствующее их распаду на начальных стадиях охлаждения. Эта фаза занимала в системе первичного расслоения область планет земной группы, включая пояс метеринских планет астероидов (см. рис. 4), и обладала скрытой расслоенностью с нарастанием содержания железа относительно магния и кремния по направлению к внутренним частям. Об этом можно судить по составу (см. рис. 37) и плотности вещества планет, которая уменьшается в последовательности: Меркурий (5,3)–Венера и Земля (4,4)–Марс (3,8)–материнские планеты астероидов (3,0–3,5). Даны значения плотности (в  $г/см^3$ ), приведенные Г.К. Юри к нулевому давлению. Обособление же протопланет в этом веществе происходило, по-видимому, по тому же ликвационному механизму, что и обособление хондр в хондритах (см. рис. 10, 11, 24), путем слияния мелких капель протопланетного вещества в крупные тела, вращающиеся вследствие дифференциального скольжения слоев окружающей их богатой железом флюидной матрицы. Вся эта достаточно плотная система протопланет и окружающего их вещества вращалась как единое жидкое тело, благодаря чему протопланеты приобрели момент количества движения, достаточный для стабилизации их на орбитах. На планеты приходится 98% общего момента количества движения Солнечной системы, что несоизмеримо с их небольшой массой. Поэтому планеты земной группы не могли возникнуть из туманности (небулы) путем ее холодной конденсации, как предполагается современными гипотезами. Известные представления Ф.О. Хойла [73] о сложном магнитном взаимодействии планет и Солнца, призванные обойти это затруднение, нам кажутся искусственными. В дальнейшем матричное вещество частично мигрировало, частично сконцентрировалось с образованием Солнца, в котором в настоящее время сосредоточилась основная масса Солнечной системы, причем в ходе этого процесса внешнее давление на планеты падало до величин их атмосферного давления. При этом недостаточно стабилизировавшиеся планеты, не успевшие должным образом расслоиться (с обособлением богатых железом флюидных расплавов во внутренних их частях), распались путем взрывов, давая начало астероидам и метеоритам.

Этот распад планет ограничивался главным образом периферией области формирования планет земной группы, где находится пояс астероидов (см. рис. 4).

Рассмотренный механизм по существу приложим и к объяснению происхождения естественных (не захваченных) спутников планет, которые обособлялись в виде жидких капель во внешних частях протопланет на разных стадиях их внутреннего расслоения. Например, Луна выделилась во внешней части прото-Земли на стадии ее двухслойного строения, когда

наша планета имела размер, охватывающий лунную орбиту. Прямым доказательством этого является валовой состав Луны, близкий к диогенитам (см. рис. 37), представляющим внешнюю зону прото-Земли на стадии ее двухслойного (палласит-диогенитового) строения. В дальнейшем Луна подвергалась автономному расслоению базит-гипербазитового (уреилит-эвкритового) типа с обособлением водорода и других летучих компонентов во внутренней (ультраосновной) зоне, стабилизировавшись, таким образом, как самостоятельная планета. Этот механизм хорошо объясняет движение спутников по орбитам в экваториальных поясах своих планет в направлении их вращения.

Изложенные представления отражают главную особенность строения Солнечной системы, которая выражается в первичной расслоенности ее на две части — внутреннюю, сложенную плотным веществом (Солнце и планеты земной группы), и внешнюю, представленную веществом малой плотности (планеты группы Юпитера). Это отражает общий закон распределения масс, свойственный Галактике, которая, как и Солнечная система, "выглядит сплюснутой, большая часть ее массы содержится в плоском диске и центральном ядре, а меньшая — в сферическом гало" [69, с. 20]. Аналогичное расслоение Солнечной системы на внутренний плоский диск (более плотное состояние) и внешнюю туманность (газообразную небулу) предопределило различие внутренних и внешних планет по составу и плотности (планеты земной группы состоят в основном из железа, магния и кремния, а планеты группы Юпитера — из водорода и гелия). Хотя плотность планет земной группы и доля металлического железа в их составе (относительно магния и кремния) понижаются с удалением от Солнца (Меркурий—Венера и Земля—Марс), переход к планетам группы Юпитера сопровождается резким скачком плотности с 3,94 (Марс) до 1,33 г/см<sup>3</sup> (Юпитер), и дальше плотность планет (в г/см<sup>3</sup>) изменяется незакономерно: Юпитер (1,33)—Сатурн (0,706)—Уран (1,70)—Нептун (2,26)—Плутон (5,5?). Их образование и развитие происходило по особым законам, возможно, путем холодной конденсации водорода, гелия, воды, метана, аммиака и аккреции твердых частиц в планетные тела. Этот процесс наглядно выражен в кольцах Сатурна, состоящих из множества твердых частиц, образующих упорядоченную систему, вращающуюся вместе с планетой. Инфракрасный спектр колец Сатурна напоминает спектр льда, гидратов метана и аммиака с общей плотностью около 0,6 г/см<sup>3</sup>. Размеры частиц варьируют в широких пределах с незакономерным расположением по крупности относительно планеты. Планеты-гиганты группы Юпитера отличаются от планет земной группы также малыми скоростями их движения по орбитам.

Изложенные гипотетические представления о происхождении планет земной группы непосредственно, как нам кажется, следуют из данных по метеоритам, имеющим возраст 4–5 млрд. лет. Метеориты всех типов (см. рис. 1), как испытывавшие только примитивную дифференциацию (хондриты, см. рис. 2), так и глубоко дифференцированные (железные кварциты, палласиты, мезосидериты и ахондриты), являются продуктами высокотемпературной кристаллизации флюидных (водно-водородных, водородных, углеводородных) железисто-силикатных магм. При дальнейшем развитии материнских планетных тел метеоритные магмы могли извергать-

ся на их поверхность и давать серию вулканических типов (стекловатых, пирокластических и др.) в условиях быстрого охлаждения и магматической дегазации. Стабилизации планетных тел способствовало их автономное расслоение, в ходе которого богатые железом и магнием расплавы обособлялись во внутренних частях планет, концентрируя в себе большую часть летучих компонентов под внешними оболочками относительно вязких, быстро затвердевающих расплавов, богатых кремнием и алюминием.

Автономное расслоение внутренней зоны, богатой железом, дало железное ядро, сосредоточившее в себе большую часть водорода и других летучих компонентов (на Земле частично сохранилось его первичное расплавленное состояние — внешнее ядро; см. рис. 47, E), и нижнюю мантию железо-оливинового нормативного состава. Внешняя ахондритовая зона, в свою очередь, подверглась базит-гипербазитовому расслоению с обособлением ультраосновной верхней мантии и основной коры. Поскольку эта верхняя зона первоначально по составу была близка диогенитам, которым отвечает также валовой состав Луны (см. рис. 37), при магматическом расщеплении образовалась мощная ультраосновная верхняя мантия и менее мощная кора, расслоенная от существенно пороксеновых (говардитов) через пироксен-плаггиоклазовые (эвкриты) до существенно плаггиоклазовых пород, наглядно представленных на лунной поверхности (см. рис. 44, II). По мере консолидации планет с периферии возникают локальные восходящие флюидные потоки вдоль ослабленных зон, стимулирующие развитие магматизма и метаморфизма и конвективное обновление первичной коры. Для этого этапа характерны сильно дифференцированные магматические серии пород с очень богатыми железом дифференциатами, которые параллелизуются с мезосидеритами (см. рис. 44, III). Возможно, их возникновение связано с вовлечением в магматизм богатого железом вещества глубинных зон планет и с восстановительным (водородным) характером флюидного воздействия, специфика влияния которого отражена на диаграмме рис. 60. Эта диаграмма наглядно отражает два главных тренда дифференциации магматических пород, играющих важную роль в ходе формирования верхних оболочек планет, которые экспериментально были воспроизведены под флюидным водно-водородным давлением. На ней видна зависимость трендов расщепления магм от характера флюидного воздействия. При водно-водородном составе флюидов осуществляется базит-гипербазитовый тип магматического расщепления, в результате которого происходило отделение первичной эвкритовой коры от вещества верхней мантии. Усиление водородного воздействия, связанного, по-видимому, с образованием глубинных разломов, проникающих во внутренние части планет, стимулирует дифференциацию базальтовых магм с отщеплением расплавов, богатых железом и титаном. Эти два тренда дифференциации, обозначенные на диаграмме (см. рис. 60) символами  $H_2O + H_2$  и  $H_2$ , отражающими различие их по характеру флюидного воздействия, имеют общее значение, прослеживаясь в толеит-базальтовых вулканических сериях и соответствующих им интрузивах на всех стадиях развития планет земной группы, в том числе в современных магматических проявлениях на Земле. Особенно показательны в этом отношении рудоносные интрузивы типа Бушвельда, в расслоении которых усматриваются

серии магматических пород, аналогичные сериям ахондритов (I, II), мезосидеритов (III) и лунных пород, как следует из их сопоставления на рис. 44. Богатые железом ассоциации магматических пород Бушвельда (III) частично входят в систему общего расслоения массива, залегая в его верхах совместно с гранофировыми гранитами, частично имеют наложенный характер, образуя поздние трубчатые внедрения (платиноносные гортонолитовые дуниты и др.; см. рис. 55, а).

Устанавливаются, таким образом, сходные процессы формирования расслоенных интрузивов и эвкритовой коры планет, представления о внешних слоях которых дают образцы лунных пород с возрастом около 4,5 млрд. лет (см. рис. 39), несмотря на принципиальные различия этих образований по многим характеристикам. Обновление первичной коры планет связано с образованием потоков флюидных компонентов, сконцентрировавшихся в их недрах в ходе первичного расслоения. Это конвективное обновление первичной коры на Земле прошло полностью, и в зонах растяжения и подъема мантийного вещества сформировалась тонкая земная кора океанического типа, которая при общем сходстве состава (см. рис. 49) отличается от лунной коры и метеоритов более высоким окислительным состоянием и по содержанию изотопов гелия (см. рис. 50). В областях сжатия формируется мощная кора континентального типа складчатого строения со слоями основных (мафических) и кислых (сиалических) пород (см. рис. 48), которые не имеют аналогов в образцах лунных пород и метеоритов. Эволюция магматических серий на Земле отражает необратимый процесс развития континентальной коры за счет океанической, главный вклад в который вносит метаморфическая дебазификация базальтовой коры и подстилающей ее ультраосновной мантии.

Развитие планет земной группы завершается образованием на их поверхности кольцевых структур. Кольцевые структуры связаны с падениями метеоритов (относятся к типу астроблем) и порождаются взрывными вулканическими процессами. Астроблемы отличаются наличием в них остатков метеоритов или общей зараженностью метеоритным веществом при его тонком распылении и испарении при ударах с последующим оседанием и конденсацией.

При испарении и последующей конденсации может существенно изменяться металлический состав метеоритного вещества вследствие дифференциальной миграции компонентов и смешивания с испаряющимся веществом пород, подвергающихся ударам. Так, металлическая фаза кратера Рис (у г. Нордлинген, ФРГ) во включениях и прожилках состоит в основном из железа с примесью хрома, никеля, кремния и кальция. Многие металлические шарики (сферулы) в кратерах состоят в основном из железа (иногда с оболочками вюститита) или сплава железа, хрома и никеля, широко варьируют по содержанию платины и платиноидов. Все эти отклонения от состава металлической фазы метеоритов отражают сложность процессов плавления, испарения, конденсации вещества, происходящих в динамике мощных метеоритных ударов. Большинство исследователей считают, что только в астроблемах получают развитие импактиты со свойственными им минералами высокого давления (коэзитом, стишовитом, алмазом, лонсдейлитом), стеклами мономинерального нормативного состава (лешательеритом и др.), диаплектовые кварц и полевые шпаты, планарные

структуры минералов, плавление с испарением и последующей конденсацией вещества. Однако остается неясным, в какой мере эти процессы имеют место при вулканических эксплозиях, которые могут проявляться катастрофически при газовых извержениях, подобных известному взрыву Кракатау в 1883 г. в Индонезии, приведшему к образованию на месте двух гор обширной морской депрессии глубиной около 300 м. Крайний тип подобного взрывного вулканизма получил название бандайсанского (по названию вулкана Бандайсан в 220 км к северу от Токио, извержение которого в 1886 г. представляло собой газовый взрыв с образованием глубокой кальдеры без лавовых излияний). При эксплозивных вулканических извержениях нередко возникают огромные количества тонко диспергированного материала (вулканического пепла, микролапиллей, лапиллей и вулканических бомб). Эти рыхлые отложения называются тефрой (при уплотнении из них образуются туфы).

Эксплозивный характер вулканизма на Луне усиливался отсутствием на ней гидро- и атмосферы. Извержения флюидных магм в глубокий вакуум на поверхность этой планеты приводили к очень тонкому измельчению и разбрызгиванию вулканического материала и образованию тефры (лунного реголита), мощным плащом покрывающего ее поверхность. Определенный вклад в формирование лунного реголита вносили ударные явления, обусловленные падением метеоритов и образованием астроблем в связи с наиболее мощными их ударами. Однако имеются признаки наложения этих ударных явлений на уже сформировавшийся реголит (наличие микроударных кратеров на поверхности стеклянных шариков и других составных частей реголита [27]). Лунный вулканизм с излияниями лав укладывается в возрастной интервал 2,3–4,6 млрд. лет, причем в ранний период (3,7–4,6 млрд. лет), как подчеркивалось П.Н. Кропоткиным [31], доминировали излияния лав (вследствие небольшой глубины залегания очагов и относительной легкости магматической дегазации) по всей лунной поверхности. Затем (в период 2,3–3,7 млрд. лет) подобный вулканизм низкой эксплозивности стал ограничиваться депрессиями, а на возвышенных площадях Луны развились эксплозивные вулканические явления, распространившиеся затем и на депрессии. Эта схема развития вулканизма Луны обусловлена, по представлениям П.Н. Кропоткина, консолидацией этой планеты и последовательным увеличением глубины магматических очагов, дававших все меньше и меньше лавового материала при вулканических извержениях. Это одно из вероятных объяснений неодинаковой распространенности кратеров на поверхности Луны: более древние, возвышенные площади Луны испещрены кратерами, а в депрессиях кратеры развиты более ограниченно. Другое объяснение дает метеоритная гипотеза происхождения кратеров, согласно которой возвышенные площади Луны, являясь более древними, более длительно подвергались метеоритной бомбардировке.

Лунные породы обладают намагниченностью, хотя магнитное поле на Луне отсутствует. Оно прекратило свое существование около 1,3 млрд. лет назад, когда произошла полная консолидация Луны. До этого лунное ядро сохраняло свое флюидно-расплавное (магматическое) состояние, вследствие чего создавалось магнитное поле этой планеты, так же как и на Земле, магнитное поле которой связывается с наличием частично жидкого ядра.

Вулканическая активность Луны могла продолжаться до ее полной консолидации (1,3 млрд. лет), хотя известны только более древние датировки лунных пород (2,3—4,6 млрд. лет). Возможно, в период 1,3—2,3 млрд. лет лунной поверхности достигали только газовые эманации и имел место эксплозивный вулканизм, сопровождавшийся накоплением рыхлых пирокластических отложений.

Таким образом, общая картина генетических соотношений рассмотренных космических и земных объектов вырисовывается в следующем виде. Первичное вещество внутренней части Солнечной системы, в которой обособились протопланеты земной группы, было представлено флюидным (водородным) расплавом, богатым железом, содержание которого возрастало по направлению к центру. Вследствие этого путем ликвационных обособлений возник ряд планет общего хондритового состава (см. рис. 37) с последовательным уменьшением в них доли железа относительно магния и кремния (в скобках — тип аналогичного хондрита): Меркурий (богатый железом  $F$ )—Земля и Венера ( $H$ ), Марс ( $L$ )—материнские планеты метеоритов и астероидов ( $LL$ ). Это расплавленное вещество играло по отношению к протопланетам такую же роль, как богатая углеродом и железом матрица хондритов по отношению к хондрам, оказывая на них общее давление, препятствовавшее распаду на ранних стадиях эволюции. Спад давления привел к распаду путем взрывов планет внешнего пояса (см. рис. 4, заштрихованная область), давших начало астероидам и метеоритам. Вариации состава этих образований обусловлены примитивной дифференциацией этих распавшихся планет (их скрытым расслоением) с уменьшением содержания железа и возрастанием его степени окисления от центра к краям в соответствии с рядом хондритов ( $F$  и  $E$ )— $H$ — $L$ — $LL$ .

Следующей эволюционной стадией является расслоение планет на внутреннюю (палласитовую) и внешнюю (ахондритовую) зоны. Эта стадия фиксируется в некоторых распавшихся планетах пояса астероидов (см. рис. 30), но в основном свойственна более внутренним планетам. Предполагается, что в ходе подобного расслоения в периферической части прото-Земли произошло обособление Луны, состав которой отвечает ахондритам (диогенитам). Затем внутренняя (палласитовая) и внешняя (ахондритовая) зоны планет и Луна подверглись дальнейшему автономному расслоению. Во внутренней зоне планет выделились металлическое ядро и ультраосновная нижняя мантия (с возрастанием в ней снизу вверх роли нормативного оливина относительно феррита), а внешняя зона планет и Луна дифференцировались на ультраосновную (перидотитовую) мантию и основную (эвкритовую) кору. В результате возникло первичное трехслойное строение планет земной группы, внутренне расслоенных на металлическое ядро, ультраосновную мантию и основную кору.

Заключительный эксперимент нашего исследования ставил своей целью воспроизвести подобное высокотемпературное расслоение однородного хондритового вещества под водно-водородным давлением по методике и на установке, которые рассматривались выше (см. рис. 7). Для этого был использован материал хондрита Царев (Zharev) следующего химического состава [5]:  $Fe_{2,88}^0 Fe_{5,35}^{2+} Mn_{0,10} Ni_{0,39}^0 Co_{0,02}^0 Mg_{13,14} Si_{14,19} \times Al_{1,02} Cr_{0,15} Ca_{0,73} Na_{0,45} K_{0,04} Ti_{0,03} P_{0,09} S_{1,26} O_{48,74}$ . Предварительные эксперименты с этим материалом показали, что под водно-водород-

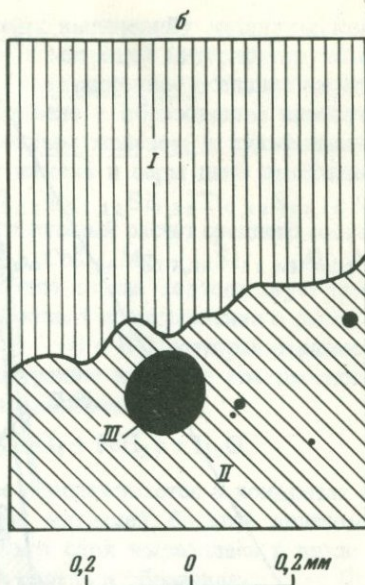


Рис. 65. Фрагмент экспериментального расслоения метеорита Царев (Zharev)  
 а — фотография сделана при одном никеле; б — зарисовка по фотографии; I — основной слой, сложенный стеклом и лучистыми кристаллами оливина и пироксена; II — ультраосновной слой, сложенный изометричными зернами оливина и стеклом; видны капли (III) металлической фазы в оливинном слое (структура типа жидкость в жидкости)

ным давлением однородный расплав этого хондрита вновь распадается на составные части (см. рис. 14), которые параллелизуются с его хондрами (каплевидные обособления основного состава, застывающие при закалке в виде стекла и лучистых кристаллов оливина и пироксена) и матрицей, сложенной изометричными зернами оливина, металлической фазой и стеклом. В настоящем эксперименте с выдержкой 5 ч при  $T = 1400^\circ \text{C}$  и давлении  $P = 400 \text{ МПа}$ , при мольной доле водорода  $N_{\text{H}_2} = 0,65$  было достигнуто расслаивание исходного расплава на основную (верхнюю), ультраосновную и металлическую (нижнюю) части, разделенные резкими границами (рис. 65). Каждый слой обладает скрытой расслоенностью (постепенным изменением состава по вертикали), которая характеризуется на диаграммах (рис. 66) и в табл. 29.

Верхний (коровый) слой (I) образовал при закалке стекло (с сеткой лучистых кристаллов оливина и пироксена). Он имеет средний состав (все железо дается в форме  $\text{FeO}$ ):  $\text{Fe}_{5,19}^{2+} \text{Mn}_{0,10} \text{Mg}_{11,89} \text{Si}_{15,00} \text{Al}_{0,98} \text{Cr}_{0,10} \times \text{Ca}_{0,84} \text{Na}_{0,52} \text{K}_{0,05} \text{Ti}_{0,03} \text{O}_{50}$ .

Ультраосновной (мантийный) слой (II) сложен оливином (изометричные зерна), металлической фазой и стеклом, ниже приводится его петрохимическая формула (силикатная часть, все железо дается в форме  $\text{FeO}$ ):  $\text{Fe}_{4,26}^{2+} \text{Mn}_{0,04} \text{Mg}_{19,19} \text{Si}_{12,67} \text{Al}_{0,25} \text{Cr}_{0,14} \text{Ca}_{0,44} \text{Na}_{0,17} \text{Ti}_{0,03} \text{O}_{50}$ . Он существенно раскристаллизован (ультраосновная магма при закалке не образует стекла), и магматическая (жидкостная) природа его обособления до-

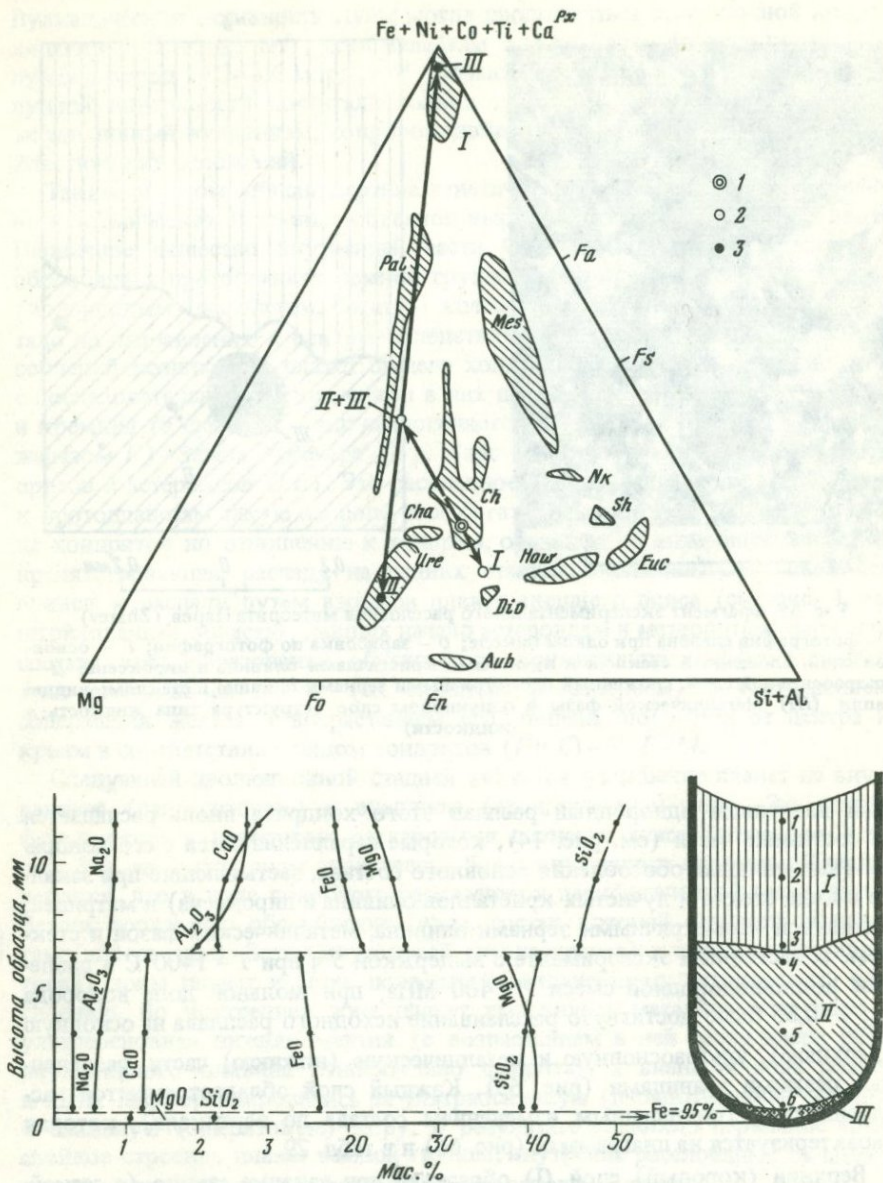
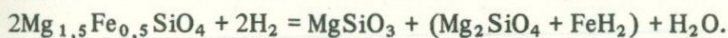


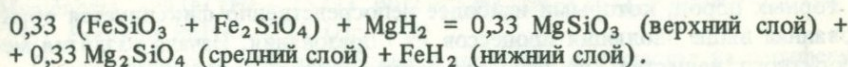
Рис. 66. Схема экспериментального расслоения расплава обыкновенного хондрита Царев (Zharev) под водно-водородным давлением ( $P = 400$  МПа,  $N_{H_2} = 0,65$ ,  $T = 1400^\circ\text{C}$ ) при выдержке 5 ч

I – исходный состав; 2 – продукты его расслоения на первой стадии I–(II + III); 3 – продукты окончательного расслоения II–III; точки 1–7 в зарисовке ампулы – места микрозондового определения состава (см. табл. 29); I – стекло с лучистыми кристаллами оливина и пироксена; II – тонкозернистая оливиновая порода со стеклом и каплями металлической фазы с сульфидами (в состав не вошли); III – металлическая фаза с сульфидами

казывается наличием в нем каплей (круглых выделений) металлической фазы (см. рис. 65). Их взаимоотношения с матрицей интерпретируются как текстура типа жидкость в жидкости. Гравитационное оседание металлических каплей в ультраосновном слое привело к образованию нижнего (ядерного) слоя (III), сложенного никелистым железом и сульфидами. Он имеет следующий состав (содержание никеля и серы дано приблизительно):  $Fe_{93,94}^0 Fe_{41,16}^{2+} Mn_{0,56} Ni_{12,61}^0 Co_{0,55} Mg_{2,11} Si_{2,96} Ti_{0,12} S_{41,16} \times X_{0,84}$ . Интерес представляет также приблизительный расчет среднего состава слоев II + III:  $Fe_{10,05}^0 Fe_{8,21}^{2+} Mn_{0,10} Ni_{1,34}^0 Co_{0,06} Mg_{17,36} Si_{11,63} Al_{0,22} \times X Cr_{0,12} Ca_{0,39} Na_{0,15} Ti_{0,04} S_{4,40} O_{45,60}$ . Этот состав соответствует палласитам и дает в сопоставлении с составом зоны I представление о начальной стадии рассматриваемого расщепления I — (II + III), которая отражает выделение пироксенитового слоя и концентрации железа в ультраосновном слое вследствие специфического влияния водорода:



Это расщепление аналогично тому, которое прослеживается в хондритах с пироксеновыми хондрами и ультраосновной матрицей, богатой железом. Дальнейшая дифференциация ультраосновного слоя выразилась в ликвиационном обособлении в нем металлических каплей и образовании слоя III. Это состояние является наиболее стабильным для водородных ультраосновных магм вследствие высокого относительного сродства водорода к железу, как можно судить по обменным реакциям типа



Свободная энергия этой реакции  $\Delta Z_{1300}^0 = -294$  кДж определяет смещенность ее вправо с концентрацией магния в силикатных, а железа — в металлическом (более водородном) расплавах. В ходе последующей консолидации водород мигрирует, так что твердыми аналогами образований зоны III являются железные метеориты.

Рассмотренные последовательные стадии экспериментального расслоения хондритового расплава под водно-водородным флюидным воздействием I—(II + III) и I—II—III схематически показаны на треугольной диаграмме (см. рис. 66). Они закономерно вписываются в общую систему эволюции метеоритного вещества и планет земной группы, отражая стадию их первичного расслоения на силикатную и богатую железом зоны и автономную дифференциацию этих зон планет. При этом внутренняя зона дифференцировалась на железное ядро (железные метеориты) и нижнюю мантию (богатые оливином палласиты и уреилиты), в результате чего состав металлической фазы в них существенно изменяется, особенно содержание тяжелых металлов и гелия. Во внешней зоне обособляются ультраосновная мантия (формация лунных пород I, см. рис. 39) и первичная кора, представленная рядом дифференциатов (снизу вверх): обриты—говардиты—эвкриты—плаггиоэвкриты (лунные плаггиодолериты, микроанортозиты и другие породы формации II, см. рис. 39).

Дальнейшее развитие планет, как отмечалось, связано с обновлением их первичной коры. К началу этой эволюционной стадии относится формация лунных пород III (см. рис. 39), богатые железом типы которых об-

Т а б л и ц а 29. Результаты микронзондового анализа продуктов экспериментального расслоения метеорита Царев (Zharev)

Зоны и номера точек на рис. 66		Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Si
I	1	4,90	0,098	10,93	15,63
	2	5,23	0,096	11,92	15,05
	3	5,76	0,105	12,60	14,63
	4	4,03	0,043	18,16	13,34
II	5	4,27	0,043	19,24	12,75
	6	4,52	0,043	19,41	12,57
III	7	41,16	0,560	2,11	2,96

Примечание. В ан. 7 дополнительно содержатся Fe<sup>0</sup> + Co<sup>0</sup> + Ni<sup>0</sup> = 107,10, S = 41,16.

наруживают сходство с мезосидеритами (см. рис. 44). На Земле этот процесс преобразования верхних оболочек планет привел к полному замещению первичной коры и к развитию ее особых типов — океанической и складчатой континентальной, сложенных горными породами, которые не имеют аналогов среди метеоритов и лунных образований.

В заключение остановимся на возрастных характеристиках метеоритов и горных пород, которыми наиболее непосредственно фиксируется образованная выше эволюция процессов их образования. Начало развития метеоритного вещества (до палласит-хондритового расслоения в материнских планетных телах) характеризуется хондритами с наибольшими значениями абсолютного возраста, близкими к 5 млрд. лет. Это широко распространенные типы хондритов, наиболее богатые гелием и особенно его легким изотопом, занимающие на диаграммах (см. рис. 21, 28) верхнюю часть хондритового поля. Примером может служить обыкновенный хондрит Sultanpur (тип *L*) с возрастом 4,8 млрд. лет с очень высоким содержанием гелия — 2656 см<sup>3</sup>/г · 10<sup>8</sup> [199]. Подобные метеориты по их происхождению можно связать с материнскими планетами во внешней части пояса астероидов (см. рис. 4), которые распались на заре формирования планет земной группы. Это связано с падением общего ограничивающего давления и с консолидацией планет к периферии, ведущей к возрастанию флюидного давления в их недрах и планетным взрывам. Однако даже такие слабо дифференцированные (хондритовые) планеты могли стабилизироваться и длительно развиваться вследствие активизации вулканической деятельности, дающей выход к поверхности газам и флюидным хондритовым магмам. Об этом свидетельствуют широкое распространение стекловатых (вулканических) типов хондритов и их обломочных (пирокластических) разновидностей, а также абсолютный возраст хондритов, варьирующий в широком диапазоне 0,17—4,8 млрд. лет [199], хотя доминируют древние возраста (3,8—4,8 млрд. лет). Относительно молодой возраст (1—2 млрд. лет) имеют гидротермально-измененные и окисленные в низкотемпературных условиях углистые хондриты (*C1*, *C2*). Развитие хондритового вулканизма и обновление коры материнских планет хондритов сопровождалось миграцией гелия и особенно его легко-

Al	Ca	Na	K	Ti	O
1,000	0,964	0,543	0,048	0,023	50
0,980	0,828	0,538	0,044	0,026	50
0,772	0,794	0,499	0,041	0,029	50
0,317	0,463	0,180	0,002	0,026	50
0,247	0,432	0,172	0,002	0,026	50
0,209	0,425	0,166	0,002	0,026	50
—	—	—	—	0,120	8,84

го изотопа с соответствующим изменением положения их фигуративных точек на рис. 21 и 28. Соответственно абсолютный возраст хондритов в общем прямо коррелируется с содержанием в них гелия (рис. 67), что иллюстрируется ниже рядом обыкновенных хондритов (возраст — в млрд. лет, содержание гелия — в  $\text{см}^3/\text{г} \cdot 10^8$ ): Tennesilm — 4,4 (He — 1939), Muizenberg — 4,00 (He — 1537), Bori — 3,00 (He — 787), Kimble — 1,2 (He — 263), Fremont Butte — 0,17 (He — 88).

Одновременно с этой эволюцией хондритового вещества на периферии пояса астероидов в его внутренних частях происходило более глубокое расслоение планетных тел (см. рис. 30), давших начало, с одной стороны, железным метеоритам, палласитам, уреилитам (вещество их внутренних частей), с другой стороны, обритам, диогенитам, говардитам, эвкритам, составлявшим их первичные коры. Особую группу метеоритов, связанную с поздней активизацией этих кор, представляют шерготтиты, наклиты, ангриты, мезосидериты (см. рис. 1) и ультраосновные богатые железом разновидности (шассиньиты, см. рис. 66). Эта стадийность образования ахондритов различного типа подтверждается определениями их абсолютного возраста. Первичное расслоение планет с образованием их основных кор имеет очень древний возраст — порядка 4,6 млрд. лет. Такой абсолютный возраст определен для эвкритов и сходных с ними об-

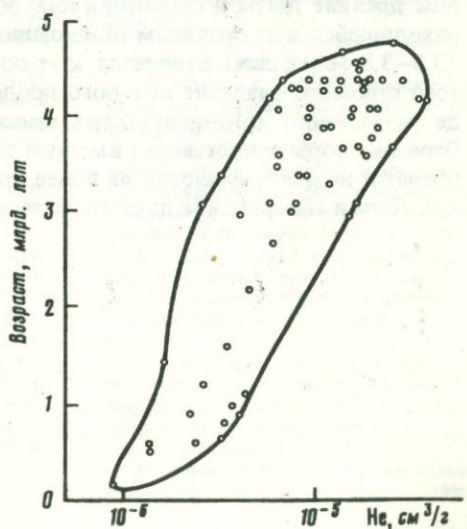


Рис. 67. Валовое содержание гелия в хондритах в зависимости от их абсолютного возраста [199]

разцов лунных пород (см. рис. 44), составляющих на Луне первичную кору мощностью около 60 км. При этом расслоении флюидные компоненты, богатые водородом, углеводородом, концентрируются в недрах планет и сохраняются до их полной консолидации, при которой исчезают их магнитные поля, вулканизм и другие проявления тектонической активности. До этого внешние оболочки планет (литосферы) непрерывно изменяются под влиянием восходящих флюидных потоков, стимулирующих развитие наложенного магматизма и метаморфизма. Для этой стадии характерно развитие богатых железом магматических образований — ультраосновного (шассиньиты) или основного (шерготтиты, наклиты) состава, аналогами которых являются лунные базальты формации III, доминирующие в депрессиях лунной поверхности (см. рис. 39). Возраст их на Луне варьирует в пределах 2,3–3,1 млрд. лет [27]. Лунные породы обладают остаточной намагниченностью, изучение которой показывает, что магнитное поле на Луне прекратило свое существование около 1,3 млрд. лет назад. Эту дату можно рассматривать в качестве вероятного нижнего предела развития вулканизма на этой планете. Близкий к этому возраст имеют метеоритные аналоги богатых железом лунных пород [196] — шерготтиты (возраст — в млрд. лет): Shergotty (1,34), Zagami (1,34) и др.; наклиты: Nakhla (1,37), La Fayette (1,33), Governador Valadares (1,33); шассиньиты: Chassigny (1,39), Brachina (1,27).

Палеомагнитные измерения определяют значительно более низкую остаточную намагниченность шерготтитов, равную 0,01 Э, по сравнению со средней величиной 0,11 Э для эвкритов [196]. Это дополнительно свидетельствует о формировании этих метеоритов на поздней стадии развития их материнских планетных тел (в условиях затухания напряженности магнитных полей).

На Земле не сохранилось даже реликтов пород первичной коры, аналогичных эвкритам или лунным породам, например, по изотопным характеристикам (см. рис. 50). Первичная кора на Земле полностью заместилась новыми типами коры — континентальной (гранито-гнейсовой), составляющей древние щиты и основания платформ, и океанической (базальтовой), находящейся в постоянном обновлении. Древнейшие датировки на Земле (3,6–3,8 млрд. лет) относятся к гранито-гнейсовому типу коры складчатого строения, развитие которого продолжается по настоящее время в ходе разрастания континентальных массивов за счет океанических впадин. Этот тип коры представляет высшую ступень эволюции внешних оболочек планет и не имеет аналогов на более примитивно развитых планетах, таких как Луна и материнские планеты метеоритов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Амбарцумян В.А. Проблемы внегалактических исследований. — В кн.: Вопросы космогонии. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 8.
2. Андерс Э. Физико-химические процессы в Солнечной туманности по метеоритным данным. — В кн.: Происхождение Солнечной системы. М.: Мир, 1976.
3. Баженов И.К., Индукаев Ю.В., Яхно А.В. Самородное железо в габбро-долеритах р. Курейки (Красноярский край). — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1959, 88, вып. 2.
4. Барсуков В.Л. Сравнительная планетология и ранняя история Земли. — Геохимия, 1981, № 11.
5. Барсукова Л.Д., Харитонова В.Р., Банных Л.Н. Химический состав метеорита Царев. — В кн.: Тез. докл. XVIII Всесоюз. метеорит. конф. М.: Наука, 1981.
6. Безмен Н.И., Персиков Э.С. Влияние водорода на дифференциацию основных магматических расплавов. — Докл. АН СССР, 1979, 248, № 5.
7. Бобривич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др. Алмазные месторождения Якутии. М.: Госгеолтехиздат, 1959.
8. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974.
9. Вагнер П.А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. М.: Цветметиздат, 1932.
10. Вдовыкин Г.П. Углеродистое вещество метеоритов. М.: Наука, 1967.
11. Вдовыкин Г.П. Алмазы в метеоритах. М.: Наука, 1970.
12. Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
13. Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976.
14. Войткевич Г.В. Химическая эволюция Солнечной системы. М.: Наука, 1979.
15. Гаст П.В. Химия земных и лунных базальтовых пород. М.: Наука, 1973.
16. Герлинг Э.К., Мамурин Б.А., Толстихин И.Н., Яковлева С.С. Изотопный состав гелия в некоторых горных породах. — Геохимия, № 1971, № 10.
17. Герлинг Э.К., Толстихин И.Н., Друбейко Е.Р. и др. Изотопы гелия и аргона в породообразующих минералах. — Геохимия, 1976, № 11.
18. Диков Ю.П., Богатиков О.А., Барсуков В.Л. и др. Исследование образцов "Луна-24" методом рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии. — В кн.: Лунный грунт из моря Кризисов. М.: Наука, 1980.
19. Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я. Петрография и петрохимия коренных пород Аравийско-Индийского хребта. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон мирового океана. М.: Наука, 1972, т. 2.
20. Ейшеев Н.А., Никольский Н.П., Кушев В.Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961.
21. Ежимова Т.Е. Новые данные по минералогии рутиловых эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1979, № 2.
22. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967.
23. Зейлик Б.С. О природе кольцевых структур Казахстана на основе сопоставления с кольцевыми структурами других планет. — В кн.: Космогенные структуры Земли. М.: Наука, 1980.
24. Ивановская И.Н., Зезин Р.Б., Галимов Э.М. Распределение изотопов углерода в зональных кристаллах алмаза из месторождений Якутии. — В кн.: VIII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1980.
25. Импактиты/Под ред. А.А. Маракушева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981.
26. Камерон А.Г.У. Модели первичной Солнечной туманности. — В кн.: Происхождение Солнечной системы. М.: Мир, 1976.
27. Кинг Э.А. Космическая геология. Введение. М.: Мир, 1979.
28. Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973.
29. Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкордового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. — В кн.: Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968.
30. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979.
31. Кропоткин П.Н. Три типа рельефа планеты Марс. — Геотектоника, 1971, № 5.
32. Лаврухина А.К., Люль А.Ю., Барышникова Г.В. О распределении сидерофильных элементов в Fe, Ni-фазе обыкновенных и экзистивных хондритов. — Геохимия, 1982, № 5.
33. Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980.

34. Левский Л.К., Федорова И.В., Яковлева С.З. Распределение инертных газов в хондритах. — Геохимия, 1971, № 5.
35. Мак-Крей У.Х. Происхождение Солнечной системы. — В кн.: Происхождение Солнечной системы. М.: Мир, 1976.
36. Мамурин Б.А., Герасимовский В.И., Хабарин Л.В. Изотопы гелия в породах рифтовых зон Восточной Африки и Исландии. — Геохимия, 1974, № 5.
37. Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973.
38. Маракушев А.А. Достижения и проблемы петрографии. — Вестн. Моск. ун-та, 1977, № 5.
39. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование: (Геохимические аспекты). М.: Наука, 1979.
40. Маракушев А.А. Проблема генезиса расслоенных интрузивов. — В кн.: Контактные процессы и орудование в габбро-перидотитовых интрузивах. М.: Наука, 1979.
41. Маракушев А.А. Происхождение алмазов. — Природа, 1982, № 2.
42. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Некоторые аспекты космической и глобальной петрологии. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1980, № 5.
43. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Специфика ликвации магм под давлением водорода в связи с генезисом хондритов. — Докл. АН СССР, 1980, 251, № 5.
44. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Природа и петрохимические типы метеоритов. — В кн.: XVIII Всесоюз. метеорит. конф. М.: Наука, 1981.
45. Маракушев А.А., Панелях Н.А. Закономерности фракционирования стабильных изотопов химических элементов. — Геохимия, 1980, № 11.
46. Маракушев А.А., Панелях Н.А. Типы офиолитовых поясов и специфика их метаморфизма. — В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981.
47. Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — В кн.: I Междунар. геохим. конгр. Кн. I. Метаморфизм и метасоматоз. М.: Наука, 1972.
48. Маракушев А.А., Яковлева Е.Б. Генезис кислых лав. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1975, № 1.
49. Маракушев А.А., Безмен Н.И., Мальков Б.А. К проблеме генезиса алмазов. — Минерал. журн., 1980, № 5.
50. Маракушев А.А., Иванов И.Л., Римкевич В.С. Экспериментальное воспроизведение ритмичной магматической расслоенности. — Докл. АН СССР, 1981, 258, № 1.
51. Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971.
52. Масайтус В.Л. Псевдомагматические и другие геологические формации ударно-взрывного происхождения. — В кн.: Проблемы магматических формаций. М.: Наука, 1974.
53. Масайтус В.Л. Петрология и геология импактивов. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976.
54. Мурс Э.М., Вайн Ф.Дж. Массив Т. дос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
55. Мюллер Р., Саксена С. Химическая петрология. М.: Мир, 1980.
56. Персиков Э.С., Эпельбаум М.Б. Установка для исследования вязкости и плотности магматических расплавов при высоких давлениях. — В кн.: Эксперимент и техника высоких газовых и твердофазовых давлений. М.: Наука, 1978.
57. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973.
58. Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975.
59. Пономаренко А.И. О включении глубинной породы флогопит-оливин-пикроилменитового состава из кимберлитов Якутии и ее взаимоотношения с пироповым перидотитом. — Докл. АН СССР, 1971, 200, № 6.
60. Раген Э. Плутонические породы. М.: Мир, 1972.
61. Рингвуд А.Е. Состав и происхождение Земли. М.: Наука, 1981.
62. Семененко Н.П. Континентальная кора. Киев: Наук. думка, 1975.
63. Сладкевич В.В. Расслоенные плутоны — возможный источник алмазоносных мантийных ксенолитов. — В кн.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1980.
64. Смолькин В.Ф. О формационной принадлежности интрузивов Печенгского никеленосного комплекса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 6.
65. Соболев В.С., Харьков А.Д., Соболев Н.В. и др. Зональный гранат из кимберлита трубки Мир, Якутия. — Докл. АН СССР, 1972, 207, № 2.
66. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974.

67. *Соболев Н.В., Галимов Э.М., Ивановская И.Н., Ефимова Э.С.* Изотопный состав углерода алмазов, содержащих кристаллические включения. — Докл. АН СССР, 1979, 249, № 5.
68. *Стрыкин А.И.* Петрология и рудные формации докембрия Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1978.
69. *Тейлер Р.Дж.* Происхождение химических элементов. М.: Мир, 1975.
70. *Толстихин И.Н., Мамырин Б.А., Хабарин Л.В.* Аномальный изотопный состав гелия в некоторых ксенолитах. — Геохимия, 1972, № 5.
71. *Флоренский К.П.* Методологическое значение сравнительно-планетологических исследований для познания ранней истории Земли. — В кн.: Основные проблемы взаимосвязи Земли и космоса. М.: ГЕОХИ, ИФЗ АН СССР, 1981.
72. *Харьков А.Д.* Кимберлитовые жилы, сопряженные с трубками, как самостоятельная фаза кимберлитового магматизма. — Докл. АН СССР, 1975, 224, № 1.
73. *Хойл Ф.О.* О происхождении Солнечной туманности. — Вопр. космогонии, 1960, вып. 7.
74. *Чирвинский П.Н.* Палласиты, их количественный химико-минералогический состав и количественная роль среди других групп метеоритов. — Метеоритика, 1949, № 6.
75. *Шуколюков Ю.А., Верховский А.Б., Друбецкой Е.Р.* и др. Поиски изотопных признаков мантйного происхождения вещества самородных металлов в траптовых породах. — Геохимия, 1981, № 10.
76. *Юри Г.К.* Существование объектов лунной массы на ранней стадии развития Солнечной системы и захват как основной процесс происхождения спутников. — В кн.: Происхождение Солнечной системы. М.: Мир, 1976.
77. *Явнель А.А., Дьяконова М.И.* Химический состав метеоритов. — Метеоритика, 1958, № 15.
78. *Яковлев О.М.* Ультраосновные и кислые породы Луны. — Геохимия, 1977, № 12.
79. *Adams J.B.* Surface movement. — Geotimes, 1977, 22, N 5.
80. *Anders E., Lipschutz M.E.* Critique of paper by N.L. Carter and G.C. Kennedy "Origin of diamonds in the Canyon Diablo and Novo Urei meteorites". — J. Geophys. Res., 1966, 71, N 2.
81. *Anderson A.T.* The texture and mineralogy of Lunar peridotite, 15445.10. — J. Geol., 1973, 81, N 2.
82. *Anhaeusser C.R.* Evolution of archaean greenstone belts. — Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1971, 3.
83. *Arndt N.T.* Thick, layered peridotite-gabbro lava flows in Munro Township, Ontario. — Canad. J. Earth Sci., 1977, 14.
84. *Arndt N.T., Naldrett A.J., Pyke D.R.* Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario. — J. Petrol., 1977, 18, N 2.
85. *Begemann F., Weber H.W., Volsek E., Hintenberger H.* Rare gases and  $^{36}\text{Cl}$  in stony-iron meteorites: Cosmogenic elemental production rates, exposure ages, diffusion losses and thermal histories. — Geochim. et cosmochim. acta, 1976, 40.
86. *Bence A.E.* Maria and other volcanic landforms. — Geotimes, 1977, 22, N 5.
87. *Berkley J.L., Brown G., Keil K.* The Kenna ureilite: an ultramafic rocks with evidence for igneous, metamorphic, and shock origin. — Geochim. et cosmochim. acta, 1976, 40.
88. *Berkley J.L., Taylor G.J., Keil K.* The nature and origin of ureilites. — Geochim. et cosmochim. acta, 1980, 44.
89. *Biggar G.M., O'Hara M.J., Pekkett A., Humphries D.J.* Lunar lavas and achondrites. — Proc. Lunar Sci. Conf., 1971, 1.
90. *Boctor N.Z., Meyer H.O.A., Kullerud G.* Lafayette meteorite: petrology and opaque mineralogy. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, 32.
91. *Buchanan D.L.* The petrography of the Bushveld complex intersected by boreholes in the Bethal area. — Trans. Geol. Soc. Afr., 1975, 78, N 3.
92. *Buseck P.R.* Pallasite meteorites — mineralogy and geochemistry. — Geochim. et cosmochim. acta, 1977, 41, N 6.
93. *Carter N.L., Kennedy G.C.* Origin of diamonds in the Canyon Diablo and Novo Urei meteorites. — J. Geophys. Res., 1966, 71, N 2.
94. *Clarke R.S., Jarosevich E., Mason B.* et al. The allende, Mexico, meteorite shower. — Smithsonian Contr. Earth Sci., 1970, N 5.
95. *Clayton R.N., Mayeda T.K.* Genetic relations between the Moon and meteorites. — In: Proc. Lunar Sci. Conf. 6<sup>th</sup>, 1975.
96. *Clayton R.N., Mayeda T.K.* Genetic relations between iron and stony meteorites. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, 40.
97. *Clayton R.N., Grossman L., Mayeda T.K.* A component of primitive nuclear composition in carbonaceous meteorites. — Science, 1973, 182, N 4111.
98. *Clayton R.N., Onuma N., Mayeda T.K.* A classification of meteorites based on oxygen isotopes. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, 30.
99. *Clayton R.N., Onuma N., Grossman L., Mayeda T.K.* Distribution of the pre-solar component in Allende and other

carbonaceous chondrites. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, 34.

100. Coleman R.G., Peterman Z.E. Oceanic plagiogranite. - J. Geophys. Res., 1975, 80, N 8.

101. Craig H. The geochemistry of the stable carbon isotopes. - Geochim. et cosmochim. acta, 1953, 3, N 2/3.

102. Craig H., Lupton J.E. Primordial neon, helium and hydrogen in oceanic basalts. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, 31.

103. Daly R.A. Bushveld igneous complex of the Transvaal. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1928, 39.

104. De Paolo D.J., Wasserburg G.J. Neodymium isotopes in flood basalts from the Siberian platform and inferences about their sources. - Proc. Nat. Acad. Sci., 1979, 76, N 7/8.

105. Dodd R.T., Van Schmus W.R., Koffman D.M. A survey of the unquadrated ordinary chondrites. - Geochim. et cosmochim. acta, 1967, 31.

106. Dorman J., Ewing M., Oliver J. Study of shear velocity distribution in the upper mantle by mantle Rayleigh waves. - Bull. Seismol. Soc. Amer., 1960, 50, N 1.

107. Eade K.E., Fahrig W.E., Maxwell L.A. Composition of crystalline shield rocks and fractionation effects of regional metamorphism. - Nature, 1966, 211.

108. Eberhard P., Eugster O., Geiss J. Radiation ages of aubrites. - J. Geophys. Res., 1965, 70.

109. Engel C.G., Fisher R.L. Granitic to ultramafic rocks complexes of the Indian ocean ridge system, western Indian ocean. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, 86.

110. Fallen diamonds. - Geotimes, 1981, 26, N 7.

111. Fiala J., Padera K. The chemistry of the minerals of the pyrope dunite from borehole T-7 near Stare (Bohemia). - Tschermaks Min. Petr. Mitt., 1977, 24.

112. Floran R.J., Prinz M., Hlava P.F. et al. The Chassigny meteorite: a cumulate dunite with hydrous amphibole-bearing melt inclusions. - Geochim. et cosmochim. acta, 1978, 42.

113. Fredrikson K., Jarosevich E., Nelen J. The sharps chondrite—new evidence on the origin of chondrules and chondrites. - In: Meteorite research/Ed. P.M. Millman. 1969.

114. Fredriksson K., Dube A., Jarosevich E. et al. The Pulsora anomaly: a case against metamorphic equilibration in chondrites. - Miner. Sci. Invest., 1972/1973; Smithsonian Contribs Earth Sci., 1975, 14.

115. Fulchignoni M., Funicello R., Taddenci A., Trigila R. Glassy spheroids in Lunar fines from Apollo 12 samples. -

In: Proc. II Lunar Sci. Conf., 1971, 1.

116. Graham A.L., Easton A.J., Hutchison R. Forsterite chondrites; the meteorites Kakangari, Mount Morris (Wisconsin), Pontlytyni, and Winona. - Miner. Mag., 1977, 41.

117. Grossman I. Petrography and mineral chemistry of Ca-rich inclusions in the Allende meteorite. - Geochim. et cosmochim. acta, 1975, 39, N 4.

118. Hall A.L. The Bushveld igneous complex of the Central Transvaal. - Mem. Geol. Surv. S. Afr., 1932, 28.

119. Hamilton P.J., O'Nions R.K., Even- sen N.M. Sm-Nd dating of archean basic and ultrabasic volcanics. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, 36, N 2.

120. Heymann D. Cosmogenic and radiogenic helium, neon, and argon in amphoteric chondrites. - J. Geophys. Res., 1965, 70, N 15.

121. Hintenberger H., Wänke H. Helium- und neonisotope in eisenmeteoriten. - Ztschr. Naturforsch., 1964, 19a.

122. Hintenberger H., Schultz L., Wänke H., Weber H. Helium- und neon-isotope in eisenmeteoriten und der tritiumverlust in hexaedriten. - Ztschr. Naturforsch., 1967, 22a.

123. Huneke J.C., Podosek I.A., Burnett D.S., Wasserburg G.J. Rare gas studies of the galactic cosmic ray irradiation history of lunar rocks. - Geochim. et cosmochim. acta, 1972, 36.

124. Jaques A.L., Chappell R.W. Petrology and trace element geochemistry of the Papuan ultramafic belt. - Contribs Mineral. and Petrol., 1980, 75, N 1.

125. Jarosevich E. Chemical analyses of ten stony meteorites. - Geochim. et cosmochim. acta, 1966, 30.

126. Jarosevich E. Chemical analyses of seven stony meteorites and one iron with silicate inclusions. - Geochim. et cosmochim. acta, 1967, 31.

127. Jeffery P.M., Anders E. Primordial noble gases in separated meteoritic minerals - I. - Geochim. et cosmochim. acta, 1970, 34.

128. Jerome D.Y., Michel-Levy M.C. The Washougal meteorite. - Meteoritics, 1972, 7, N 4.

129. Kaneoka I., Takaoka N., Aoki K.-T. Rare gases in a phlogopite nodule and a phlogopite-bearing peridotite in South African kimberlites. - Earth Planet. Sci. Lett., 1977, 36.

130. Kay R., Senechal R.G. The rare earth geochemistry of the Troodos ophiolite complex. - J. Geophys. Res., 1976, 81, N 10.

131. Kay R., Hubbard N.J., Gast P.W. Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. - J. Geophys. Res., 1970, 75, N 8.

132. *Keil K.* The iron, magnesium, and calcium distribution in coexisting olivines and rhombic pyroxenes of chondrites. - *J. Geophys. Res.*, 1964, 69.
133. *Keil K., Fredriksson K.* The Fe, Mg and Ca distribution of coexisting olivines and rhombic pyroxenes of chondrites. - *J. Geophys. Res.*, 1964, 69.
134. *King T.V.V., Seore R., Gabel E.M., Mason B.* Meteorite discriptions. - *Smithsonian Contris Earth Sci.*, 1980, 23.
135. *Kornprobst J.* Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rif Interne, Maroc): Etude des peridotites de haute temperature et de haute pression, et des pyroxenolites, a grenat ou sans grenat, qui leur sont associees. - *Contribs Miner. and Petrol.*, 1969, 23, N 4.
136. *Kräkenbühl U., Morgan J.W., Ganapathy R., Anders E.* Abundance of 17 trace elements in carbonaceous chondrites. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, 37.
137. *Kurat G., Hoinkes G., Fredriksson K.* Zoned Ca-Al-rich chondrule in Bali: new evidence against the primordial condensation model. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, 26, N 2.
138. *Liebenberg C.J.* The trace elements of the rocks of Bushveld igneous complex. - *Publ. Univ. van Pretoria, Nuwe Reeks*, 1960, N 12.
139. *Lock N.P., Dawson J.B.* Garnet-olivine reaction in the upper mantle: evidence from peridotite xenolith in the Letseng-La-Terae kimberlites, Lesotho. - *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 1980, 71.
140. *Lovering J.F.* Pressures and temperatures within a typical parent meteorite body. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1957, 12, N 3.
141. *Lumpkin G.R.* Nepheline and sodalite in barred olivine chondrule from the Allende meteorite. - *Meteoritics*, 1980, N 2.
142. *Ma M.S., Murali A.V., Schmitt R.A.* Genesis of the Angra Dos Reis and other achondritic meteorites. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, 35.
143. *MacDonald G.J.F.* The deep structure of continents. - *Rev. Geophys.*, 1963, 1.
144. *MacRae N.D.* Ultramafic intrusion of the Abitibi area, Ontario. - *Canad. J. Earth Sci.*, 1969, 6.
145. *Marvin U.B., Wood J.A.* The Haverö ureilite: petrographic notes. - *Meteoritics*, 1972, 7, N 4.
146. *Mason B.* The carbonaceous chondrites. - *Space Sci. Rev.*, 1963, 1, N 4.
147. *Mason B.* The enstatite chondrites. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1966, 30.
148. *Mason B.* Handbook of elemental abundances in meteorites. Gordon a. Breach, 1971.
149. *Mason B., Nelen J.* The Weatherford meteorite. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, 32.
150. *Mason B., Jarosevich E., Nelen J.A.* The pyroxene-plagioclase achondrites. - *Smithsonian Contris Earth Sci.*, 1979, 22.
151. *Mazor E., Heymann D., Anders E.* Noble gases in carbonaceous chondrites. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, 34.
152. *McCarthy T.S., Ahrens L.H., Erlank A.J.* Further evidence in support of the mixing model for howardite origin. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1972, 15.
153. *McCarthy T.S., Erlank A.J., Willis J.P.* On the origin of eucrites and diogenites. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, 18.
154. *McSween N.Y., jun.* Carbonaceous chondrites of the Orans type: a metamorphic sequence. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1977, 41.
155. *McSween H.Y., jun.* Chemical analyses of chondrules and inclusions in chondritic meteorites. Cambridge, 1977.
156. *McSween H.Y., jun., Stolper E.M.* Basaltic meteorites. - *Sci. Amer.*, 1980, 242, N 6.
157. *Megrue G.H.* Rare gas chronology of calcium-rich achondrites. - *J. Geophys. Res.*, 1966, 71.
158. *Megrue G.H.* Rare gas chronology of hypersthene achondrites and pallasites. - *J. Geophys. Res.*, 1968, 73, N 6.
159. *Melton C.E., Giardini A.A.* The composition and significance of gas released from natural diamonds from Africa and Brazil. - *Amer. Miner.*, 1974, 59.
160. *Menzies M., Allen C.* Plagioclase lherzolite-residual mantle relationships within two eastern Mediterranean ophiolites. - *Contribs Miner. and Petrol.*, 1974, 45.
161. *Meyer H.O.A., Tsai H.-M.* The nature and significance of mineral inclusions in natural diamond: a review. - *Miner. Sci. Eng.*, 1976, 8, N 4.
162. *Michaelis H., Ahrens L.H., Willis J.P.* The composition of stony meteorites. II. The analytical data and an assessment of their quality. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, 5.
163. *Miyashiro A.* Subduction-zone ophiolites and island-arc ophiolites. - In: *Energetics of geological processes*. N.Y., 1977.
164. *Moniot R.R.* Noble-gas-rich separates from ordinary chondrites. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1980, 44.
165. *Muller O., Zähringer J.* Chemische unterschiede bei uredel gas haltigen sternenmeteoriten. - *Earth. and Planet. Sci. Lett.*, 1966, 1.

166. *Nyquist L., Funk H., Schultz L., Signer P.* He-Ne and Ar in chondritic Ni-Fe as irradiation hardness sensors. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, 37.
167. *Olsen E., Bunch T.E.* Empirical derivation of activity coefficients for the magnesium-rich portion of the olivine solid solution. - *Amer. Miner.*, 1970, 55, N 11/12.
168. *Olsen E., Jarosevich E.* Chondrules: first occurrence in a iron meteorite. - *Science*, 1971, 174.
169. *Orcel J., Alpern B.* Etude de la microstructure de la météorite carbonée d'Orgueil. - *C.r. Acad. sci. Paris*, 1966, 262D.
170. *Papike J.J.* Pyroxene mineralogy of the Moon and meteorites. - *Miner. Soc. Amer., Rev. Miner.*, 1980, 7.
171. *Pawell B.N.* Petrology and chemistry of mesosiderites - II. Silicate textures and compositions and metal-silicate relationships. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, 35.
172. *Ramdohr P.* The highly reflecting and opaque components in the mineral content of the Haverö meteorite. - *Meteoritics*, 1972, 7, N 4.
173. *Reid A.M., Bass M.N., Fujita H.* et al. Olivine and pyroxene in the Orgueil meteorite. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, 34.
174. *Reynolds J.H., Lipson J.I.* Rare gases from the Nuevo Laredo stone meteorite. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1957, 12.
175. *Reynolds J.H., Summers A.L.* Calculations on the composition of the terrestrial planet. - *J. Geophys. Res.*, 1969, 74, N 10.
176. *Ringwood A.E.* The Novo Urei meteorite. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1960, 20.
177. *Ringwood A.E.* Chemical and genetic relationships among meteorites. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1961, 24.
178. *Rodgers K.A.* A comparison of the geology of the Papuan and New Caledonian ultramafic belts. - *J. Geol.*, 1975, 83, N 1.
179. *Roedder E., Weiblen P.W.* Silicate melt inclusions and glasses in Lunar soil fragment from the Luna 16 core sample. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1972, 13.
180. *Ross J.E., Aller L.H.* The chemical composition of the Sun. - *Science*, 1976, 191, N 4233.
181. *Scott E.R.D., Taylor J.G., Rubin A.E.* et al. Graphite-magnetite aggregates in ordinary chondritic meteorites. - *Nature*, 1981, 291, N 5816.
182. *Spencer L.J.* Origin of teklites. - *Nature*, 1933, 131.
183. *Taylor S.R.* Lunar Science: a post-Apollo view. Pergamon press, 1975.
184. *The Haverö ureillite*/Ed. K.J. Neuvonen, B. Ohlson, H. Papunen et al. - *Meteoritics*, 1972, 7, N 4.
185. *Tschermak.* Die bildung der meteoriten und der volcanismus. - *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien*, 1875, 71.
186. *Urey H.C.* Diamonds, meteorites and the origin of the Solar system. - *Astrophys. J.*, 1956, 124, N 3.
187. *Urey H.C., Craig H.* The composition of the stony meteorites and the origin of the meteorites. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1953, 4.
188. *Van Schmus W.R., Hayes J.M.* Chemical and petrographic correlation among carbonaceous chondrites. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, 38, N 1.
189. *Van Schmus W.R., Wood J.A.* A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, 31.
190. *Wagner P.A.* Diamantführender Gesteine Südafrikas. Ihre Alban und ihre Auabereitung. B., 1909.
191. *Wänke H., Wlotzka F., Jagontz E., Begeman F.* Composition and structure of metallic iron particles in lunar fines. - In: *Proc. of the Apollo 11 Lunar Conf.* Pergamon press, 1970, vol. 1.
192. *Wässon J.T.* Meteorites, classification and properties. N.Y.: Spring-Verl., 1974.
193. *Wiik H.B.* On regular discontinuities in the composition of meteorites. - *Commentat. Phys.-Math.*, 1969, 34, N 13.
194. *Wilkening L.L., Marti K.* Rare gases and fossil particle tracks in the Kenna ureillite. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, 40.
195. *Winchell H., Skinner B.J.* Glassy spherules from the lunar regolith returned by Apollo 11 expedition. - In: *Proc. of the Apollo 11 Lunar Sci. Conf.* Pergamon press, 1970, vol. 1.
196. *Wood C.A., Ashwal L.D.* SNC meteorites: Igneous rocks from Mars? - *Proc. Twelfth Lunar Planet. Sci.*, 1981, 12, pt. 1.
197. *Wood J.A.* Olivine and pyroxene compositions in type II carbonaceous chondrites. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, 31.
198. *Wood J.A., Dickey J.S., Marvin U.B., Powell B.N.* Lunar anorthozites and a geophysical model of the Moon. - In: *Proc. of the Apollo 11 Lunar Sci. Conf.* Pergamon press, 1970, vol. 1.
199. *Zähringer J.* Rare gases in stony meteorites. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968., 32, N 2.
200. *Zellner B., Leake M., Morrison D., Williams J.G.* The E asteroids and the origin of the enstatite achondrites. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1977, 41, N 12.

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение . . . . .	3
Природа метеоритов . . . . .	7
Хондриты . . . . .	11
Первичная дифференциация и валовые составы хондритов . . . . .	11
Расщепление хондритового вещества на хондры и матрицу . . . . .	31
Кристаллизация хондритов . . . . .	54
Вторичные изменения . . . . .	59
Богатые железом метеориты и ахондриты . . . . .	64
Железные метеориты, палласиты и уреилиты . . . . .	65
Пироксеновые ахондриты и мезосидериты . . . . .	71
Планеты земной группы . . . . .	81
Валовые составы планет . . . . .	81
Первичное внутреннее расслоение планет . . . . .	86
Формирование земной коры океанического и континентального типов . . . . .	104
Магматические серии . . . . .	131
Заключение . . . . .	164
Литература . . . . .	179

2 р. 20 к.

3997

