Р. Т. ДОДД

МЕТЕОРИТЫ

Петрология и геохимия

Метеориты

METEORITES

A petrologic-chemical synthesis

ROBERT T. DODD

Department of Earth and Space Sciences,
State University of New York at Stony Brook
and
Department of Mineral Sciences, U.S. National
Museum of Natural History,
Smithsonian Institution

CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS
CAMBRIDGE
LONDON NEW YORK NEW
ROCHELLE MELBOURNE SYDNEY

Р. Т. ДОДД

МЕТЕОРИТЫ

Петрология и геохимия

Перевод с английского
М.И. Петаева и А.А. Ульянова

под редакцией
канд. геол.-мин. наук **А.В. Иванова**

4832

Москва «Мир» 1986

Институт геологических наук АН Арм. ССР
Библиотека

ББК 22.665 + 26.301 + 26.303
Д60
УДК 523.681

Додд Р.

Д60 Метеориты: Пер. с англ. – М. : Мир, 1986. – 384 с., ил.

Книга Р. Додда (США) отличается полнотой и систематичностью изложения, точностью сведений и соответствием их новейшим результатам изучения состава, структуры и физических свойств метеоритов. Приводится подробное описание хондритов, и в частности углистых хондритов, а также различных методов определения их возраста. Рассматриваются железные метеориты и палласиты, их структурная и химическая классификация.

Для минералогов, петрографов, геохимиков, а также для всех геологов, интересующихся исследованиями метеоритов.

$\text{Д}\frac{1904020000 - 383}{041(01) - 86}\ 114 - 86$, ч. 1 22.665 + 26.301 + 26.303

Редакция литературы по геологии

© Cambridge University Press 1981
© перевод на русский язык с дополнением, "Мир", 1986

Предисловие редактора перевода

Метеориты являются одним из важнейших источников информации о составе вещества Солнечной системы и практически единственным источником информации о начальных этапах ее эволюции. В наши дни важность исследования метеоритов в значительной степени определяется широким развитием планетных исследований. Разработанные при изучении лунных образцов новые методы, достигнутый при этих исследованиях и при изучении планет дистанционными методами новый уровень понимания планетных – и протопланетных – процессов ставят исследования метеоритов на качественно новую ступень.

Изучением метеоритов в настоящее время занимаются исследователи весьма широкого круга специальностей. И в такой ситуации особенно необходимы работы синтетического, обобщающего плана.

Предлагаемая читателю книга Роберта Т. Додда является одной из лучших работ такого типа и, пожалуй, единственной, в которой на современном уровне обобщены многочисленные результаты исследований в области минералогии, петрографии и химии метеоритов. Автор книги является хорошо известным специалистом в области метеоритики, внесшим большой вклад в исследование петрологии каменных метеоритов, особенно хондритов, их происхождения и эволюции.

Естественно, за годы, прошедшие со времени написания книги, интенсивные исследования в области метеоритики позволили получить ряд принципиально новых результатов. К уже отмеченным автором в его предисловии к русскому изданию можно сделать добавления.

Так, антарктические эвкриты являются преимущественно полимиктовыми, тогда как эвкриты, собранные на других материках Земли, – мономиктовыми брекчиями. Различаются они и по химическому составу. Эти данные свидетельствуют о том, что источник антарктических эвкритов отличен от источника обычных эвкритов. Такое различие может отражать изменение во времени состава поступающих на Землю метеоритов, поскольку земной возраст антарктических метеоритов составляет $10^3 - 10^5$ лет. Если интерпретация верна, то факт изменения за весьма короткий промежуток времени – менее 1 млн. лет – состава поступающего на Землю космического вещества необходимо учитывать при целом ряде космогонических и планетологических построений.

Важное значение имеет обнаружение энстатитовых хондритов низких петрологических типов – Qingzhen (EH3) и Kaidun IV (EL3). Особо следует отметить последний метеорит, идентификация которого позволяет однозначно решить неоднократно дискутировавшуюся проблему классификации энстатитовых хондритов и четко указывает на существование двух дискретных химических групп – высоко (EH) и низко (EL) железистой.

Скорость поступления информации в метеоритике хорошо иллюстрируется таким фактом. Во время написания этой книги еще не было известно о существовании лунных метеоритов. К июню 1985 г. было идентифицировано два таких образца, а к концу этого года их число достигло трех. И от любого серьезного обобщения в этой интенсивно развивающейся области науки нельзя требовать охвата всех последних ее достижений.

Книга Р.Т. Додда будет весьма полезна исследователям, работающим в области метеоритики, космохимии и сравнительной планетологии и всем специалистам, интересующимся вопросами ранней истории Солнечной системы. Доступность изложения материала позволяет рекомендовать эту книгу не только научным работникам, но и аспирантам и студентам высших учебных заведений.

А. Иванов

Предисловие автора к русскому изданию

Я очень рад, что издательство "Мир", организовавшее перевод книги "Метеориты", сделало ее доступной для русских читателей.

Я использовал предоставившуюся мне при переводе возможность для исправления ряда типографских и смысловых ошибок, которые были допущены в английском издании, однако не стал вносить заметных дополнений в текст. Эта книга отражает мое понимание метеоритов в период ее написания.

За прошедшие годы метеоритика сделала большой шаг вперед. Если бы я сегодня перерабатывал эту книгу, то включил бы в нее значительно больше данных об антарктических метеоритах, которые заметно увеличили количество доступных для исследования образцов, позволили выделить новые типы метеоритов (в том числе два метеорита с Луны!) и дали коллекциям метеоритов важное продолжение в прошлые эпохи. Я бы включил также новые данные о всех метеоритах и особенно о шерготтитах, наклитах и шассиньитах, которые связаны друг с другом и являются образцами планетного вещества, весьма вероятно, с Марса.

Английское издание книги "Метеориты" было подготовлено за несколько месяцев до появления в печати очень важных новых данных о происхождении хондр. Так, многие хондры содержат непереплавленные реликтовые зерна и характеризуются специфическими вариациями отношений изотопов кислорода, указывающими, что эти объекты сформировались в результате плавления ранее существовавшего твердого вещества. Таким образом, в существовавшей ранее при рассмотрении хондр дилемме плавление – конденсация возникают новые вопросы о природе и истории вещества-предшественника хондр и о месте и механизме его плавления.

Переработанная версия книги "Метеориты" включала бы, наконец, обсуждение волнующей многих проблемы той роли, которую в ряде случаев могли играть метеориты в истории жизни на нашей планете. Хотя Гарольд Юри еще двадцать лет назад указывал на связь между падениями метеоритов и массовыми вымираниями организмов, открытие высоких содержаний иридия и других "метеоритных" элементов на границе мела и палеогена дало этой старой идее новую жизнь. Проверкой этой идеи сейчас занята целая армия мужчин и женщин, работающих в самых разных отраслях науки и живущих во всех уголках земного шара.

Хотя некоторые положения, изложенные в книге "Метеориты", сделаны без учета новейших данных, я надеюсь, что читатели этой книги найдут в ней полезные обобщения и источник идей для собственных исследований в бесконечно привлекательной истинно интернациональной науке метеоритике.

Стони-Брук, США *Роберт Т. Додд*
Июнь, 1985

Предисловие

Осенью 1969 г. спустя несколько недель после посадки космического корабля "Аполлон-11" в Море Спокойствия, я сидел в автобусе с Гарольдом Юри, направляющимся в Хьюстон на собрание Метеоритного общества. Юри, один из наиболее выдающихся и полных энтузиазма ученых-планетологов, находился в возбужденном состоянии от первых результатов экспедиции "Аполлон-11". Он особенно подчеркивал глубокое различие между доставленным лунным веществом и метеоритами, к которым было приковано наше внимание в течение последнего десятилетия подготовки к посадкам на Луну. "Это прекрасно! – воскликнул он. – Теперь вместо одной проблемы мы имеем две!".

Замечание Юри могло бы иметь еще большую силу сегодня, поскольку десятилетие изучения лунных образцов и беспилотных исследований Меркурия, Марса и Венеры показало, что история эволюции внутренней зоны Солнечной системы достаточно сложна. Луна, хотя и имеет более простое геологическое строение, нежели Земля, представляет собой химически дифференцированное тело, в результате бурной ранней истории которого стерты все свидетельства его происхождения. Меркурий, внешний вид которого известен по фотографиям почти так же хорошо, как была известна Луна в 1969 г., представляет собой сложное тело, по меньшей мере такое же, как наш спутник, а комплекс данных, полученных орбитальными и спускаемыми аппаратами "Викинг", свидетельствует о том, что история Марса осложняется еще и меняющимся характером его поверхности. Даже Венера, мощная атмосфера и горячая поверхность которой исключают прямые исследования, показывает на радарных изображениях и полученных советскими спускаемыми аппаратами фотографиях следы тектонической деятельности. Не упрощая наших представлений о Солнечной системе, ранние исследования планет земного типа показали, что каждая из них имеет собственную историю, которую она могла бы рассказать. Тщательное исследование всех планет – сравнительно-планетологический анализ – представляется необходимым для разработки общей схемы эволюции Солнечной системы.

Метеориты играли и продолжают играть уникальную роль в такого рода исследованиях, поскольку они представляют собой единственные доступные для изучения объекты – реликты самых ранних стадий эволюции Солнечной системы. Наиболее многочисленные среди них – хондриты – имеют большие возрасты и близкие к солнечному составы, которые показывают, что эти породы образовались во время рождения Солнца или вскоре после этого и претерпели впоследствии незначительные изменения. Даже химически проэволюционировавшие железные, железокаменные и каменные ахондритовые метеориты, за очень малым исключением, образовались раньше самых древних известных земных и лунных пород. Метеориты представляют собой

единственные сохранившиеся и известные нам следы первых шагов длительного (4,6 млрд. лет) перехода от времени существования пыли до наших дней.

В течение 20 лет, с тех пор как США впервые приступили к исследованию космического пространства, познания в области метеоритики резко возросли. Поскольку до посадок пилотируемых спускаемых аппаратов на Луну единственными представителями внеземного вещества были метеориты, мы изучали их, хотя оборудование и исследовательские группы создавались для изучения лунных пород. И действительно, один метеорит – огромный и удивительный хондрит Allende, который упал в феврале 1969 г.,– стал генеральной репетицией и для оборудования, и для обслуживающего его персонала за шесть месяцев до доставки образцов "Аполлоном-11".

С появлением лунных образцов исследования метеоритов отошли на задний план. Такое положение сохранялось в течение четырех лет, поскольку большинство исследователей внеземного вещества направляли основные усилия на изучение материала шести близких по времени экспедиций серии "Аполлон". Лишь когда последняя из них была завершена в 1973 г., метеориты вновь заняли ведущие позиции в космических исследованиях.

Исследования метеоритов в настоящее время ведутся весьма интенсивно, отчасти из-за уменьшающейся финансовой поддержки исследований лунных образцов, но главным образом потому, что данные по лунным породам и результаты наблюдений Марса и других планет показали, насколько важны метеориты. Обнаружение того, что некоторые хондриты содержат вещество, которое, возможно, образовалось раньше Солнечной системы и(или) поступило из-за ее пределов, придает совершенно новое значение исследованию метеоритов, и это является гарантией того, что метеориты и впредь будут приковывать к себе внимание.

Наступило время критических оценок. В этой книге я попытался суммировать то, что мы знаем и думаем о метеоритах, в форме, доступной и профессиональным ученым, и студентам университетов. Я попытался дать обобщение, которое, говоря словами композитора Чарлза Ивса, и "достаточно просто, чтобы его поняли многие, и достаточно сложно, чтобы иметь некоторое всеобщее значение" [300]. Ни в одной работе невозможно раскрыть все аспекты этой пространной темы без крупных обобщений, и никто не может избежать ошибок в выборе материала, который следует или не следует включать в работу. Основной упор в данной книге делается на химию и петрологию. Изотопные и другие данные приводятся лишь по мере необходимости, а явления падения и удара метеоритов о поверхность Земли вообще опущены; другие аспекты метеоритов – например, магнетизм – рассматриваются лишь тогда, когда они касаются особых проблем. Ссылки на последние сводки по этим вопросам можно найти среди общих ссылок, рассматриваемых в разд. 1.6 данной книги.

В связи с тем, что метеориты представляют интерес для специалистов самых различных областей знания, возникает проблема взаимосвязи между ними. Чтобы уменьшить ее, я включил в эту книгу два типа ссылок. Каждая глава содержит список работ, которые необходимы читателю для глубокого изучения какой-либо темы, не вникая в ее детали. Полный перечень цитированных работ, главным образом из американских и европейских источников, приводится в конце книги. Кроме того, для людей, не знакомых с проблематикой, каждая глава начинается с краткого обзора ее содержания.

За 18 лет исследований у меня накопилось огромное количество больших и малых долгов. Многие люди внесли свою лепту в мои познания в области метеоритов и, следовательно, в эту книгу. Там, где возможно особое выражение благодарности, я делал это в ссылках к тексту, таблицам и рисункам. В случаях, когда вклад был менее значим, я обязан выразить огромную благодарность коллегам, ученикам и друзьям. Особо благодарен я тем коллегам, – проф. Дж. И. Голдштейну, М.Е. Липшицу, Г.И. Мак-Суину-младшему, У.Р. Ван-Шмусу и д-рам Р.С. Кларку-младшему, Б.Г. Мейсону и Э.Р.Д. Скотту – которые рецензировали отдельные разделы этой книги.

Большой объем работы отделяет замысел книги от ее рождения. Я благодарен Робину Спенсеру и Мэри Энн Капассо за подготовку и проверку рукописи; Луису Коху за выполнение большей части иллюстраций; Отделу минералогических наук Национального музея США за предоставление многих фотографий; Роберту Д. Вакку и Роберту Т. Додду-третьему, которые помогли мне подготовить микрофотографии.

Наконец, я благодарен институтам, которые поддерживали меня в исследованиях метеоритов: Кембриджской исследовательской лаборатории ВВС США, Университету штата Нью-Йорк, Национальному фонду науки и Фонду Макса Планка (ФРГ). Я надеюсь, что эта книга будет скромной наградой за их щедрость, без которой на протяжении двух последних десятилетий я изучал бы более молодые и менее интересные породы.

1. Введение

Ежедневно на Землю поступает от 100 до 1000 т внеземного вещества, но только около 1% этого количества представлено достаточно большими обломками, чтобы их можно было найти и идентифицировать. Найденные метеориты, которые имеют астероидальное и, возможно, кометное происхождение, разделяются на каменные, железокаменные и железные в зависимости от соотношения в них силикатных минералов и никелистого железа. Главное различие между хондритами и остальными типами метеоритов состоит в том, что хондриты (самая многочисленная группа метеоритов) имеют состав, близкий к солнечному, что характеризует их как крайне примитивное вещество. В отличие от хондритов, все другие метеориты и все известные земные и лунные породы имеют несолнечный состав, что свидетельствует о более или менее глубокой химической дифференциации в недрах их родительских тел.

1.1. Поступление метеоритного вещества

Земля при своем движении в космическом пространстве постоянно сталкивается с твердыми объектами (*метеороидами*). Когда такие тела входят в атмосферу Земли, все они, кроме самых мелких, в результате трения нагреваются до плавления и белого каления, что порождает полоски света, называемые *метеорами*. Те частицы, которые достаточно велики и (или) крепки, чтобы уцелеть в этих процессах, выпадают на поверхность Земли в виде *метеоритов*; большую часть последних составляют *микрометеориты*, которые слишком малы, чтобы их можно было найти. Частицы размером в микрометр и менее, которые из-за высокого отношения площади поверхности к массе могут рассеивать возникающее в результате трения тепло, преодолевают атмосферу без существенных изменений и выпадают на поверхность в виде *космической пыли*.

Оценки привноса внеземного вещества на Землю, имеющие как практический, так и научный интерес, проводились различными способами. В принципе это вещество представляет опасность для космических кораблей. Кроме того, при этом происходит поступление на Землю нового вещества, и если его количество достаточно велико, оно может значительно изменять состав литосферы.

Оценки скорости аккреции, основанные на количестве найденных метеоритов, наименее надежны. Во-первых, "найденный" – достаточно гибкий термин: углистый хондрит Revelstoke массой 1 г был найден лишь потому, что упал на снег; большинство же таких мелких метеоритов теряются среди

земных пород и в почве. Во-вторых, эффективность находок меняется в широких пределах в зависимости от типа метеорита – плотные железные и железокаменные метеориты легче отличить от земных образцов, чем похожие на горные породы каменные метеориты, – а также от географических и социальных факторов.

По этой причине оценки скорости выпадения внеземного вещества обычно основаны на микрометеоритах, привнос которых почти постоянен в короткие периоды наблюдений. Методы, используемые при этом, весьма различны, но есть среди них три главных [490]: атмосферные сборы, исследование осадков и астрономические наблюдения.

Сбор атмосферных образцов проводится у поверхности Земли и на различных высотах с использованием самолетов, ракет и искусственных спутников. Поверхностный сбор – самый легкий и дешевый способ, однако при этом возникает проблема загрязнения осадочными, вулканическими и индустриальными частицами. С другой стороны, интерпретация данных воздушного сбора представляет определенную трудность.

Меррей и Ренард положили начало сбору внеземного материала из осадков после обнаружения черных магнитных "космических шариков" в глубоководных глинах, собранных в 1876 г. экспедицией "Челленджер". Детальное изучение таких отложений, которые медленно формировались вдали от источников терригенных осадков, может дать информацию о распространенности и типах присутствующего в них внеземного вещества. Химические данные позволяют отличить вулканические частицы от метеоритных, а индустриальное загрязнение характерно лишь для близповерхностного слоя осадков. Частицы, выделенные из снега полярных областей, предоставляют почти такие же возможности, но они охватывают значительно меньший временно́й интервал.

Однако анализ отдельных частиц осадка – весьма кропотливая работа. В последние годы привнос метеоритного вещества оценивается более быстрыми косвенными методами, такими, как измерение содержания ряда элементов (например, иридия), которые, как известно, более распространены в метеоритах, чем в породах земной коры, или измерение содержания радиоактивных изотопов (например, ^{26}Al), которые образуются в метеоритном веществе под воздействием космического излучения.

Наконец, падение метеоров, как видимых, так и обнаруживаемых радиотехническими средствами, используется для оценки привноса вещества в атмосферу из космоса.

Оценки привноса, полученные с помощью различных методик, различаются примерно на четыре порядка величины, но большинство из них попадают в интервал 100 – 1000 т в день, и, вероятно, 1% этого количества приходит в форме ("макро-") метеоритов, которые можно обнаружить [490]. Этот вклад незначителен по сравнению с массой Земли: он соответствует отложению слоя толщиной от 0,36 до 3,6 м в среднем на всю поверхность Земли

за все геологическое время или увеличивает массу Земли на $2{,}5 \cdot 10^{-5}$ – $2{,}5 \cdot 10^{-6}$%. Даже если это вещество осталось в коре, его относительное содержание (менее 10^{-3}%) слишком мало, чтобы заметно изменить ее состав. В наше время выпадение метеоритов не оказывает существенного влияния на состав Земли.

Этот вывод нельзя распространить на все геологическое время, поскольку сравнение частоты ударных кратеров на разных участках поверхности Луны, имеющих различный возраст, ясно показало, что в течение первого миллиарда лет жизни Солнечной системы привнос метеоритного вещества был гораздо больше [259].

Более того, есть доказательства аномально высокого привноса метеоритного вещества во времена, менее отдаленные от нас. В морских глинах, отложенных 65 млн. лет назад на границе мела и палеогена, были обнаружены высокие концентрации иридия [11] и других элементов, указывающие на присутствие метеоритного вещества [218]. Поскольку примерно в это же время произошло коренное изменение форм жизни на Земле, подобные наблюдения возродили интерес к тому, что, возможно, мощные выпадения метеоритного вещества ответственны за эту и другие реперные точки в летописи биологической эволюции. Для проверки этого предположения в настоящее время ведутся широкие научные исследования.

С точки зрения тех, кто собирает и изучает метеориты, данные об их привносе на первый взгляд кажутся обнадеживающими. Они показывают, что ежегодно падает несколько сот тонн метеоритов, которые можно найти. К сожалению, три четверти этого количества падает в океаны, а большая часть оставшегося материала – в ненаселенные районы. Метеоритные коллекции растут очень медленно. Поэтому падение крупного метеорита в "удачном" районе (например, хондрит Allende) или обнаружение нового источника метеоритов (например, Антарктида) вызывает значительный интерес и служит стимулом на годы исследований.

1.2. Основные типы метеоритов

Исключая микрометеориты, доземные характеристики которых стерты при прохождении атмосферы, метеориты можно подразделить на три главные категории на основании содержания в них никелистого железа и силикатов: железные (или сидериты) состоят главным образом из металла; каменные (или аэролиты) состоят из силикатов с небольшим количеством металла; железокаменные (или сидеролиты) содержат много и металла, и силикатов. Часть метеоритов тяготеет к границам между этими категориями, а некоторые, например железокаменные, переходящие иногда в почти чистый металл, пересекают их; в целом, однако, такая тройная классификация вполне пригодна. Существуют также более детальные подразделения каждого из трех типов метеоритов, однако здесь мы рассмотрим лишь основные класси-

фикационные единицы, оставив детальную классификацию для следующих глав.

Для большинства железных метеоритов, один из образцов которых показан на рис. 1.1, характерна видманштеттенова структура, представляющая

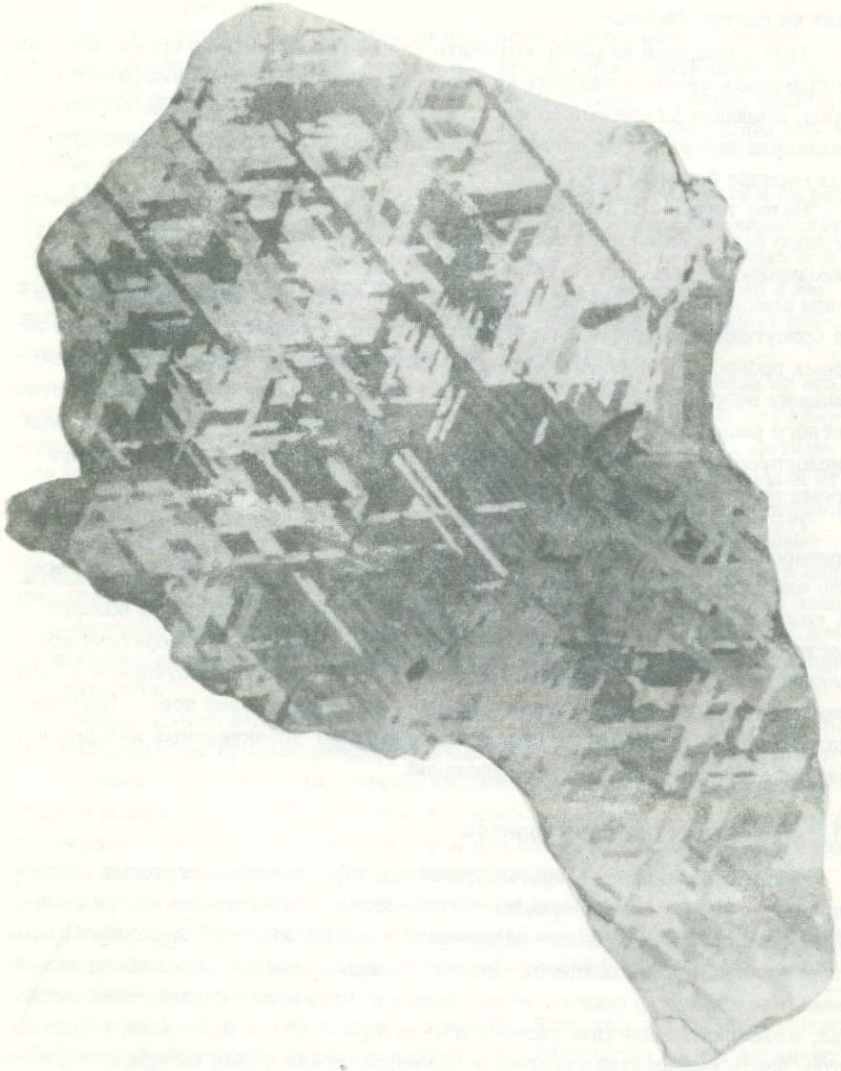


Рис. 1.1. Железный метеорит Arispe, Мексика. Полированная пластина длиной 44,5 см была протравлена слабым раствором азотной кислоты в спирте (нитал) для получения видманштеттеновой структуры. Фотография Смитсонианского института (воспроизводится с разрешения).

собой прорастание двух железоникелевых сплавов с различной кристаллической структурой и различным содержанием никеля. Степень развития и крупность такой структуры зависят от валового содержания никеля и термической истории образца; эти структурные особенности, а также данные о микроэлементах используются для разделения железных метеоритов на три класса и множество более мелких групп (гл. 7).

В железокаменных метеоритах установлено два химически, структурно и генетически различных типа вещества: палласиты (рис. 1.2) – состоящие из кристаллов магнезиального оливина [$(Fe, Mg)_2SiO_4$] или их обломков, заключенных в сплошной матрице из никелистого железа (есть основания полагать, что они генетически связаны с определенными группами железных метеоритов (гл. 7)), и мезосидериты (рис. 1.3) – более или менее перекристаллизованные механические смеси из силикатов, входящих в ячейки металла (они связаны с некоторыми группами каменных метеоритов – ахондритов (гл. 8) и, вероятно, далеки от палласитов).

Из двух типов каменных метеоритов наиболее многочисленны хондриты. Эти метеориты (рис. 1.4) получили свое название от миллиметровых овоидной или сферической формы силикатных объектов (хондр), которые есть в большинстве из них, а во многих являются преобладающим компонентом. Классификация этой большой группы метеоритов рассматривается в гл. 2, а три класса хондритов (углистые, обыкновенные и энстатитовые) – в гл. 3–5. Представления об эволюции хондритов обобщены в гл. 6.

Менее многочисленная группа каменных метеоритов – ахондриты – включает метеориты, в которых нет хондр и которые химически не похожи на хондриты. Ахондриты сильно различаются и в других отношениях: они составляют ряд от почти мономинеральных оливиновых или пироксеновых пород до объектов, чьи структуры и химический состав сходны с наблюдаемыми в земных и лунных базальтах. Генетические характеристики ахондритов также различаются. Одни связаны с мезосидеритами, другие – с определенными хондритами, третьи не имеют "родственников". Базальтоидные ахондриты и связанные с ними метеориты рассматриваются в гл. 8, другие ахондриты – в гл. 5 и 9.

Основная классификация метеоритов, описанная выше и приведенная в табл. 1.1, мало изменилась с тех пор, как она была разработана в XIX в., однако наши представления о связях между различными группами метеоритов существенно изменились. Теперь мы знаем наиболее важные различия между хондритовыми и нехондритовыми метеоритами. Хондриты – несомненно, более распространенные среди наблюдавшихся падений, чем все остальные метеориты, вместе взятые (табл. 1.1), – представляют собой химически примитивное вещество, состав которого, за исключением летучих элементов, очень похож на состав Солнца. Нехондритовые метеориты представляют собой дифференцированный материал, несолнечный состав которого свидетельствует о протекании химических процессов, подобных тем, которые воз-

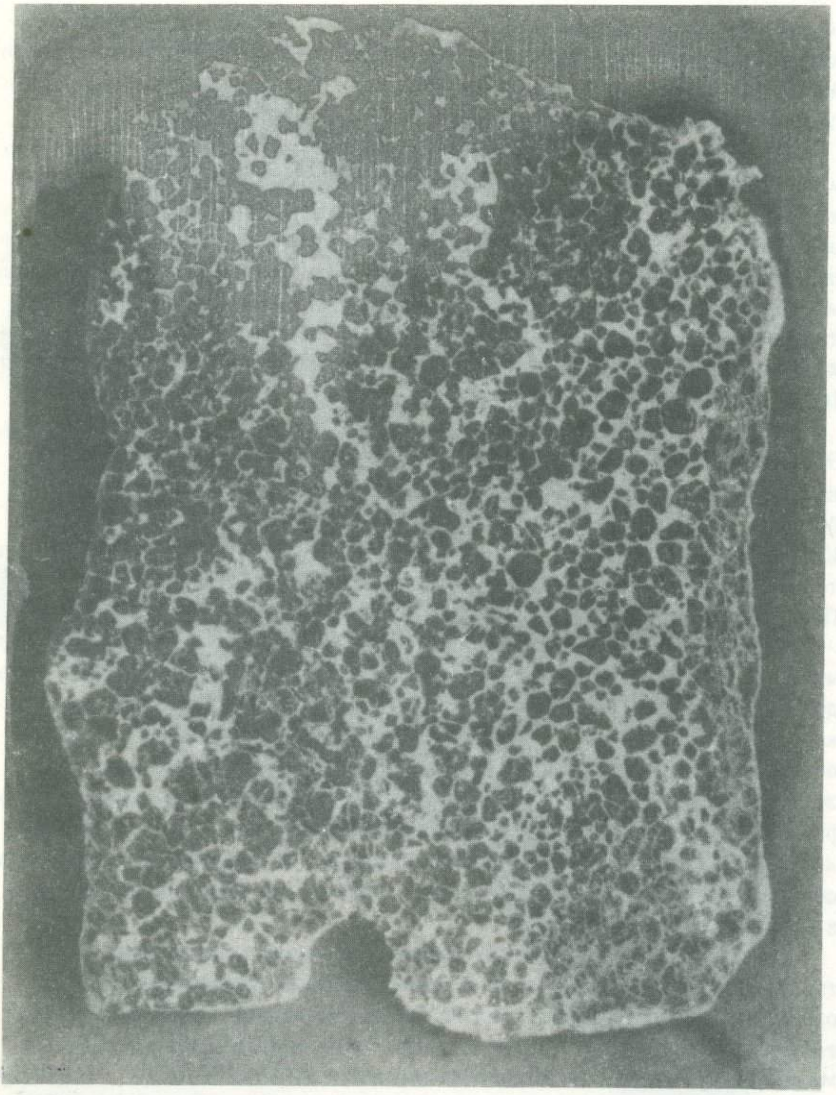


Рис. 1.2. Палласит Mount Vernon, Кентукки, США. На протравленной полированной поверхности видны преобладающий оливин (темное) и никелистое железо (светлое). Ширина плиты 39 см. Фотография Смитсонианского института (воспроизводится с разрешения).

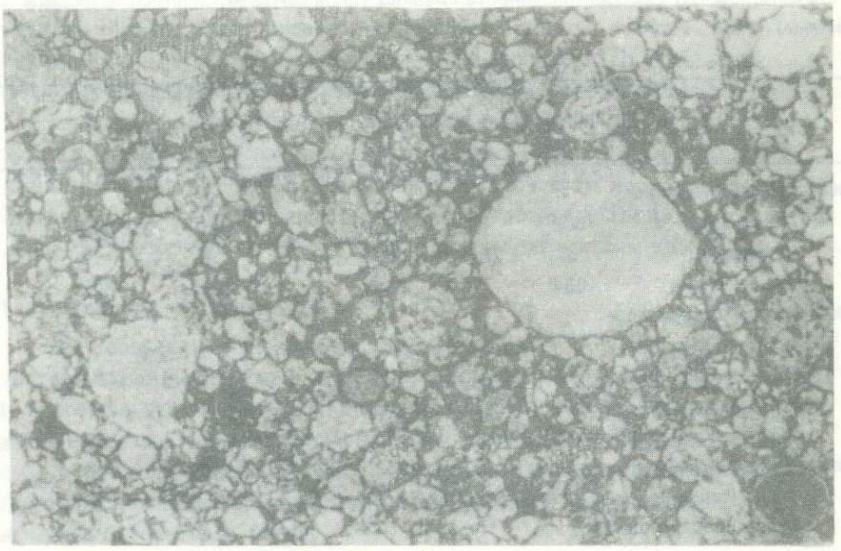


Рис. 1.3. Мезосидерит Emery, Южная Дакота, США. На полированной пластине видны обломки силикатов (некоторые длиной более 1 см), заключенные в сплошной металлической матрице. Металл светлый, силикаты темные. Ширина пластины около 14 см. Фотография Смитсонианского института (воспроизводится с разрешения).

4832

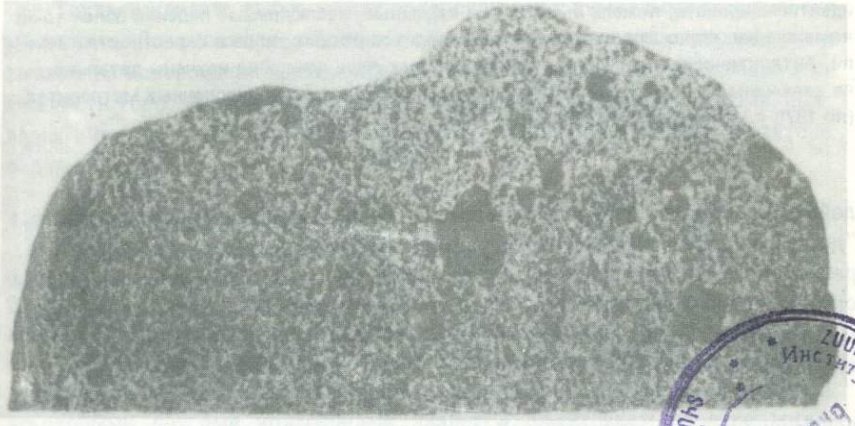


Рис. 1.4. Хондрит Маныч, СССР (LL3). Микрофотография шлифа в поляризованном свете, на которой видны светлоокрашенные хондры в тонкозернистой темной матрице. Ширина поля зрения 1,4 см.

Институт геологических наук АН СССР

Таблица 1.1. Распространенность главных типов метеоритов ([650], с изменениями)

	Падения	%	Находки	%
Каменные метеориты				
Хондриты	602	87,4	446	51,3
Ахондриты	57	8,3	9	1,0
Общее число	654	95,7	455	52,3
Железокаменные метеориты				
Палласиты	2	0,3	33	3,8
Мезосидериты	6	0,9	14	1,6
Общее число	8	1,2	47	5,4
Железные метеориты	22	3,2	366	42,1
Общее число надежно классифицированных метеоритов	689		868	

Примечание. Включены лишь надежно классифицированные образцы. 94 метеорита (13 падений и 81 находка) не учитывались из-за сомнительной классификации; несколько экземпляров, которые считаются одним падением, учитывались как один метеорит. Поскольку выветрелые железные и железокаменные метеориты легче идентифицировать, нежели выветрелые каменные, наблюдаемые падения более точно, чем находки, отражают соотношение метеоритов разных типов в окрестностях Земли. Антарктические метеориты, среди которых лишь немногие изучены детально, не включены в таблицу. Статистические данные о дифференцированных метеоритах (по 1979 г.) приведены в табл. 7.1.

действовали на все известные земные и лунные породы. "Примитивный" и "дифференцированный" – понятия относительные, однако они указывают на различие между метеоритами, которые содержат летопись событий в раннем околосолнечном допланетном облаке, и более эволюционировавшими объектами, в которых такая летопись стерта поздними процессами, протекавшими в их родительских телах.

Мы знаем также, что приведенная в табл. 1.1 классификация затрудняет понимание важных взаимосвязей между дифференцированными метеоритами. Одни зависимости, такие, например, как наблюдаемые между некоторыми типами ахондритов и мезосидеритами, получены на основании химических

и минералогических вариаций в сериях образцов и выведены из сосуществования различных типов вещества в брекчиях. Другие – более тонкие – базируются на сходстве отношений изотопов кислорода [131]. Основываясь на вышеприведенных, а также многих других данных, можно поместить целые группы метеоритов в когенетичные ассоциации, причем некоторые из них нарушают традиционные границы между железными и железокаменными, железокаменными и каменными метеоритами. В этой книге такие ассоциации называются петрогенетическими – термин, заимствованный из земной петрологии. Некоторые важные ассоциации метеоритов описаны в гл. 5, 7 и 8.

1.3. Источники метеоритов

До посадок космических кораблей экспедиций "Аполлон" на Луну в качестве возможных источников метеоритов рассматривались малые планеты (или астероиды) и кометы. Луна представлялась наиболее притягательным источником для тех метеоритов (богатых кальцием ахондритов), которые структурно и химически сходны с базальтами. По наземным наблюдениям Луны предполагалось, что ее темные низменности (моря) состоят из вулканических базальтовых пород.

Хотя доставленные образцы подтвердили, что лунные моря состоят из базальтовых пород, лунные базальты по составу и возрасту отличаются от аналогичных ахондритов достаточно сильно, чтобы исключить общий для них источник (разд. 8.1). Другие лунные породы также отличны от известных метеоритов. В лунном реголите есть некоторое количество метеоритного вещества, однако обратная логика не правомерна: в земных метеоритных коллекциях, по-видимому, нет лунных образцов (см. предисловие).

Труднее сделать выбор между астероидными и кометными родительскими телами. Данные о поверхностных свойствах и плотности астероидов указывают на астероидное происхождение [109], однако нельзя исключать возможность того, что некоторые типы метеоритов образовались в кометных ядрах и (или) в планетах [659]. Мы вернемся к вопросу о числе и характере родительских тел метеоритов в гл. 10.

1.4. Обнаружение метеоритов

Как показывают данные табл. 1.1, больше половины хорошо классифицированных метеоритов являются находками, т.е. образцами, найденными позже (иногда много позже) того времени, как они упали. Часть метеоритов найдена случайно, но многие были обнаружены коллекционерами, любителями и профессионалами, среди которых особо выделяется Харви Х. Найнинджер. Его метеоритная коллекция в Аризонском университете наряду с некоторыми другими коллекциями является памятником горстке мужчин и женщин, просвещенный интерес которых к метеоритам предвосхитил современные исследования Солнечной системы и активно способствовал их развитию.

Многие метеориты, как правило, более или менее выветрелы. Однако для ряда исследований желательны, а для некоторых (например, изучение короткоживущих радиоактивных нуклидов, порожденных солнечным ветром) необходимы свежевыпавшие метеориты, поэтому для фотографирования метеороидов, определения их траекторий и предсказания места падения было создано несколько фотографических болидных сетей. Не функционирующая сейчас сеть Смитсонианского института на Среднем Западе США, зафиксировала одно падение хондрита Lost City. Европейская и Канадская болидные сети зафиксировали (каждая) по одному новому падению: Pribram и Innisfree соответственно. Действующая с 1973 г. Британская болидная сеть не дала еще ни одного метеорита [283]. Регистрация возможного места находки, получаемая этими болидными сетями, не вполне надежна, однако необходимо отметить, что они зафиксировали множество наблюдений метеоров, которые не заканчиваются падением метеоритов.

Наше предпочтение свежевыпавшим метеоритам имеет одно исключение. В 1969 г. японские ученые обнаружили много метеоритов во льдах Антарктической полярной шапки, что открыло новый источник образцов; примечательно, что некоторые из них сохранились лучше большинства других находок. Проводимая программа поисков дала почти 2000 образцов. Несомненно, многие из них окажутся отдельными экземплярами нескольких падений, а большинство – дубликатами уже известных в наших коллекциях разностей. Однако уже сейчас в результате реализации программы поисков антарктических метеоритов возросло количество образцов редких типов метеоритов в наших коллекциях, и можно ожидать, что в дальнейшем это приведет к обнаружению новых типов метеоритного вещества (см. предисловия к русскому изданию).

1.5. Номенклатура метеоритов

Вновь выпавший или вновь найденный метеорит называют по месту или постоянной географической особенности местности, которая близка к месту обнаружения и нанесена на общеизвестные топографические карты. В том случае, если вблизи одного места найдено два (или более) отдельных, не связанных между собой метеорита и нет возможности дать одному из них другое название, то метеориты получают одинаковое имя, после которого в скобках ставится прописная буква – например, Little River (a) и (b). Если же необходимо различать отдельные экземпляры одной находки – например, если они петрологически не похожи, но неясно, связаны ли они между собой, – то к названию метеорита добавляется номер, например Barratta № 1 и Barratta № 2. Эти и другие правила названий метеоритов и их изменений рассмотрены в последнем сообщении (1977) Номенклатурного комитета Метеоритного общества. Комитет предлагает новые и измененные названия метеоритов и сообщает о них через Метеоритный бюллетень.

С обнаружением антарктических метеоритов возникла серьезная проблема терминологии, поскольку они собраны лишь в нескольких географических районах. Эта проблема была решена с помощью модифицированного варианта номенклатуры, разработанной при исследовании лунных образцов. Каждый антарктический метеорит обозначается названием географического района, индексом полевой группы, годом и порядковым номером образца. Например, двенадцатый образец (012), найденный в 1977 г. (77) полевой группой А (А) в районе Allan Hills (ALH), будет обозначен ALHA 77012.

Нередко метеориты, которые находят по отдельности и которым дают различные названия, при дальнейшем изучении оказываются одним падением или же метеориты, вначале объединенные под одним названием, позднее оказываются различными. Предложения об объединении или разделении метеоритов также рассматриваются Номенклатурным комитетом.

Минералогические термины, используемые при исследовании и описании метеоритов, соответствуют утвержденным Международной Минералогической Ассоциацией (ММА), хотя в литературе известны некоторые исключения. Для поддержания единообразия в терминах Метеоритное общество имеет контакты с ММА через Американское Минералогическое Общество.

1.6. Литература

Статьи, посвященные результатам исследования метеоритов, появляются во многих журналах, однако периодически они печатаются в журналах Geochimica et Cosmochimica Acta, Meteoritics и Earth and Planetary Science Letters. Первый и второй журналы являются официальным органом Метеоритного общества, а первый субсидируется также Геохимическим обществом. Полезным источником ссылок на работы, опубликованные в этих и других журналах, является Mineralogical Abstracts[1].

Наилучшим источником информации о датах и местах находок метеоритов, их классификации и местонахождении образцов является Каталог метеоритов, первоначально составленный Прайором и позднее дополненный Хеем. Последнее его издание [275] имеет приложение [292]. В главных коллекциях также ведутся каталоги, которые являются большим подспорьем для исследователей.

---

[1] В Советском Союзе Комитетом по метеоритам АН СССР издается ежегодный сборник статей по исследованию метеоритов "Метеоритика". Кроме этого, работы по метеоритам достаточно регулярно появляются в журнале "Геохимия". В качестве источника ссылок на литературу по метеоритике полезно использовать издаваемые в СССР реферативные журналы "Геология" (разд. "Планетология"). — *Прим. перев.*

Многие учебники, перечисленные в конце этой главы, значительно устарели, но они по-прежнему полезны в таких аспектах исследования метеоритов, как их падение и ударные явления. Исключением являются книги Вуда [693] и Сирса [554], которые представляют собой прекрасное введение во многие аспекты изучения метеоритов, а также книга Вассона [650], в которой содержатся ценные сводки многих свойств метеоритов. Кроме этих учебников, читателю следует обратиться к обзорным работам и книгам по специальным вопросам. Ссылки на них приведены в конце тех глав, к которым они имеют отношение.

Рекомендуемая литература

Поступление метеоритного вещества

Hartmann W.K. (1972). Paleocratering of the Moon: review of post-Apollo data. Astrophys. Space Sci. 17, 48–64.

Parkin D.W., Tilles D. (1968). Influx measurements of extraterrestrial material. Science **159**, 936–946.

Источники метеоритов

Chapman C.R. (1976) Asteroids as meteorite parent bodies: the astronomical perspective. Geochim. Cosmochim. Acta **40**, 701–719.

Wasson J.T., Wetherill G.W. (1979). Dynamical, chemical and isotopic evidence regarding the formation locations of asteroids and meteorites. In: Asteroids (ed. *T. Gehrels*). Tucson: University of Arizona, p. 926–974.

Литература по классификации и общим вопросам

Hey M.H. (1966). Catalogue of Meteorites. 3rd ed. London: British Museum, 637 pp. (перечислены все известные по 1965 г. включительно метеориты и приводятся данные об их типах, условиях, времени и местах находок и местонахождении образцов).

Hutchison R., Bevan A.W.R., Hall J.M. (1977). Appendix to the Catalogue of Meteorites. London: British Museum, 297 pp. (дополнение предыдущего справочника данными о метеоритах, известных к 1977 г.)

Mason B. (1962). Meteorites. New York, John Wiley & Sons, 274 pp. (хотя приведенные в этой прекрасной книге данные по многим вопросам значительно устарели, она по-прежнему является полезным обзором по общим характеристикам метеоритов, явлениям падения и вопросам классификации). (Имеется перевод: *Мэйсон Б.* Метеориты. – М.: Мир, 1965.)

Mason B. (1979). Meteorites. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 4-40-B-1, 132 pp. (прекрасная сводка данных о химическом составе метеоритов всех типов).

McCall G.J.H. (1973). Meteorites and Their Origins. New York, John Wiley & Sons, 352 pp. (хорошее введение в метеоритику, однако данных, касающихся химии, петрологии и минералогии, немного, и они устарели).

Sears D.W. (1978). The Nature and Origin of Meteorites, New York, Oxford University Press, 187 pp. (интересный современный обзор, включающий прекрасную сводку по истории метеоритных исследований).

Wasson J.T. (1974). Meteorites: Classification and Properties, New York, Springer-Verlag, 316 pp. (как следует из заглавия, акцент сделан на фактические данные, а не на их интерпретацию. Среди нескольких весьма полезных разделов книги есть перечень всех надежно классифицированных метеоритов до 1973 г.).

Wood J.A. (1968). Meteorites and the Origin of Planets, New York, McGraw-Hill Book Company, 117 pp. (интересная, с кратким введением, не очень подробная, но весьма полезная сводка). (Имеется перевод: *Вуд Дж. А.* Метеориты и происхождение Солнечной системы. – М.: Мир, 1971.).

К приведенному автором списку следует добавить книгу: *Симоненко А.Н.* Метеориты – осколки астероидов. – М.: Наука, 1979, 224 с.

2. Химический состав и классификация хондритов

Хондриты являются агломератами квазисолнечного состава. В рамках такого емкого определения эти метеориты обнаруживают систематические вариации главных нелетучих элементов, например Si, Mg, Fe и Al, что позволяет разделить их на три химические класса: углистые, обыкновенные и энстатитовые хондриты. На основании более тонких химических различий в классе углистых хондритов выделено четыре группы, а в классе обыкновенных хондритов – три группы. Эти и другие различия, отражающие дифференциацию хондритового материала до или в течение его аккреции в родительских телах, называются первичными вариациями.

Хондриты большинства химических групп обнаруживают корреляцию структурных и минералогических вариаций, что свидетельствует о термальном метаморфизме в пределах их родительских тел. Подобные вариации имели место после процесса аккреции и получили название вторичных. К третичным вариациям относятся следы ударного воздействия, присутствующие в ряде метеоритов всех групп и с различной историей метаморфизма.

В классификации хондритов Ван-Шмуса и Вуда [622] каждая химическая группа на основе вторичных (метаморфических) характеристик подразделяется на несколько петрологических типов. Однако в более ранних классификациях особое значение придавалось генетически важным первичным и вторичным различиям и исключались третичные (связанные с ударным воздействием) различия, которые имеют меньшее генетическое значение.

2.1. Исторический обзор

Хондриты являются агломератами, химический состав которых приближается к составу Солнца, потерявшему наиболее распространенные на нем элементы – водород, гелий, а также другие сильно летучие элементы. Агломератный характер хондритов отделяет последние от большинства других типов метеоритов, а квазисолнечный состав отличает их от всех прочих метеоритов и всех известных земных или лунных пород.

В рамках этого определения хондриты сильно различаются между собой, и понимание подобного различия крайне важно для их классификации. Один из классификационных критериев включает в себя различия в природе и соотношении хондр и вещества матрицы. Некоторые хондриты (рис. 1.4) почти нацело состоят из хондр, другие – преимущественно из матрицы, а одна из групп хондритов вообще лишена хондр. Все эти вариации и химические различия, которые их сопровождают, возникли до или в ходе аггрегации хондритового вещества с образованием родительских тел. Здесь они называются *первичными* вариациями.

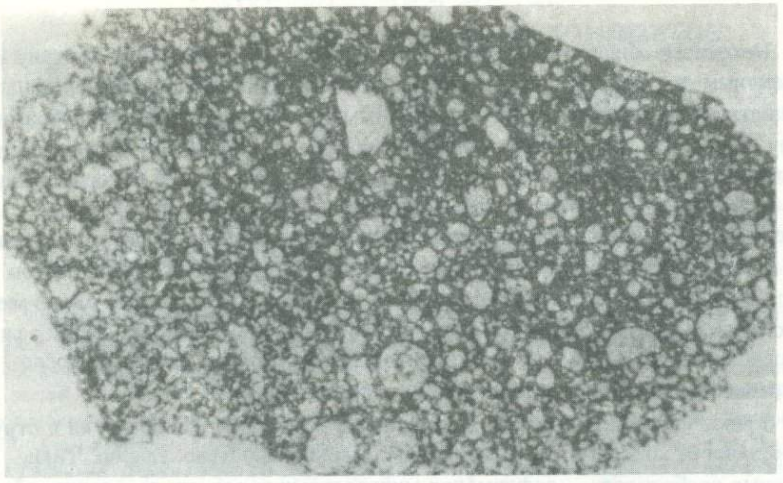
Некоторые хондриты, которые очень близки по химическому составу и первичным структурам, сильно различаются по четкости проявления хондр. Существует широкий спектр хондритов: от метеоритов, подобных изображенному на рис. 2.1, *а*, в которых на фоне темной тонкозернистой матрицы легко распознаются отчетливо выраженные хондры, до объектов, в которых хондры и матрица в большей или меньшей степени прорастают друг друга (рис. 2.1, *б*), и далее до метеоритов, в которых очертания хондр едва уловимы и общая структура которых напоминает структуру земных гранулитов (рис. 2.1, *в* и *г*). Эти структурные вариации и сопровождающие их очень тонкие минералогические различия отражают различную степень термального метаморфизма в пределах родительских тел метеоритов. Поскольку они являются послеаккреционными, мы можем назвать их *вторичными*.

Кроме первичных и вторичных вариаций в составе, минералогии и структуре, многие хондриты содержат следы высокоскоростных ударов. Такие ударные особенности – деформация минеральных зерен, их дробление, образование прожилков, почернение и брекчирование – проявлены в хондритах независимо от их метаморфической истории. Поскольку они наложены на вторичные характеристики, описанные выше, мы называем их *третичными*.

Все три класса вариаций в прошлом использовались в классификации хондритов. До появления большого числа работ по детальному химическому изучению метеоритов, которое началось четверть века назад, хондриты классифицировались исключительно на основе их петрографических характеристик. Классификация метеоритов, предложенная Розе, в дальнейшем была детально разработана Чермаком и завершена Бржезиной [81], приведшим список 31 разновидности хондритов, которые выделялись на основании различий в цвете (белый, серый, черный), хрупкости и отчетливости (сферичность) или неотчетливости (кристалличность) их хондритовой структуры. Все эти вариации почти всегда вторичные (метаморфогенные) или третичные (ударноиндуцированные).

По Мейсону [402], классификация Розе – Чермака – Бржезины (или РЧБ) учитывала некоторые минеральные различия, но по весьма понятным причинам она не была химической классификацией, поскольку к 1904 г. было выполнено только несколько анализов хондритов, да и то крайне низкого качества. Такое положение сохранялось до 1916 г., когда Прайор представил минералогическую классификацию. Схема Прайора гораздо проще РЧБ-классификации, и в ней на основании содержания железа в ортопироксенах[1)] хондриты подразделяются на три большие категории (энстатитовые,

[1)] Прайор [406] провел границу между бронзитом и гиперстеном при 20 мол. % $FeSiO_3$ в непрерывной серии твердых растворов $FeSiO_3$ (ферросилит) – $MgSiO_3$ (энстатит). Несмотря на то что подобное проведение границы имеет литературный приоритет, ныне минералоги подразделяют эту серию на энстатит (0–12 мол.% $FeSiO_3$), бронзит (12–30%) и гиперстен (30–50%). Поэтому и оливин-бронзитовые, и оливин-гиперстеновые хондриты классификации Прайора содержат пироксен, называемый сейчас бронзитом.



а

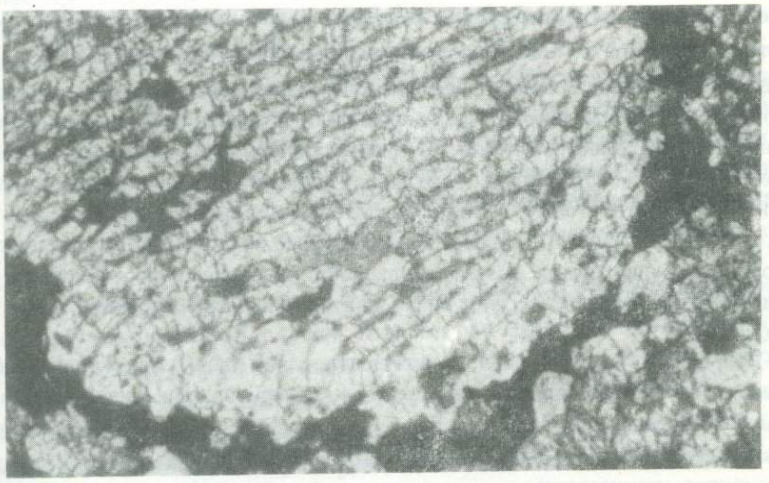


б

Рис. 2.1. Вторичные вариации в хондритах. Все фотографии выполнены в плоскополяризованном проходящем свете, за исключением тех, которые оговорены особо. *а*. Хондрит Selma (группа H). При данном увеличении перекристаллизация едва заметна, однако она достаточна для полной девитрификации стекла в хондрах и гомогенизации оливина. Эти характеристики позволяют отнести хондрит Selma к петрологическому типу 4. Ширина поля зрения 1,8 см. *б*. Хондрит Farmington (L группа). Границы хондр нечеткие, но некоторые типы хондр, такие, как большая микрокристаллическая хондра в левой части рисунка, хорошо различимы. В хондрите Farmington (петрологический тип 5) наблюдается также потемнение, связанное с интенсивным ударным нагревом. Ширина поля зрения 2,5 см. *в*. Хондрит



в



г

Рис. 2.1 (*продолжение*)

Colby (L группа, петрологический тип 6). В нем различимы несколько хондр; структура в целом гранобластовая. В данном прозрачном шлифе шириной 2,5 см виден ударноиндуцированный прожилок. *г*. Хондрит Modoc (L6). Хондра диаметром 1 мм (поляризованный свет) представлена скелетным кристаллом оливина (светло-серое), в интерстициях которого находится плагиоклаз (темно-серое). Реликты таких колосниковых оливиновых хондр могут быть обнаружены даже в хондритах петрологического типа 7, когда большинство других хондр полностью уничтожены в результате перекристаллизации. Присутствующий здесь грубозернистый плагиоклаз характерен для хондритов петрологических типов 6 и 7.

оливин-бронзитовые и оливин-гиперстеновые). На основании имеющихся в его распоряжении химических анализов Прайор пришел к выводу, что эти разновидности хондритов содержат приблизительно равное количество железа, но в распределении этого элемента между металлом и силикатами наблюдаются различия. В поддержку этого заключения он отметил два факта, которые сейчас известны как правила Прайора: если хондрит содержит незначительное количество металла, то 1) металл имеет тенденцию к обогащению никелем, а 2) ассоциирующиеся с ним железомагнезиальные силикаты – к обогащению железом. Прайор предположил, что такой характер распределения элементов отражает различия в степени восстановления или окисления вещества сходного валового химического состава.

Правила Прайора проявлены крайне широко, и его классификация хондритов на три большие категории, включающая в виде отдельной группы углистые хондриты [402], близка к используемой нами сегодня. Однако сейчас известно, что различия в степени окисления, которые описал Прайор, наложены на различия в содержании железа и других важных нелетучих элементов. Впервые это было продемонстрировано Юри и Крейгом в 1953 г., когда они критически оценили имеющиеся в их распоряжении анализы метеоритов с целью отделения реальных вариаций от ложных. Они установили, что лучшие анализы хондритов образуют единую группу при валовом содержании железа около 22–28%. По классификации Прайора высокожелезистая группа включает энстатитовые, оливин-бронзитовые и углистые хондриты, а низкожелезистая группа – оливин-гиперстеновые хондриты и амфотериты: небольшую группу бедных железом хондритов, интенсивная перекристаллизация которых вынудила первых исследователей классифицировать их как ахондриты.

Дальнейшее химическое изучение подтвердило наблюдение Юри и Крейга и показало, что содержание других главных элементов также непостоянно. Аренс [1, 2] установил, что углистые, энстатитовые и обыкновенные[1)] хондриты имеют различные отношения MgO/SiO_2. Фон Михаэлис и др. [625], используя в своих исследованиях прецизионный рентгено-флуоресцентный анализ, более точно определили величину отношения Mg/Si и показали, что эти три класса хондритов различаются между собой и по отношениям Ca/Si, Ti/Si и Al/Si. Более тонкие вариации этих отношений позволили выделить несколько типов углистых хондритов, которые были подразделены предварительно на основе различий в содержании углерода и воды [671].

Открытие того факта, что состав оливина и пироксена в обыкновенных хондритах надежно отражает их валовой состав [403, 408], значительно уп-

---

[1)] Обыкновенные хондриты включают в себя оливин-бронзитовые, оливин-гиперстеновые хондриты и амфотериты классификации Прайора. Это наиболее распространенные группы хондритов, и сейчас они обозначаются как H, L и LL соответственно.

ростило классификацию этих метеоритов и привело к выводу, что амфотериты (LL хондриты), хотя и являются отличной от оливин-гиперстеновых (L) хондритов группой, все-таки сходны с ней [322].

По мере того как увеличивалось число химических и минералогических анализов и улучшалось их качество, значение петрографических характеристик в классификации хондритов уменьшалось, и установившаяся РЧБ-классификация постепенно выходила из употребления. Однако она продолжала оставаться важной для понимания того, что хондриты сходного химического состава могут сильно различаться по своей структуре и физической истории. Додд и Ван-Шмус [161], а также Шмитт и др. [541] отметили, что очень небольшая часть обыкновенных хондритов содержит четко выделяющиеся хондры, гетерогенные оливины и пироксены, первичные стекла и др., свидетельствующие об отсутствии метаморфических изменений в метеоритах. Подобные метеориты эти авторы назвали неравновесными, а позже — примитивными, чтобы отделить их от более обычных перекристаллизованных хондритов. Биннс [43] использовал сходные различия хондритов для петрографического разделения их по трем независимым параметрам.

Попытки использовать для классификации вторичные характеристики хондритов (как дополнительные) достигли кульминации в бинарной классификационной системе Ван-Шмуса и Вуда [622]. По схеме каждому хондриту приписывались *химическая группа* на основе содержания главных нелетучих элементов и *петрологический тип* на основе степени взаимопрорастания хондр и матрицы, а также других структурных и минералогических критериев.

В настоящее время используется преимущественно классификация Ван-Шмуса и Вуда, поскольку, с одной стороны, она проще в употреблении, а с другой, более существенной, — подчеркивает первичные и вторичные свойства хондритов, отражая наше понимание важности этих свойств. Последние исследования существенно расширили эту классификацию, однако некоторые аспекты ее остались несовершенными; много было сделано для развития понимания взаимосвязей между хондритами и часть сделанного детально обсуждается далее.

2.2. Химические вариации: классы и группы

В табл. 2.1 приведен общий химический состав семи из восьми выделенных групп хондритов (группа LL объединена с химически сходной и более многочисленной группой L). В таблице приведены результаты гравиметрических ("мокрая химия") анализов, которые хотя и менее точны для малораспространенных элементов, нежели данные рентгеновской флуоресценции [625], но содержат информацию о главных летучих элементах и о распределении железа

Таблица 2.1. Представительные (для энстатитовых хондритов) и средние составы хондритов выделенных групп

Класс	Энстатитовые (Е)		Обыкновенные (О)		Углистые (С)			
Группа %			H	L(LL)	I	M	O	V
Si	16,47	20,48	17,08	18,67	10,40	12,96	15,75	15,46
Ti	0,03	0,04	0,06	0,07	0,04	0,06	0,10	0,09
Al	0,77	1,06	1,22	1,27	0,84	1,17	1,41	1,44
Cr	0,24	0,23	0,29	0,31	0,23	0,29	0,36	0,35
Fe	33,15	22,17	27,81	21,64	18,67	21,56	25,82	24,28
Mn	0,19	0,12	0,26	0,27	0,17	0,16	0,16	0,16
Mg	10,40	13,84	14,10	15,01	9,60	11,72	14,52	14,13
Ca	1,19	0,96	1,26	1,36	1,01	1,32	1,57	1,57
Na	0,75	0,67	0,64	0,70	0,55	0,42	0,46	0,38
K	0,09	0,05	0,08	0,09	0,05	0,06	0,10	0,03
P	0,30	0,15	0,15	0,15	0,14	0,13	0,11	0,13
Ni	1,83	1,29	1,64	1,10	1,03	1,25	1,41	1,33
Co	0,08	0,09	0,09	0,06	0,05	0,06	0,08	0,08
S	5,78	3,19	1,91	2,19	5,92	3,38	2,01	2,14
H	0,1?	Сл	Сл	Сл	2,08	1,42	0,09	0,38
C	0,43	0,84	Сл	Сл	3,61	2,30	0,31	1,08
$Fe^0/Fe_{общ}$	0,70	0,75	0,60	0,29	0,00	0,00	0,09	0,11
Число образцов	1	1	36	68	3	10	5	7

Примечание. Составы экстремально высоко- и низкожелезистых энстатитовых хондритов заимствованы из работы [407], обыкновенных хондритов — из работы [406], углистых хондритов — из работы [672]. Приведены также анализы Ярошевича (только для хондрита Murchison (CM) [211] и Кларка и др. [119] (только для метеорита Allende (CV)). Содержание кислорода в таблице не указано, поэтому сумма анализов не равна 100%. В анализы хондритов группы L включено несколько анализов хондритов группы LL.

по состоянию окисления. Поскольку содержание летучих элементов в углистых хондритах усиливает другие химические различия между ними и энстатитовыми и обыкновенными хондритами, анализы табл. 2.1 представлены за вычетом летучих в табл. 2.2. Основное химическое сходство хондритов всех групп, затененное в табл. 2.1, достаточно проявлено в табл. 2.2.

Таблица 2.2. Представительные и средние анализы хондритов выделенных групп (табл. 2.1), приведенные к 100%, после вычета летучих (S, C, H, O)

Группа %	Энстатитовые (E)		Обыкновенные (O)		Углистые (C)			
			H	L(LL)	I	M	O	V
Si	25,15	33,49	26,40	30,76	24,31	25,33	25,46	26,01
Ti	0,05	0,07	0,09	0,12	0,09	0,12	0,16	0,15
Al	1,18	1,73	1,89	2,09	1,96	2,29	2,28	2,42
Cr	0,37	0,38	0,45	0,51	0,54	0,57	0,58	0,59
Fe	50,62	36,26	43,00	35,65	43,64	42,14	41,75	40,85
Mn	0,29	0,20	0,40	0,44	0,40	0,31	0,26	0,27
Mg	15,88	22,63	21,80	24,73	22,44	22,91	23,48	23,78
Ca	1,82	1,57	1,95	2,24	2,36	2,58	2,54	2,64
Na	1,15	1,10	0,99	1,15	1,29	0,82	0,74	0,64
K	0,14	0,08	0,12	0,15	0,12	0,12	0,16	0,05
P	0,46	0,25	0,23	0,25	0,33	0,25	0,18	0,22
Ni	2,79	2,11	2,54	1,81	2,41	2,44	2,28	2,24
Co	0,12	0,15	0,14	0,10	0,12	0,12	0,13	0,13
Fe/Si	2,01	1,08	1,63	1,16	1,80	1,66	1,64	1,57
Mg/Si	0,631	0,676	0,826	0,804	0,923	0,904	0,922	0,914
Al/Si	0,047	0,052	0,072	0,068	0,081	0,090	0,090	0,093

Основные подразделения в табл. 2.1 и 2.2, названные в настоящей работе *классами,* включают в себя одну или несколько групп хондритов, выделяющихся важными химическими особенностями. Например, энстатитовые хондриты являются сильно восстановленными – свойство, которое ясно проявляется в почти безжелезистом составе их силикатов и в присутствии некоторых обычно литофильных элементов – Ca, Mn, Mg, K – в сульфидах. С другой стороны, сильноокисленные углистые хондриты не содержат или содержат очень мало металлического железа, а некоторые из них содержат значительное количество Fe^{3+} в форме магнетита Fe_3O_4 (Интересно, что содержание углерода не является критерием принадлежности метеорита к углистым хондритам, часть которых содержит этот элемент в столь же малых количествах, как и некоторые энстатитовые и обыкновенные хондриты.) Обыкновенные хондриты являются промежуточными: они содержат значительное количество как металлического, так и окисленного железа.

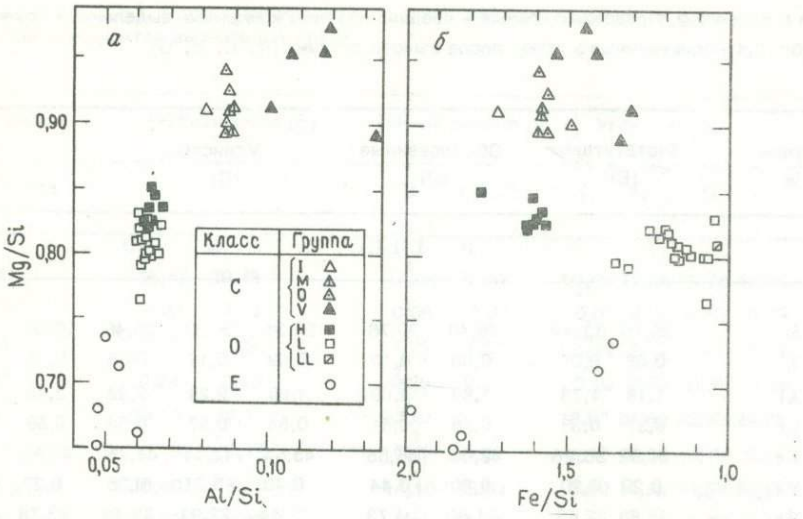


Рис. 2.2. Сравнение весовых отношений Mg/Si, Fe/Si и Al/Si в хондритах по данным рентгено-флуоресцентного анализа [625].

Химические различия между группами, из которых состоит каждый класс хондритов, являются более тонкими и наиболее ясно проявляются графически. Это показано на рис. 2.2 и 2.3.

Mg/Si. На рис. 2.2 приведено сравнение отношений нескольких элементов, которые особенно удобны для выделения различных групп хондритов. Различия в величинах отношений Mg/Si среди углистых, энстатитовых и обыкновенных хондритов, отмеченные Аренсом [1], хорошо определены аналитически и, в частности, рентгено-флуоресцентным методом [625]. Различия в величинах отношений Mg/Si в самих классах более тонкие, а следовательно, и менее удобные для выделения групп.

Al(Ti, Ca)/Si. Три наиболее важных литофильных элемента – Al, Ti и Ca – сохраняют почти постоянное отношение к кремнию в хондритах [625]. Следовательно, поведение одного из этих элементов может отражать поведение других. Отношения Al/Si (и Ti/Si, Ca/Si) систематически изменяются от класса к классу и, в меньшей степени, от группы к группе в пределах каждого класса (рис. 2.2). Отношение Al(Ca, Ti)/Si уменьшается от углистых к обыкновенным и далее к энстатитовым хондритам. Среди углистых хондритов CV метеориты[1)] выделяются особенно высокими отно-

[1)] Индексы CI, CM, CO и CV относятся к четырем группам углистых хондритов, обозначенных по первым буквам названия типичных метеоритов: Ivuna, Мигеи, Ornans и Vigarano. По причинам, рассмотренным в конце данного раздела, автор предпочитает использование символов, введенных Вассоном [680], а не подразделение углистых хондритов на типы CI, CII и CIII [671] или C1, C2 и C3 [622].

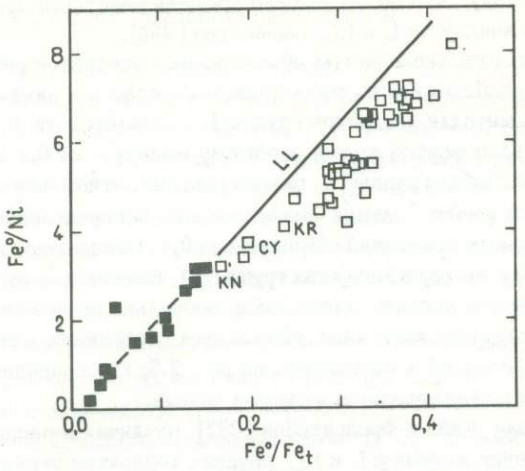


Рис. 2.3. Распределение никеля и общего и металлического железа в обыкновенных хондритах L и LL групп (незакрашенные и закрашенные квадраты соответственно). Аппроксимирующая линия, построенная по данным для хондритов LL группы, показывает, что эти две группы различаются по $Ni/Fe_{общ}$-отношению. Анализы Виика и Ярошевича; приведены только падения. Представленные на рисунке данные не позволяют определить групповую принадлежность трех метеоритов: Княгиня (KN), Cynthiana (CY) и Крымка (KR).

шениями. CO, CM и CI хондриты разделяются в меньшей степени, а три группы обыкновенных хондритов имеют почти идентичные отношения Al/Si.

Fe/Si. Диаграмма отношений Fe/Si (рис. 2.2) показывает различие между высоко- и низкожелезистыми хондритами, отмеченное еще Юри и Крейгом [613]. Из нее также видно резкое различие между H и L группами обыкновенных хондритов, которые имеют очень сходные отношения Mg/Si и Al/Si, и незначительное увеличение отношения Fe/Si в углистых хондритах в ряду CV < CO < Mg < CI. Наконец, диаграмма показывает широкие вариации отношения Fe/Si в энстатитовых хондритах – единственной группе, в которой главные нелетучие элементы обнаруживают заметные вариации.

Fe^0/Ni и $Fe^0/Fe_{общ}$. Отношения, представленные на рис. 2.2, достаточны для различия трех классов и большинства групп хондритов. Хотя хондриты CM и CO плохо разрешены на рис. 2.2, они достаточно различаются по содержанию в них летучих элементов (табл. 2.1) и структуре (разд. 3.1), что оправдывает их выделение.

Разделение групп L и LL обыкновенных хондритов является более сложной задачей, поскольку эти метеориты незначительно различаются по отношениям Mg/Si и Al/Si и перекрываются по величине Fe/Si (рис. 2.2). Не-

удивительно поэтому, что до последнего времени некоторые авторы рассматривали группы хондритов L и LL совместно [408].

Две группы низкожелезистых обыкновенных хондритов различимы по соотношениям общего железа, металлического железа и никеля. Отношение Ni /Fe (вес.) в металле хондритов группы L изменяется от 0,10 до 0,3, а отношение металлического железа к общему железу – от 0,2 до 0,5. Поскольку металл в хондритах группы LL сильно рассеян, отношения Ni/Fe^0 для этих метеоритов имеют большую аналитическую неопределенность, однако величина указанных отношений обычно выше 0,4. Отношение металлического железа к общему железу в хондритах группы LL изменяется от < 0,04 до 0,11. Эти цифры являются достаточно точными, поскольку на них не сказывается неопределенность, обусловленная рассеянным состоянием металла. Доказательства этих различий представлены на рис. 2.3, где сравниваются содержания общего и металлического железа и никеля.

Как показали Кайл и Фредрикссон [322], различия в распространенности и распределении железа в L и LL группах хондритов отражены в их минералогии. Оливин и пироксены являются более железистыми в равновесных хондритах группы LL, чем группы L (рис. 4.2), и составы этих минералов могут быть использованы для разделения равновесных членов указанных групп. Диаграммы, подобные представленной на рис. 2.3, наиболее приемлемы для разделения неравновесных хондритов групп L и LL, но характеристика нескольких метеоритов этих групп остается явно неоднозначной.

Дополнительные группы и подгруппы. Восемь известных групп хондритов определены хорошо, но несколько отдельных метеоритов заметно отличаются от всех других, что свидетельствует о существовании дополнительных плохо представленных в коллекциях групп хондритов. Например, Грэхем и др. [239] предположили, что несколько необычных сильно восстановленных метеоритов образуют группу "форстеритовых хондритов". Билд и Вассон [40] высказали мнение, что метеорит Нечаево, экстремально богатый железом, также является представителем другой группы хондритов. Существование таких аномальных хондритов и некоторые данные, показывающие, что используемое ныне на четыре типа подразделение углистых хондритов остается еще очень упрощенным [189], свидетельствуют о нормальной тенденции в классификации, т. е. она совершенствуется по мере улучшения методов и аппаратуры исследований. Шестьдесят лет назад Прайор увидел три химически и петрографически различных типа хондритового материала; теперь мы видим их восемь. Нет причин думать, что этот процесс завершен, хотя маловероятно, что главные химические группы будут пересмотрены.

Мы рассмотрели химию хондритов с позиций таксономии, однако совершенно очевидно, что химические вариации в восьми группах этих трех классов свидетельствуют о химической дифференциации хондритового вещества. Процессы, ответственные за эту дифференциацию, рассматриваются в гл. 6.

2.3. Вторичные вариации: петрологические типы

Ван-Шмус и Вуд [622] подразделили каждую группу хондритов на петрологические типы по структурным и минералогическим характеристикам. Их критерии, несколько усовершенствованные с учетом более поздних данных, приведены в табл. 2.3. В соответствии с этими критериями хондрит группы H, показанный на рис. 2.1, *а*, принадлежит к петрологическому типу 4: хотя в нем и наблюдается очень незначительное прорастание хондр и матрицы, его оливины и пироксены гомогенны, а хондры содержат скорее девитрифицированное, чем нормальное, стекло. В хондритах типов 5 и 6, показанных на рис. 2.1, *б* и *в* соответственно, наблюдаются уменьшение четкости границ между хондрами и матрицей и увеличение степени девитрификации стекла с образованием крупнозернистых микролитов (тип 5) и, наконец, хорошо раскристаллизованного плагиоклаза (тип 6 – рис. 2.1, *г*).

Метеориты типа 7 необычны. Хондрит Shaw (L7), первый обнаруженный метеорит этого типа [155] (дальнейшее изучение подтвердило подобную классификацию), является сложной смесью интенсивно метаморфизованного и переплавленного материала [595, 552]. Другими примерами являются хондриты Uden (LL7 [280]) и Happy Canyon (E7 [474]), а также многочисленные обломки в брекчиях группы LL [148, 280].

Петрологические типы 1 и 2 известны только для углистых хондритов; они описаны в гл. 3.

Комбинация петрологического типа с одно- или двухбуквенным символом химической группы используется как удобное стенографическое обозначение хондритов. Так H3 обозначает обыкновенный хондрит химического состава группы H, который не несет или несет незначительные следы перекристаллизации, а L6 – интенсивно перекристаллизованный обыкновенный хондрит группы L.

В табл. 2.4 суммированы данные о распределении хорошо классифицируемых хондритов на группы и типы. Таблица составлена согласно классификации Ван-Шмуса и Вуда с учетом изменений, сделанных Вассоном [680] для углистых хондритов.

2.4. Классификация: современное состояние проблемы и перспективы

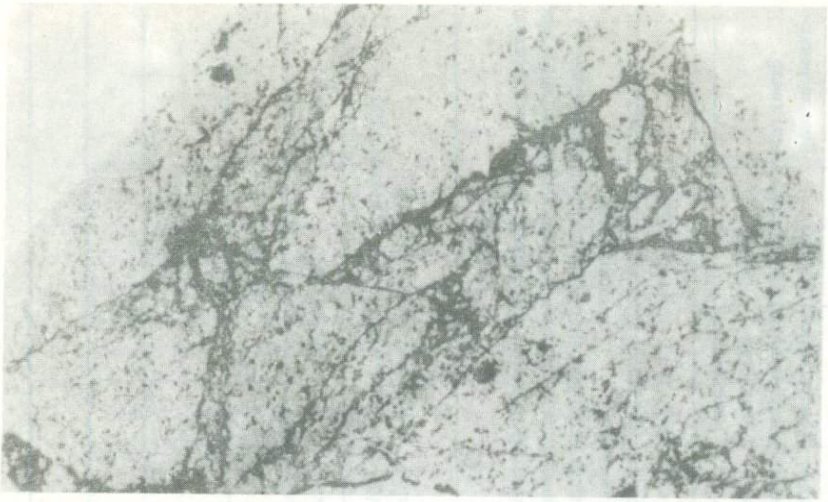
Внимательное рассмотрение критериев, приведенных в табл. 2.3, показывает, что большинство из них являются петрографическими. Главное преимущество классификации Ван-Шмуса и Вуда состоит в том, что большинство хондритов могут быть классифицированы на основе одних только микроскопических наблюдений, хотя некоторые различия, например между типами 3 и 4, могут быть уверенно установлены только по данным о составе минералов. Простота и выразительность генетически значимых характерис-

Таблица 2.3. Критерии выделения петрологических типов хондритов

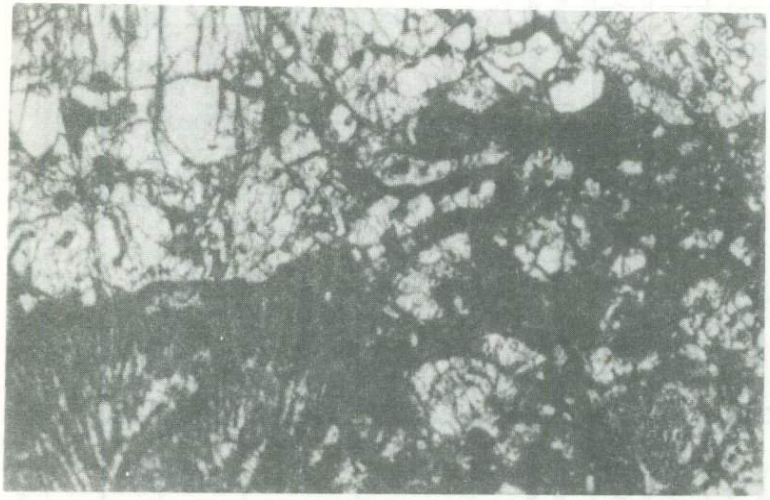
Критерий	Петрологический тип						
	1	2	3	4	5	6	7
Дисперсия составов оливина и пироксена	—	Среднее отклонение для Fe > 5%		⩽5%	Гомогенные		
Полиморфные разновидности низкокальциевых пироксенов	—	Главным образом моноклинный		Отчасти моноклинный	Ромбический		
					CaO ⩽1,0%		CaO > 1%
Полевой шпат	—	Только первичный; с высоким содержанием Ca		Вторичный микроскопический	Явно вторичные зерна; грубозернистость возрастает от типа 5 к типу 7		
Стекло хондр	—	Чистое, изотропное		Девитрифицированное	Отсутствует		
Металл: максимальное содержание Ni	—	<20%; тэнит редок или отсутствует		Камасит и тэнит (> 20% Ni): образуют структуры распада твердого раствора			
Сульфиды; среднее содержание Ni	—	>0,5%		<0,5%			
Матрица	Только тонкозернистая непрозрачная	Главным образом тонкозернистая, непрозрачная	Обломочная, местами непрозрачная	Перекристаллизованная; зернистость возрастает от типа 4 к типу 7			

Взаимопрорастания хондр и матрицы	Хондры отсутствуют	Хондры выражены очень четко		Хондры выражены хорошо	Хондры выражены удовлетворительно	Хондры выражены плохо	Только реликты хондр
Содержание углерода	3–5%	0,8–2,6%	0,2–1%	Менее 0,2%			
Содержание воды	18–22%	2–16%	0,3–3%	Менее 1,5%			

Примечание. Эта таблица составлена по данным Ван-Шмуса и Вуда [622], но дополнена более поздними данными из работы [680]. Данные для хондритов типа 7 в настоящее время базируются на результатах изучения двух метеоритов [155]. Пунктирные линии означают постепенный переход.



а



б

Рис. 2.4. Брекчированные хондриты. Фотографии шлифов в плоскополяризованном свете.

а. Метеорит Honolulu, состоящий из обломков только одной группы и одного типа (L5), является мономиктовой брекчией. Ширина поля зрения 2,5 см.

б. Хондрит St. Mesmin. Светлые обломки (тип LL7) находятся в темной матрице (тип LL5). Ширина поля зрения 4 мм. Этот шлиф показывает, что St. Mesmin является геномиктовой брекчией. Другие шлифы расширили диапазон петрологических типов этого метеорита до LL3 – LL7, а нахождение черного ударнометаморфизованного вещества H6 показывает, что данный метеорит является одновременно и геномиктовой и полимиктовой брекчией [493, 156].

Таблица 2.4. Распределение хорошо классифицируемых хондритов по петрологическим типам [680]

Класс	Группа	Петрологический тип						
		1	2	3	4	5	6	7
Углистые	CI	5	—	—	—	—	—	—
	CM	—	14	—	—	—	—	—
	CO	—	—	5	1	—	—	—
	CV	—	4	4	—	—	—	—
Обыкновенные	H	—	—	6	23	53	32	—
	L	—	—	9	11	28	117	(1)
	LL	—	—	6	1	7	20	1
Энстатитовые	E	—	—	—	3	2	6	(1)

Примечание. Представлены данные только для падений. Исключение составляют хондриты Shaw (L7) и Happy Canyon (E7), которые являются находками; они заключены в круглые скобки.

тик ставят классификацию Ван-Шмуса и Вуда выше всех других более ранних классификаций и дают возможность для ее широкого применения.

Несмотря на удобства, двойная классификация в своем первоначальном виде обладала некоторыми недостатками. Одни из них были очевидны для самих авторов, другие же стали явными после получения более точных анализов хондритов. Примером первого случая является представление Ван-Шмусом и Вудом брекчий: хондриты состоят из обломков, которые относятся более чем к одному петрологическому типу (*геномиктовые брекчии* [680], рис. 2.4) и (или) химической группе (*полимиктовые брекчии*). Ван-Шмус и Вуд определяли брекчированные хондриты по наинизшему петрологическому типу, установленному в них. Например, если метеорит содержал обломки типов H4 – H6 в основной массе вещества H3, то он обозначался как H3.

Такой подход отражает минимальную интенсивность метаморфического воздействия на метеорит как на породу в целом, но он затеняет тот факт, что отдельные части метеорита могут принадлежать к типам H3 – H6 или быть их комбинацией. По мнению автора, предпочтительнее обозначение брекчий по типам вещества, входящего в их состав (в данном примере H3 – 6). Такой способ может усложнить обозначение для хондритов типа

St. Mesmin, который характеризуется широкой вариацией обломков (LL3 – 7, H6 [148]), однако подобное усложнение вполне приемлемо благодаря получаемой точности.

Подход Ван-Шмуса и Вуда к углистым хондритам также неудобен. Основываясь на данных "мокрой химии" [671], т. е. предполагая, что эти метеориты различаются только по содержанию летучих элементов, Ван-Шмус и Вуд представили углистые хондриты в виде простой химической группы (С) и обозначили их типами С1, С2 и С3, которые приблизительно соответствовали типам I, II, III Виика. Для двух углистых хондритов, которые содержат гомогенные силикаты, они предположили перекристаллизацию до типа С4.

Теперь мы знаем, что подобное представление С хондритов приводит к петрологическим типам, которые различаются как по первичным, так и по вторичным особенностям [615, 616]. Простейший путь для снятия этого логического противоречия предложил Вассон [680]: он приписал С хондритам четыре химические группы, которые обозначались первыми буквами названий типичных представителей.

Эта рекомендация, использованная в табл. 2.4 и далее во всей работе, ограничивает, но не решает всех проблем. Среди энстатитовых и обыкновенных хондритов неизвестны типы 1 и 2 (табл. 2.4). Хотя в один прекрасный день могут появиться хондриты, которые менее метаморфизованы, чем тип 3, нет причин ожидать появления хондритов, не содержащих хондр, как это следует из табл 2.3. Эта проблема предостерегает нас от предположения, что хондриты типа 1 одной группы в действительности менее метаморфизованы, чем хондриты типа 3 других групп [1].

В конце разд. 2.2 отмечалось, что детализация химических групп еще недостаточно разработана. Аналогичного положения вещей можно ожидать и в выделении типов. В частности, постепенное изменение границ между типами предопределяет необходимость установления количественных критериев для классификации. Двумя из таких потенциально применимых критериев являются содержание кальция в ортопироксене, которое увеличивается по мере возрастания температуры метаморфизма [114, 280], и размер зерен вторичных фельдшпатоидов [280]. Эти характеристики более трудоемки для определения, чем приведенные в табл. 2.3, и не заменят критериев Ван-Шмуса и Вуда, удобных и простых для подразделения хондритов. Они сделают классификацию более точной и более приемлемой для детального изучения взаимоотношений различных типов по химическим вариациям.

---

[1] Фактически Мак-Суин [429] предложил использовать петрологический тип 3 для обозначения неметаморфизованных и слабо метаморфизованных хондритов, а типы 1 и 2 – для тех метеоритов, в которых установлено более или менее сильное водное преобразование при низких температурах.

В конце этого раздела отметим, что химические вариации в различных группах и классах хондритов свидетельствуют о процессах, которые воздействовали на хондритовое вещество до того, как оно попало в родительское тело. Петрографические вариации в пределах каждой группы отражают физические процессы в самих родительских телах и рассказывают о внутренней истории последних. Этот аспект эволюции хондритов рассмотрен в гл. 4 и 5.

Рекомендуемая литература

Mason B. (1962). Meteorites. New York: John Wiley & Sons, 274 pp.

Van Schmus W.R., Wood J.A. (1967). A chemical-petrological classification for the chondritic meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta **31**, 747–765.

Wasson J.T. (1974). Meteorites: Classification and Properties. New York: Springer-Verlag, 316 pp.

3. Углистые хондриты

Известно четыре группы углистых хондритов, свойства которых изменяются от группы к группе и которые представлены неметаморфизованными или слабо метаморфизованными агломератами, сложенными хондрами, непереплавленными агрегатами и тонкозернистым, обогащенным летучими компонентами материалом матрицы. Большинство характеристик высокотемпературных образований этих метеоритов показывают, что они являются или могли образоваться из конденсатов, отделившихся от газа солнечного состава при различных температурах и давлении, изменяющемся от 10^{-2} до 10^{-6} атм. Некоторые из этих образований, по-видимому, представляют собой простые агрегаты твердого конденсата, другие (хондры) кристаллизовались из расплавов, возникших либо при конденсации, либо при плавлении ранее существовавшего твердого материала.

Изотопный состав кислорода, магния и многих других элементов различается как в отдельных составляющих углистых хондритов, так и между ними и земными лунными породами. Подобные вариации изотопного состава указывают на примесь внесолнечного материала, возможно сформированного ближайшей Сверхновой незадолго до начала конденсации солнечной туманности.

3.1. Введение

Все хондриты являются примитивными, поскольку отношения в них наиболее распространенных нелетучих элементов – Fe, Si, Mg, Al, Ca и др. – приближаются к наблюдаемым для Солнца. Подобное сходство проявлено в хондритах типа CI и матрицах других углистых хондритов для всех элементов, за исключением сильно летучих; именно по этой причине хондриты типа CI часто рассматриваются как наиболее примитивные метеориты [13].

Большинство углистых хондритов являются также физически примитивными. Лишь некоторые из них испытали метаморфическое воздействие, достаточное для гомогенизации оливина и пироксенов или образования вторичного полевого шпата. Среди падений известны углистые хондриты петрологических типов 1–3, по классификации Ван-Шмуса и Вуда (табл. 2.4). Хотя находки увеличивают этот диапазон до петрологического типа 4 (Coolidge, Karoonda), а возможно и 6 (Mulga West [48]), совершенно очевидно, что большинство углистых хондритов избежали воздействия того интенсивного термального метаморфизма, которому подверглись большинство обыкновенных и энстатитовых хондритов. Именно поэтому углистые хондриты несут в

себе по существу неизмененную запись их аккреционной и доаккреционной истории.

Как уже отмечалось в гл. 2, углистые хондриты по содержанию воды, серы и углерода подразделяются на три группы [671] (табл. 2.1), а по соотношению наиболее распространенных элементов – на четыре (табл. 2.2). Повторная классификация ряда метеоритов приводит к некоторой неоднозначности, однако типы CI и CM в классификации, используемой нами (вслед за Вассоном [680]), полностью соответствуют типам I и II классификации Виика [671]. Типы CO и CV можно рассматривать как составляющие типа III классификации Виика.

Хотя вариации содержаний летучих элементов, отмеченные Виком, не используются более в качестве основы для классификации углистых хондритов, они все же имеют важное значение, поскольку непосредственно связаны с составом минералов и структурой углистых хондритов. Богатые летучими метеориты CI (тип I) почти нацело сложены тонкозернистыми водными силикатами и магнетитом и характеризуются отсутствием хондр. Бедные летучими метеориты CO и CV (тип III) состоят в основном из хондр и других высокотемпературных компонентов. Несмотря на то, что различия в содержании наиболее широко распространенных элементов в хондритах CI, CM и CO невелики и нельзя исключить возможность их образования в пределах одного родительского тела [618], существенные различия в содержании летучих элементов, структуре и минералогии требуют раздельного описания каждой группы углистых хондритов.

Поскольку в настоящее время углистые хондриты интенсивно изучаются, трудно найти обзорные работы, которые не нуждались бы в критическом пересмотре; вероятно, наилучшей до сего времени является работа Мак-Суина [426]. Список литературы, приведенный в конце этой главы, отражает различные аспекты изучения углистых хондритов. Детальное описание их и других углистых метеоритов можно найти в книге Надя "Углистые метеориты" [462].

3.2. Петрография

3.2.1. Компоненты. В гл. 1 отмечалось, что в тонкозернистой *матрице* большинства хондритов содержатся образования миллиметрового размера – *хондры*. Прежде чем перейти к описанию углистых хондритов, следует дать определение этих составляющих, а также других объектов метеоритов, которые не являются ни хондрами, ни матрицей.

В настоящей работе *хондры* определяются как частицы миллиметрового или субмиллиметрового размера, минеральный состав или внутренняя структура которых отвечает идее кристаллизации из расплава. Это очень емкое определение хондр, и иллюстрацией к нему служат примеры, приведенные на рис. 3.1. Многие хондры обладают сферической или сфероидальной формой и

стекловатой или микрокристаллитовой структурой, что указывает на их образование в результате быстрой кристаллизации или закалки капель расплава (рис. 3.1, *а, б, г – е*). Другие хондры имеют неправильную или близкую к округлой форму и крупнозернистую структуру, свидетельствующие о том, что они являются обломками некогда более крупных образований (рис. 3.1, *в*). Поскольку генезис этих типов хондр различен, Меррилл [435] предложил называть последние хондроидами. Этому предложению сейчас никто не следует, однако некоторые авторы [332] называют первый тип *капельными хондрами*. Так как для неправильного по форме грубозернистого типа хондр нет общего названия, в настоящей работе мы будем называть их *обломочными хондрами*.

Углистые хондриты групп CM, CO и CV содержат как правильные хондры, так и округлые (до неправильной формы) объекты сходного с хондрами размера, структура и минеральный состав которых показывают, что они являются непереплавленным агломератом твердых частиц. Такие агломераты называются *агрегатами*, а некоторыми авторами – *включениями*. Наиболее распространенные типы агрегатов приведены на рис. 3.1, *е* и 3.2.

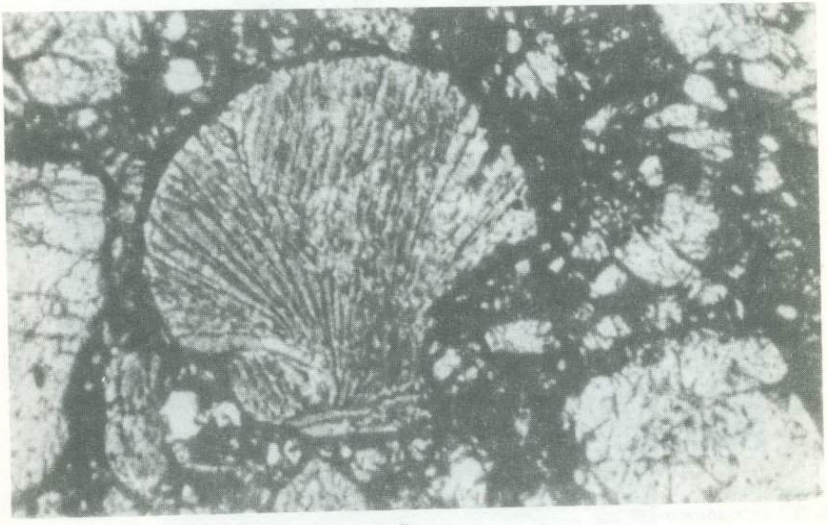
Поскольку многие хондры и большинство агрегатов весьма тонкозернисты, их не просто различить между собой. Четко различаются лишь высокотемпературные компоненты и матрица, в которой они находятся. За исключением случаев метаморфического преобразования, матрица хондритов состоит из тонкозернистого материала, частично или полностью сложенного водными силикатами, магнетитом, троилитом и другими минералами, устойчивыми при более низких температурах, чем температура образования хондр и агрегатов (более 1000 °C).

Кроме выделенных высоко- и низкотемпературных составляющих, многие углистые хондриты содержат обломки, которые химически, структурно и (или) по минеральному составу отличаются от вмещающего их вещества. Такие хондриты получили название *полимиктовых* брекчий (разд. 2.4, рис. 2.4).

Рис. 3.1. Типы хондр (фотографии шлифов в плоскополяризованном свете). Как и у Мак-Суина [426], типы обозначены римскими цифрами. *а*. Гранулярная оливиновая хондра (тип I) в хондрите Murray (CM). Оливин (светло-серое) – преобладающий минерал, содержит включения стекла и металла. Менее распространенные фазы представлены клиноэнстатитом, металлом и троилитом (черное) и интерстициальным зеленовато-коричневым стеклом (темно-серое). Размер этой капельной хондры составляет 650 мкм. Отдельные кристаллы оливина, обычные в хондритах CM, могут быть проиллюстрированы зерном (200 мкм в диаметре) в нижнем левом углу фотографии. *б*. Радиально-лучистая пироксеново-стеклянная хондра (тип III) в хондрите Kota-Kota (E4). Хондра (500 мкм в диаметре) явно сформировалась при закалке капли жидкости. *в*. Микропорфировая хондра (тип II) в хондрите



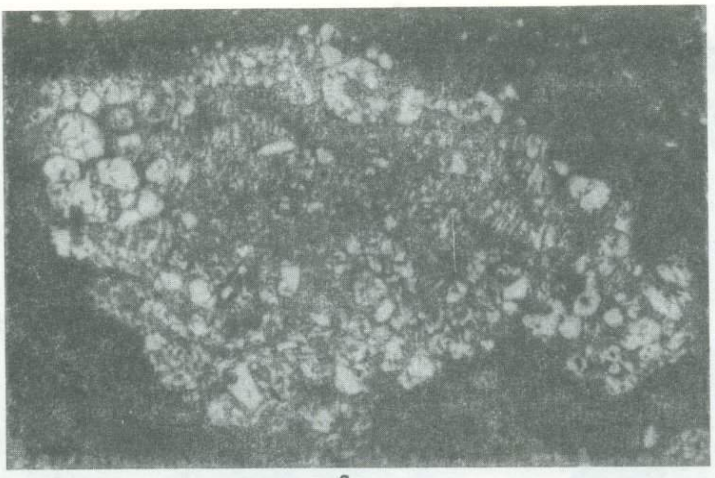
а



б

Рис. 3.1 (*продолжение*)

Murray (CM). Хондра размером 1,5 мм состоит преимущественно из клиноэнстатита (полисинтетически-сдвойникованные кристаллы шириной до 400 мкм), который заметен даже в плоскополяризованном свете. Включения оливина (белое) обычны в пироксене, включения металла — менее обычны. Интерстициальные выделения металл-троилитовых срастаний (черное) и коричневато-зеленое стекло завершают минералогию этого обломка хондры. *г*. Богатая Ca и Al хондра (тип IV) в хондрите Coolidge (CV4). Хондра диаметром 1,4 мм состоит из плагиоклаза (белое), мелилита (серое) и шпи-



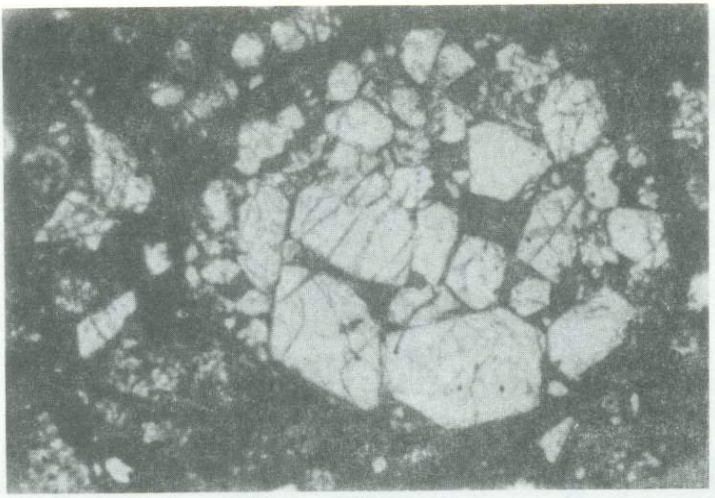
в



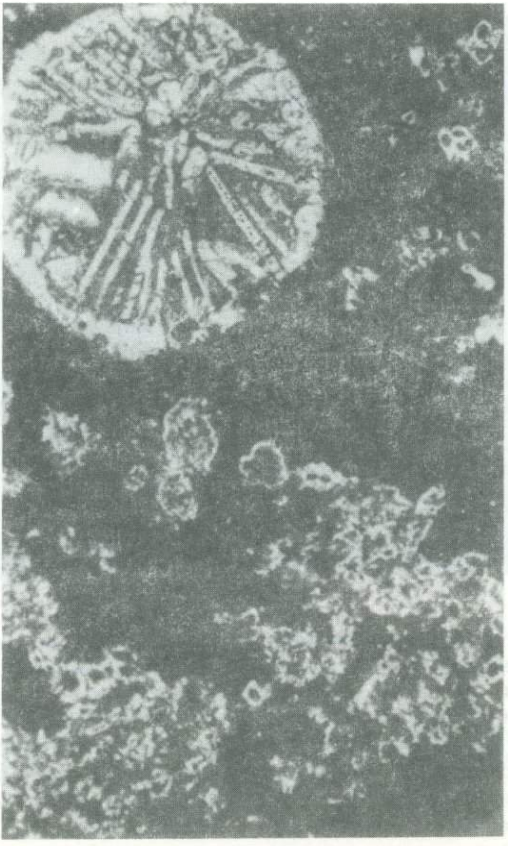
г

Рис. 3.1 (*продолжение*)

нели с редкими выделениями перовскита. И форма хондры, и ее магматическая структура согласуются с происхождением из расплавленной капли, но по минеральному составу она напоминает кальций-алюминиевые агрегаты (CAI). *д.* Микропорфировая хондра (тип II) в хондрите Felix (CO). Эта миллиметровая капельная хондра почти нацело состоит из кристаллов оливина (светлое), включенных в красновато-коричневое стекло (темное). *е.* Колосниковая хондра (тип II) размером 550 мкм состоит из нескольких групп оливиновых ламеллей (белое), при этом каждая группа имеет свою оптическую ориентировку. Между оливиновыми ламеллями заключено красновато-коричневое стекло. Рядом с хондрой — амебовидный оливиновый агрегат.

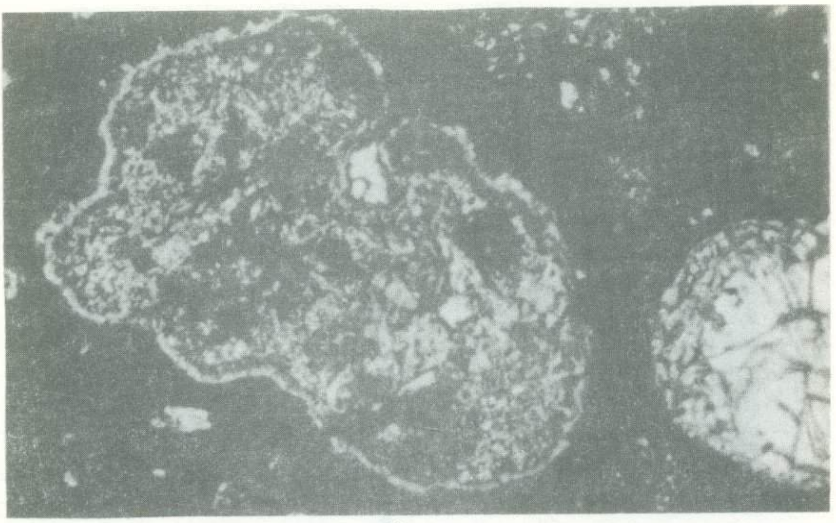


д

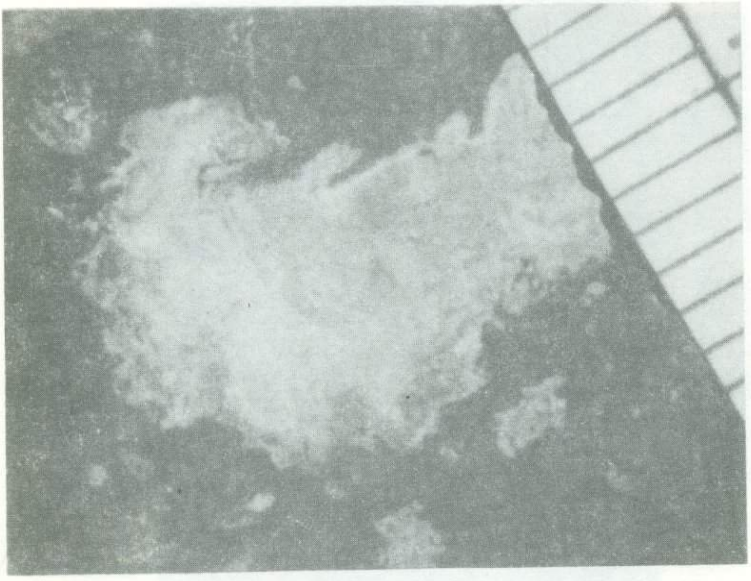


е

Рис. 3.1 (*продолжение*)



а



б

Рис. 3.2. Агрегаты в углистых хондритах (фотографии шлифов в плоскополяризованном свете; см. также рис. 3.1, *е*). *а*. Грубозернистый кальций-алюминиевый агрегат (CAI) в хондрите Felix (CO). Преобладающие минералы — мелилит, шпинель и более редкий анортит. Длина агрегата 720 мкм. *б*. Тонкозернистый кальций-алюминиевый агрегат (CAI) в хондрите Allende (CV3) (фотография скола хондрита). Агрегат с розовым до пурпурного ядром и белой каймой содержит шпинель, нефелин, содалит и различные пироксены. Деление шкалы 1 мм. Фотография любезно предоставлена Дж. Мак-Ферсоном и Л. Гроссманом.

Совершенно очевидно, что рассмотрение хондритов как механической смеси вещества двух типов – хондр и матрицы – является слишком упрощенным. И хотя некоторые аспекты химии хондритов можно хорошо объяснить с помощью только двух составляющих (высоко- и низкотемпературной), необходимо помнить, что каждая из них является гетерогенной и имела сложную историю, прежде чем попала в родительское тело метеорита.

3.2.2. CI хондриты. Большое значение CI хондритов как наиболее химически примитивных метеоритов очевидно, и с этой точки зрения весьма печально, что они немногочисленны и в большинстве своем очень мелкие. Только метеорит Orgueil – падение, насчитывающее 20 экземпляров, – оказался по величине достаточным для распределения его вещества между большим числом исследователей. Вот почему исследования CI хондритов были сфокусированы именно на этом метеорите, а также на метеоритах Ivuna (0,7 кг) и Alais, от 6-килограммового куска которого осталась лишь малая часть. Метеориты Tonk (7,7 г) и Revelstoke (1 г) слишком малы для широкого изучения.

CI хондриты являются более сложными образованиями, чем это следует из близости их состава солнечному. Они представляют собой микробрекчии, миллиметровые и субмиллиметровые обломки которых заметно отличаются друг от друга по структуре, минеральному и химическому составу [431], что хорошо видно в шлифах (рис. 3.3). Более поздние трещины, выполненные последовательно отлагавшимися карбонатами и водными сульфатами кальция и магния, являются прямым доказательством того, что даже эти, наименее проэволюционировавшие метеориты имели сложную физическую и химическую историю [430, 86].

В противоположность другим хондритам, в CI метеоритах отсутствуют хондры и агрегаты и они почти нацело сложены низкотемпературным материалом (матрицей). Анализ матрицы методом рентгеновской дифракции [329, 30] показал, что она состоит преимущественно из мельчайших (от 100 до 1000 Å) зерен водных силикатов с подчиненным количеством магнетита. Монтмориллонит[1] [30, 331] слагает, по-видимому, до 30 % силикатной фракции, однако данные рентгеновской дифракции и химические анализы [71, 331, 431, 707] показывают, что преобладающим силикатом является септехлорит[2]. Магнетит, главным образом тонкозернистый, присутствует в нескольких морфологических разностях – в виде эвгедральных кристаллов,

---

[1] Монтмориллониты – глинистые минералы, общая формула которых $(\frac{1}{2}\,Ca, Na)_{0,7}(Al, Mg, Fe)_4(Si, Al)_8O_{20}(OH)_4 \cdot nH_2O$. Они легко обмениваются катионами и при гидратации разбухают.

[2] Септехлориты – водные силикаты, химически сходные с хлоритом, но структурно более похожие на серпентин. Общая их формула $Y_6(Z_4O_{10})(OH)_8$, где $Y = Fe^{2+}$, Mg; $Z = Si$, Al, Fe^{3+}.

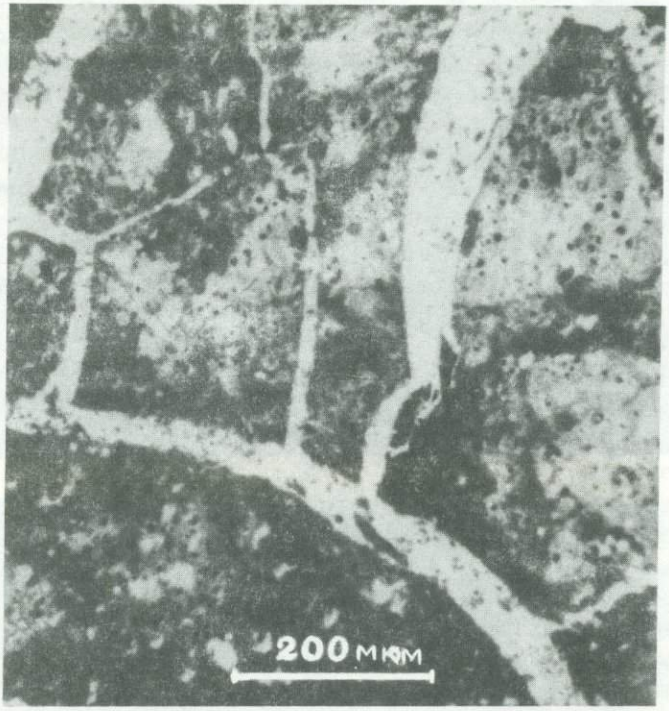


Рис. 3.3. Микрофотография (плоскополяризованный свет) хондрита Orgueil (CI), показывающая прожилки и трещины, типичные для подобных метеоритов [523]. Печатается с разрешения.

шариков и сферолитов – что свидетельствует о нескольких путях или этапах его образования [308, 330]. Изредка в матрице CI содержится пирротин $Fe_{1-x}S$ и еще реже – кубанит $CuFe_2S_3$ [388]. Углерод, высокие концентрации которого отмечены в метеоритах CI (табл. 2.1), входит преимущественно в сложные органические соединения.

Хотя хондры и агрегаты отсутствуют в CI хондритах, высокотемпературные минералы в них все же установлены. Мюллер [454] и Керридж [329] обнаружили обломки оливиновых зерен (до 100 мкм в поперечнике) в метеорите Orgueil, а последующие исследования позволили установить даже пироксены. Микрозондовый анализ этих минералов указывает на существование двух популяций оливина: форстерита (почти чистого Mg_2SiO_4) и более железистого оливина (10–20% FeO); некоторые из них обнаруживают систематические вариации содержаний Fe и Ca (зональность). Пироксены представлены как ортопироксенами, так и кальциевыми пироксенами. Эти высотем-

пературные минералы не обнаруживают следов преобразования или срастания с веществом матрицы. Некоторые оливиновые зерна (как богатых, так и бедных железом разностей) содержат треки частиц солнечных вспышек, которые показывают, что эти кристаллы были облучены до их вхождения в матрицу [387].

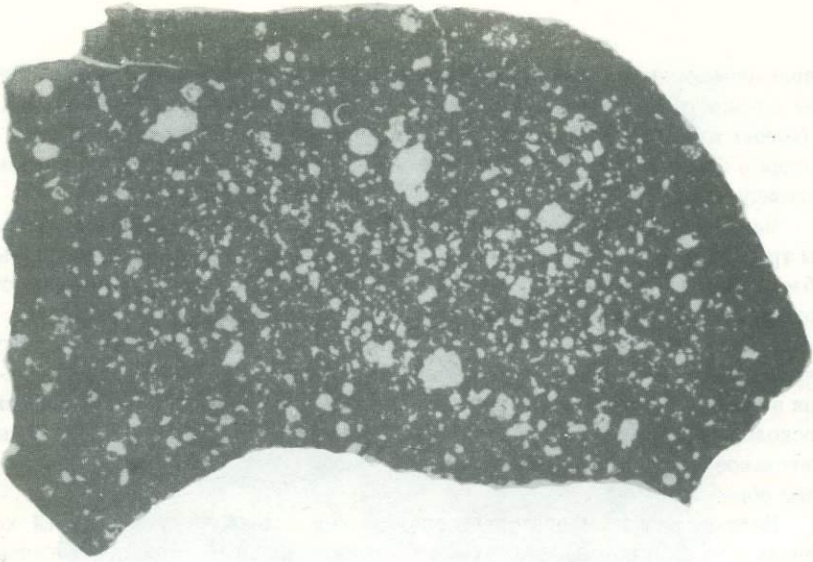
Мак-Суин и Ричардсон [431] опубликовали результаты анализов матрицы трех CI хондритов методом расфокусированного микрозонда. Отдельные обломки в этих метеоритах гомогенны, однако для различных обломков установлены значительные химические вариации. Некоторые элементы менее распространены (относительно Si) в матрице, а в целом в метеоритах их содержание выше. Для ряда элементов – Mg, S, Ca – характерна концентрация в прожилках, для других – Fe, Mn – обеднение может быть кажущимся, поскольку при анализе матрицы происходит отделение зерен магнетита; значительное обеднение Na в метеоритах не может быть объяснено аналогичным образом.

Наличие низкотемпературных прожилков и жильных минералов в CI хондритах (рис. 3.3) показывает, что эти метеориты подверглись преобразованию в водной среде [170, 86]. Ричардсон [523] детально изучил прожилки в метеоритах **Orgueil, Alais, Ivuna** и пришел к выводу о существовании трех химически различных генераций жильных минералов. По крайней мере 95% жильного материала представлено сульфатом магния, большая часть которого присутствует в форме эпсомита $MgSO_4 \cdot 7H_2O$. Прожилки сульфата магния секут менее распространенные и более ранние по времени образования прожилки сульфата кальция. Пластинчатые агрегаты Ca – Mg-карбонатов являются остатками еще более ранних прожилков.

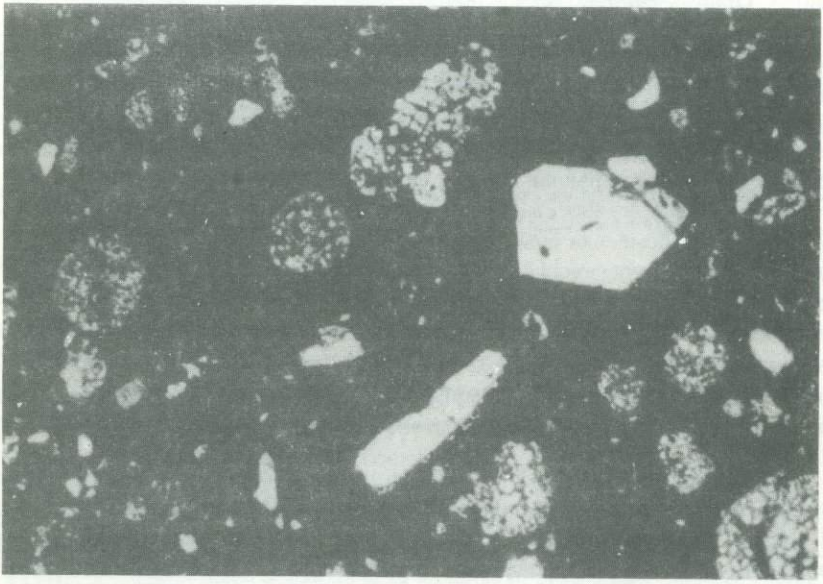
Приведенные доказательства сложности химической и физической истории ставят под сомнение правильность утверждения, что CI метеориты являются недифференцированным веществом Солнечной системы. Трудно однозначно ответить на этот вопрос, однако Ричардсон [523], сравнивая валовой состав метеоритов, показал, что источником жильного материала явно была матрица. Если это действительно так, то миграция химических элементов носила локальный характер и не могла оказать серьезного влияния на валовой состав CI хондритов, которые могли остаться примитивными.

3.2.3. CM хондриты. Эти хондриты, несомненно, более распространены, чем CI хондриты. Даже если исключить из рассмотрения два метеорита – **Al Rais** и **Renazzo**, которые по структурным особенностям, минералогии и изотопному составу кислорода стоят ближе к группе CV [618], то все равно остается еще 14 метеоритов, которые четко классифицируются как CM хондриты; все они представляют собой падения [680]. Недавно описанный метеорит **Cochabamba** [348] увеличивает это число до 15.

Многие CM хондриты достаточно большие и, следовательно, доступны для исследований. Однако наши знания об этой группе хондритов основаны преимущественно на детально изученном метеорите **Murchison**, упавшем в



а



б

Рис. 3.4. Структурные взаимоотношения в СМ хондритах. *а*. Хондрит Murchison (фотография шлифа в проходящем свете). Длина образца 1,35 см. *б*. Хондрит Murray (микрофотография в плоскополяризованном свете). Ширина поля зрения 1,6 мм. Видны ряд гранулярных оливиновых хондр и два больших кристалла оливина.

Австралии в 1969 г. Фукс и др. [211] изучили семь полированных шлифов и несколько сот образцов хондрита Murchison для составления очень подробного описания этого метеорита. Большая часть нижеизложенного основана на их данных.

Структура. На рис. 3.4 показаны типичные CM хондриты. В противоположность CI хондритам, в которых редкие высокотемпературные компоненты представлены отдельными кристаллами и их обломками, CM хондриты содержат и правильные хондры и непереплавленные агрегаты. Хондры и агрегаты, как правило, малого размера – обычно менее 0,5 мм в диаметре – и диапазон колебания их размеров узок [333]. Визуальные оценки их содержания в отдельных CM хондритах изменяются достаточно широко [692, 211], однако суммарное содержание всех высокотемпературных компонентов (в том числе и изолированных минеральных зерен) почти постоянно. Точечный подсчет содержания высокотемпературных фаз в CM хондритах приводит к среднему значению 42 об.% (48%) с диапазоном колебания 33 – 50% [253]; несколько более широкий диапазон был отмечен Мак-Суином [425]. Все прочие составляющие этих метеоритов представлены исключительно тонкозернистой матрицей, которая по многим параметрам сходна с наблюдаемой в CI хондритах.

Высокотемпературные составляющие. Высокотемпературная фракция CM хондритов представлена четырьмя типами вещества, которые Фукс и др. [211] назвали включениями: 1 – отдельные кристаллы и их обломки; 2 – непереплавленные агрегаты; 3 – хондры; 4 – ксенолиты. Первые два типа вещества широко распространены в хондрите Murchison и составляют более 98 об. % высокотемпературной фракции в этом [211] и других CM хондритах [253].

Изолированные кристаллы в CM хондритах представлены минералами, содержащимися в хондрах и агрегатах этих метеоритов (оливин, пироксены, хромит, Ca – Al-силикатные стекла) и некоторыми минералами (например, кальцит, гипс, магнетит), которые явно являются новообразованиями в матрице. В ряде работ было показано, что оливин и пироксен – наиболее распространенные минералы – по составу отвечают практически чистым Mg_2SiO_4 (форстериту) и $MgSiO_3$ (энстатиту) соответственно, однако в некоторых случаях отмечены зерна оливина с содержанием Fe_2SiO_4 до 50 мол.% и более и пироксены, содержащие свыше 50% $FeSiO_3$ [201, 692, 211]. Эти разности различаются также по содержанию кальция в оливинах [294], что может указывать на различную доаккреционную историю изолированных кристаллов в CM хондритах.

В ранних описаниях CM хондритов агрегаты и хондры рассматривались совместно, однако агрегаты отличаются от хондр тем, что они редко бывают сферическими, в них отсутствуют магматические структуры и они состоят из слабо связанных скоплений кристаллов, которые легко разрушаются. Большинство агрегатов в CM хондритах состоят почти полностью из кристаллов форстерита, которые обычно содержат включения известково-глино-

земистого стекла и (или) обогащенного хромом и фосфором металлического железа [253] (рис. 3.1). Некоторые из них содержат также энстатит и шпинель, а совсем немногие почти целиком состоят из этих минералов. Из различных второстепенных компонентов отдельных агрегатов наибольший интерес и значение имеют высокотугоплавкие Ca – Ti – Al-минералы, такие, как гибонит $CaAl_{12}O_{19}$, перовскит $CaTiO_3$, шпинель (переменного состава, но близкая к $MgAl_2O_4$) и (или) диопсид $CaMgSi_2O_6$. Некоторые агрегаты содержат также плохо определяемые водные силикаты, очевидно продукты преобразования; их цвет позволил Фуксу и др. [211] назвать их "шпинатом".

Настоящие хондры в CM хондритах менее распространены, чем агрегаты. Большинство из них являются сферическими или сфероидальными и состоят из гранулярных до микрокристаллитовых оливинов и (или) пироксенов, в интерстициях которых находятся известково-глиноземистое стекло и другие второстепенные фазы (рис. 3.1, *а*). Хотя минералогически и структурно они не похожи на большинство хондр в обыкновенных хондритах (гл. 4), генезис их подобен генезису большинства таких хондр и связан с застыванием расплавленных капель. Как отмечалось Фуксом и др., хондры в CM хондритах минералогически более простые, чем агрегаты. В частности, в них отсутствуют тугоплавкие Ca – Al – Ti-силикаты и окислы, установленные в последних.

Фукс и др. [211] описали семь обломков экзотического хондритового вещества в хондрите Murchison. Размеры шести из них колеблются от нескольких до 13 мм, что напоминает C3 хондриты, однако ни структура, ни состав их не указывают четко на генетическую связь с CO или CV группами. Седьмой ксенолит, очевидно, не связан ни с одной из известных хондритовых групп. Присутствие этих экзотических объектов вынуждает идентифицировать хондрит **Murchison** как полимиктовую брекчию.

В заключение следует отметить, что высокотемпературный материал составляет почти половину вещества каждого CM хондрита по весу, но очень незначительная часть этого материала обнаруживает отчетливые доказательства кристаллизации из жидкости. Этот факт, а также присутствие высокотугоплавких минералов в агрегатах и среди изолированных кристаллов накладывают сильные ограничения на доаккреционную историю CM материала, которая рассматривается в разд. 3.3.

Матрица. Несмотря на тщательное изучение многими исследователями, минералогия CM матрицы описана еще неполно. Водные силикаты, установленные в ней, подобны тем, которые слагают преимущественно CI хондриты, и недавние исследования [211, 423] свидетельствуют, что наиболее распространенным из них является обедненный алюминием септехлорит[1]. Изуче-

[1] Высокое отношение Fe/Mg, низкое содержание Al и высокая доля трехвалентного железа в матрице CM хондритов говорит в пользу присутствия кронштедтита, формула которого $(Fe_4^{2+}Fe_2^{3+})(Si_2^{3+})O_{10}(OH)_8$. Этот минерал был идентифицирован в CM хондрите Cochabamba [460].

ние матрицы метеоритов Murchison и Nawapali в электронном микроскопе высокого разрешения подтверждает такую идентификацию, но указывает также на присутствие монтмориллонита [29]. "Шпинат" – фаза, упоминавшаяся в связи с агрегатами в хондрите **Murchison**, – является, по данным рентгеновского и химического исследований, железоглиноземистым септехлоритом – шамозитом [211]. Таким образом, в матрице CM хондритов присутствует по крайней мере три водных силиката. Данные электронномикроскопического изучения показывают, что минералогия матрицы оказывается еще более сложной [390].

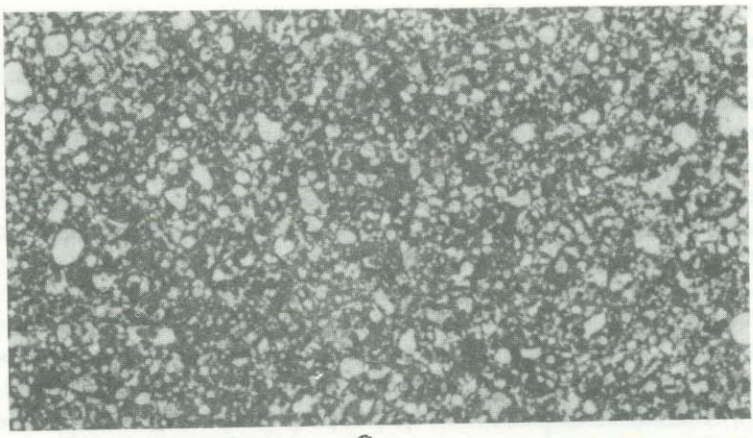
CM матрица содержит также другие фазы, часть которых требует дальнейшего изучения. В прерывистых прожилках хондрита Murchison присутствует гипс, что несколько напоминает CI хондриты. Поскольку значительная часть Na и Mg в рассматриваемых метеоритах присутствует в воднорастворимой форме, вероятно присутствие и других сульфатов [211]. Углерод находится преимущественно в виде сложных углеводородов и реже – в виде кальцита и водного оксалата – уэвеллита.

При изучении хондрита **Murchison** Фукс и др. [211] отметили присутствие широко распространенного магнитного минерала, главными составляющими которого были Fe, O и S. Рамдор [511] сообщил о находке сходного вещества в хондрите **Mureu**, а Мак-Суин и Ричардсон [431] отметили, что систематические вариации этих элементов и Ni в матрице ряда CM хондритов показывают, что этот материал, равно как и плохо идентифицированная фаза [423], находится в различных пропорциях во всех подобных метеоритах.

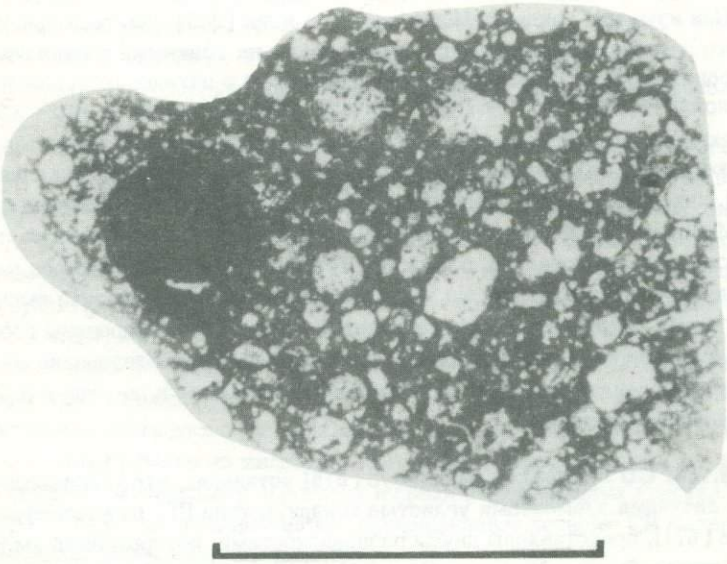
Из приведенного краткого обзора CM матрицы видно, что она состоит из различных компонентов, сложность которых будет возрастать по мере дальнейшего изучения. Так же как и при детальном исследовании высокотемпературных компонентов этих метеоритов были идентифицированы составляющие различного происхождения, так и тщательное исследование матрицы метеоритов свидетельствует о сложной ее истории как в до-, так и в послеаккреционный период.

3.2.4. CO хондриты. Ван-Шмус [615] установил, что обедненные матрицей и летучими элементами углистые хондриты типа III , по классификации Виика [671], представлены двумя разновидностями, которые были им названы подтипами Ornans и Vigarano. Структурная основа для этой классификации становится понятной при рассмотрении рис. 3.5, на котором в одинаковом масштабе приведены фотографии шлифов метеоритов, отнесенных к хондритам типов Ornans и Vigarano. Поскольку химические различия сопровождают все эти структурные вариации, мы выделяем отдельно химические группы Ornans (CO) и Vigarano (CV) (табл. 2.1 и 2.2; рис. 2.1).

Вассон [680] выделил пять хорошо охарактеризованных CO хондритов: Felix, Каинсаз, Lancé, Ornans и Warrenton. Все они являются падениями и обладают петрографическими и минералогическими характеристиками петро-



а



б

Рис. 3.5. Структурный контраст между CO и CV хондритами. Масштаб один и тот же, свет проходящий. *а*. Felix (CO). *б*. Allende (CV); длина шкалы 0,5 см.

логического типа 3. Метеорит Isna (находка) также является CO3 хондритом [437]. Классификация седьмого метеорита Karoonda более спорна. Вассон поместил его в CO группу хондритов и приписал ему петрологический тип 4, исходя из гомогенности оливина в метеорите. Метеорит Karoonda содержит,

однако, очень немного реликтовых хондр и тем самым отличается от известных CO и CV хондритов. По одним параметрам его химический состав имеет определенное сходство с хондритами группы CV [188], по другим – с хондритами группы CO. Автор согласен с Ван-Шмусом и Хеем [618], а также с Мак-Суином [425] в том, что хондрит Karoonda не может сейчас быть приписан ни к CV, ни к CO группе. При обсуждении его не следует включать ни в одну из этих групп.

Ни один из CO хондритов не был изучен столь исчерпывающе, как хондриты Murchison (CM) или Allende (CV), однако Кристоф Мишель-Леви [115, 116] и Курат [343, 345] сообщили подробные минералогические и петрографические данные для хондрита Lancé, а Мак-Суин [425, 426, 427] опубликовал результаты сравнительного изучения всех CO хондритов. Нижеследующее описание CO группы основывается главным образом на этих источниках.

Структура. Шесть CO хондритов обладают весьма близкой первичной структурой (рис. 3.5, *а*). Они состоят из многочисленных мелких (< 0,1 – 0,4 мм) хондр и агрегатов, находящихся в темной тонкозернистой матрице, содержание которой колеблется около среднего значения 33,7 об.% [425]. Характер распределения более крупных частиц (> 0,1 мм) [333] подтверждает первое впечатление от рис. 3,5, *а* о поразительной близости их в этом отношении с крупнозернистой фракцией CM хондритов (рис. 3.6).

Хотя все хорошо классифицируемые CO хондриты принадлежат к петрологическому типу 3, они обнаруживают различную степень термального

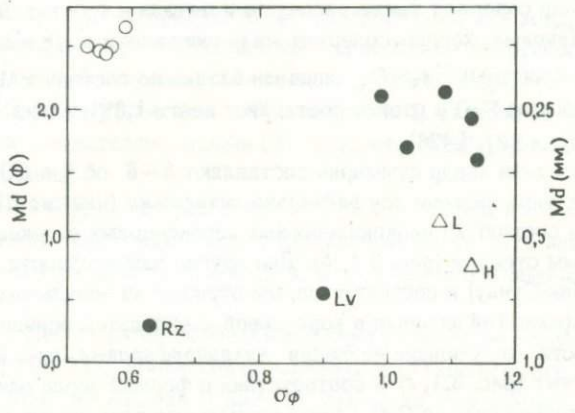


Рис. 3.6. Распределение хондр и агрегатов по размеру в CO (белые кружки) и CV (черные кружки) хондритах [333]. Хондриты Renazzo (Rz) и Leoville (Lv) показаны отдельно; для сравнения приведены средние величины для L и H групп обыкновенных хондритов (треугольники) [151]. Средний диаметр (Md) дан в миллиметрах и φ-единицах ($\varphi = -\log_2 d_{mm}$). Фи-параметр сортировки $\sigma_\varphi = (\varphi_{84} - \varphi_{16})/2$ [298].

метаморфизма, которая отражена в составе минералов и едва уловимых вариациях в различии хондр и агрегатов [425]. Следующий раздел посвящен описанию наименее метаморфизованных CO метеоритов. Метаморфические особенности группы рассмотрены далее.

Высокотемпературные составляющие. Подобно CM хондритам, CO метеориты содержат хондры, непереплавленные агрегаты, одиночные кристаллы и их обломки. Наиболее сильное различие этих двух групп проявляется в количественном содержании хондр в высокотемпературной фракции. Хондры составляют менее 2 об.% высокотемпературной фракции в хондрите Murchison [211] и в среднем 60% в CO хондритах [426]. Таким образом, CM и CO хондриты различаются не только количественным содержанием высокотемпературных составляющих, но и количественным содержанием материала, подвергшегося плавлению в этих высокотемпературных составляющих.

Последние работы Мак-Суина [425, 426, 427] по метеоритам CO группы, а также более ранние описания хондрита Lancé, выполненные Кристоф Мишель-Леви [115, 116] и Куратом [343, 345], дают достаточно полную характеристику хондр и агрегатов этих метеоритов. Хотя в деталях есть и различия, эти объекты можно подразделить на два основных и несколько второстепенных типов.

Хондры занимают от одной четверти до половины объема CO метеоритов. Наиболее распространенные из них, которые Мак-Суин [426] выделил как тип I, состоят из гранулярного оливина (с примесью пироксена и шпинели или без них), находящегося в чистом стекле (рис. 3, 1, *а*); большинство таких хондр содержат также рассеянный металл и троилит. Такие *гранулярные оливиновые* хондры содержат мало окисленного железа (оливин приближается к чистому Mg_2SiO_4, шпинель близка по составу к $MgAl_2O_4$, а среднее содержание FeO в стекле составляет всего 1,3%); стекло обогащено CaO, Al_2O_3 и SiO_2 [426].

Три других типа хондр суммарно составляют 5–6 об.% в CO хондритах. Хондры одного типа называются *радиально-лучистыми* (или тип III, по Мак-Суину [426]) и состоят из низкокальциевых пироксеновых волокон, разделенных коричневым стеклом (рис. 3.1, *б*). Две другие разновидности включены в тип II (по Мак-Суину) и состоят главным образом из зонального оливина и железисто-хромистой шпинели в коричневой стекловатой основной массе. Эти разновидности, получившие названия *микропорфировые* (рис. 3.1, *в, д*) или *колосниковые* (рис. 3.1, *е*) в соответствии с формой зерен оливина, содержат значительно больше FeO, чем гранулярные оливиновые хондры (например, 15–50 мол.% Fe_2SiO_4 в оливине). Стекло в хондрах типа II [426] также более железистое (8,2% FeO), более кислое и менее глиноземистое, чем в хондрах типа I. По всем параметрам хондры типа II в CO метеоритах поразительно схожи с хондрами, распространенными в обыкновенных хондритах (разд. 4.6).

Еще более редкими являются хондры, минералогия которых определяется известково-глиноземистыми фазами: анортитом $CaAl_2Si_2O_8$, шпинелью, диопсидом, мелилитом (точнее геленитом $Ca_2Al_2SiO_7$ с частичным замещением 2Al на MgSi) и стеклом. Очевидно, эти хондры образовались из расплава (рис. 3,1, *г*); этот тип хондр (тип IV, по Мак-Суину) химически и минералогически напоминает некоторые богатые кальцием и алюминием агрегаты в CO и CV хондритах.

Агрегаты составляют до 10—20 об.% в CO хондритах и представлены одним основным и двумя второстепенными типами. Наиболее распространенными (рис. 3.1, *е*) являются агрегаты неправильной формы (амебовидные), сложенные кристаллами оливина (80—100 мол.% Mg_2SiO_4) микронного размера, иногда с незначительной примесью пироксена, шпинели и (или) Na — Al-силикатов. Богатые кальцием и алюминием агрегаты (называемые также включениями и обозначаемые аббревиатурой CAI), которые были впервые описаны в CO3 хондрите Lancé [343], менее характерны для CO хондритов по сравнению с CV хондритами. Такие агрегаты содержат минералы, перечисленные при рассмотрении хондр типа IV, плюс перовскит $CaTiO_3$, гибонит $CaAl_{12}O_{19}$ и богатый алюминием и титаном пироксен — фассаит. Наиболее тонкозернистые CAI обычны для CV хондритов и значительно реже присутствуют в CO хондритах [343]. Богатые кальцием и алюминием агрегаты обоих типов показаны на рис. 3.2.

При более ранних исследованиях отмечалось, и Мак-Суин [427] подтвердил это, что набор минералов и их состав, установленные в изолированных кристаллах CO метеоритов, являются типичными для хондр и агрегатов, и следовательно, эти кристаллы скорее обычные, чем экзотические. Никелистое железо, бедный никелем троилит и пентландит завершают список обычных высокотемпературных фаз в CO хондритах. В отличие от богатого хромом металла в кристаллах оливина CM хондритов [253], металл в CO хондритах беден хромом.

Мак-Суин [426] проанализировал хондры и агрегаты в CO метеоритах с помощью электронного микрозонда. Его данные могут быть использованы при выяснении генезиса этих объектов; в этой связи они обсуждаются в разд. 3.3.3 и 3.3.4.

Матрица. Несмотря на тщательное петрографическое исследование хондрита Lancé [116, 343], минералогия матрицы в CO метеоритах все еще плохо изучена. Кристоф Мишель-Леви [116] отметила, что глинистоподобные водные силикаты и богатый железом оливин (42—48 мол.% Fe_2SiO_4) являются главными составляющими в матрице метеорита Lancé, однако точная идентификация установленных минералов не была выполнена.

Курат [345] отметил структурную и химическую гетерогенность матрицы хондрита Lancé. Отдельные части ее представлены обломками, сходными с CM хондритами, и в целом Курат описал метеорит как углистую микробрек-

чию. Выполненные им микрозондовые анализы хондрита Lancé и анализы матрицы других С хондритов [431] показывают, что матрицы отчасти негомогенны в отдельных СО метеоритах и химически отличаются от образцов в целом. В частности, матрица сильно обогащена Fe и Mn относительно хондр и агрегатов.

Метаморфизм. Более 10 лет назад Вуд [692] предположил, что железистые оливины в СО хондритах образовались из безжелезистых оливинов СМ хондритов в результате термального метаморфизма. Другие данные показали отсутствие подобных взаимосвязей между СМ и СО хондритами [144], однако Мак-Суин [425] представил структурные, минералогические и химические данные в пользу того, что шесть СО3 метеоритов сами по себе образуют короткую метаморфическую серию. Среднее значение железистой составляющей в оливине и пироксене увеличивается в ряду Каинсаз – Warrenton (табл. 3.1), а вариации в их составе уменьшаются. В той же самой последовательности происходит увеличение содержаний Ni и Co и уменьшение содержания Cr в металле; отношение Fe/S в матрице уменьшается, а отношение Fe/Mg в тонкозернистых агрегатах – объектах, более сильно подверженных метаморфизму, чем отдельные силикатные зерна, – стремится к постоянному значению.

Хотя все СО хондриты обладают структурными и минералогическими характеристиками петрологического типа 3, Мак-Суин [425] предположил, что

Таблица 3.1. Вариации средних составов оливина в СО хондритах [425]

Метеорит	Подтип	Fa, %	Среднее отклонение, %
Каинсаз	I	11,8	70
Felix	II	18,4	70
Ornans	II	19,0	68
Lancé	II	21,2	63
Isna	III	32,2	23
Warrenton	III	33,9	21

Примечание. Метаморфические стадии Мак-Суина (I, II, III) названы здесь подтипами в соответствии с химико-петрологической классификацией [622]. Приведены средние содержания фаялита (Fe_2SiO_4, Fa), конечного члена непрерывного изоморфного ряда $Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4$. Среднее отклонение для фаялитовой составляющей является наглядным выражением степени изменчивости составов [163].

эти метеориты содержат запись трех метаморфических стадий, наиболее интенсивная из которых происходила при температурах, не превышающих 400 – 450 °С. Эти стадии приведены в табл. 3.1.

3.2.5. CV хондриты. Эти хондриты отличаются от CO хондритов по структуре, составу и, в меньшей степени, по минералогии. Структурные различия можно видеть на рис. 3.5, где они проявлены в более высоком содержании матрицы в метеоритах CV группы (41,7 об.% – среднее для одиннадцати CV2 и CV3 хондритов [428]) по сравнению с CO группой (33,7 об.% [428]) и в значительно большем размере хондр и агрегатов (обычно 0,5 – 2 мм по сравнению с < 0,5 мм [615]). Высокое содержание пористых, обогащенных рудными минералами хондр также является отличительной чертой структур CV хондритов, и многие из этих метеоритов обнаруживают преимущественную ориентировку продолговатых хондр и агрегатов [398].

Как было установлено Ван-Шмусом и Хейсом [618], CI, CM и CO хондриты имеют сходные отношения главных нелетучих элементов. CV метеориты отличаются от этих трех групп более низким отношением Fe/Si и более высокими отношениями Ca/Si, Al/Si и Ti/Si (табл. 2.2). Эти различия коррелируют и, очевидно, генетически связаны с большей распространенностью богатых кальцием и алюминием агрегатов (CAI) в CV хондритах.

Ван-Шмус и Хейс [618], а также Вассон [680] привели список 11 хорошо классифицируемых CV хондритов, из которых только три являются падениями. Более поздняя сводка включает еще три находки: Arch (CV3), Mulga West (CV5) и антарктический метеорит Yamato (c) (CV3 [428]). Классификация этих метеоритов по типам заслуживает краткого обсуждения, поскольку она тесно связана с проблемой таксонометрии углистых хондритов (разд. 2.4). В то время как большинство CV хондритов, исключая перекристаллизованные хондриты Coolidge (CV4) и Mulga West (CV5), имеют матрицу, сложенную преимущественно богатым железом оливином, два метеорита – Renazzo и Al Rais – содержат относительно много водных силикатов, и поэтому классифицированы как CV2. Два других хондрита – Kaba и Mokoia – имеют другие характеристики, свойственные петрологическому типу 3, но содержат богатые никелем сульфиды, характерные для петрологического типа 2. Таким образом, хондриты Kaba и Mokoia, с точки зрения классификации Ван-Шмуса и Хейса [618], являются CV3 метеоритами, с точки же зрения классификационных параметров Вассона [680], их можно рассматривать как CV2.

Эта таксонометрическая неоднозначность подтверждает заключение о сложности CV группы. Модальный состав и степень окисления (отраженная в соотношении магнетита и металлического железа) в CV хондритах также непостоянны. На основе подобных вариаций Мак-Суин [428, 430] установил, что CV группа включает в себя не менее трех подгрупп; вещественный состав их значительно различается по содержанию матрицы и другим пер-

вичным параметрам, но этого недостаточно для выделения их в отдельные группы. Хотя эти подгруппы не могут быть в настоящее время строго определены, их существование заставляет задуматься о правильности предположения, что различия CV2, CV3 и CV4 или CV5 хондритов полностью обусловлены метаморфической историей.

Несколько CV метеоритов были изучены более детально (Kaba [584]; Vigarano [115, 517]; Leoville [324, 323]), но хондрит Allende, который упал в северной Мексике в феврале 1969 г., является наиболее известным членом этой группы. Общий объем литературы о метеорите Allende составил бы несколько томов, по размеру подобных данной книге. К счастью, сводка Мак-Суина [428] является удобным введением в описание CV группы и в то же время может рассматриваться как пособие для более детального изучения этого вопроса. Петрографическая сводка дана здесь по Мак-Суину с незначительным добавлением данных из других работ.

Структура. В начале этого раздела отмечалось, что CV хондриты обычно содержат больше материала матрицы, чем CO хондриты, а их хондры и агрегаты выглядят более грубозернистыми (рис. 3.5). Последнее различие подтверждается и графиком, на котором показаны средние диаметры и вариации размеров крупных ($\geq$ 0,1 мм) частиц в этих метеоритах (рис. 3.6). Эта диаграмма также показывает заметное различие в структурной гомогенности этих двух групп. На рис. 3.6 CO хондриты образуют компактную группу и, как отмечалось в работе [333], они почти совпадают с CM хондритами. CV хондриты на рис. 3.6, напротив, значительно различаются по среднему размеру частиц и величине их вариаций, даже если не учитывать метеориты Renazzo (Rz) и Leoville (Lv), которые по-видимому, не типичны для данной группы. Это доказывает, что гетерогенность CV метеоритов распространяется как на структурные, так и на минералогические характеристики.

На рис. 3.6 представлены также данные о размере силикатных частиц (главным образом хондр и их обломков) в L и H группах обыкновенных хондритов. Хотя здесь эти данные не используются, интересно отметить, что силикатные частицы в обыкновенных хондритах более грубозернисты, нежели наблюдаемые в типичных CV хондритах, однако, подобно последним, они близки по размеру. Эти данные рассмотрены в разд. 4.6.2.

Высокотемпературные составляющие. Наиболее полный литературный обзор о хондрах и агрегатах CV хондритов приведен в работе Мак-Суина [428], который отметил, что, хотя в CO и CV хондритах присутствуют одни и те же типы высокотемпературного материала, соотношение их в рассматриваемых группах различно. Эти различия обобщены в табл. 3.2.

Хондры и, в частности, гранулярные оливиновые (тип I, по Мак-Суину) преобладают в высокотемпературных фракциях и в CO и в CV хондритах, причем большинство хондр в этих группах содержат зерна металла, троилита и (или) магнетита [255]. Более окисленные порфировые, колосниковые и

Таблица 3.2. Распространенность различных типов хондр и агрегатов в CO и CV хондритах [426]

Тип	Об. % CO	Об. % CV	Рисунок
Хондры			
I. Гранулярные; оливин—стекло	4 — 10	12 — 28	—
Гранулярные; оливин — стекло + непрозрачные минералы	20 — 36	14 — 39	3.1, *а*
II. Порфировые или колосниковые; оливин—стекло	1 — 4	Редки	3.1, *в, д, е*
III. Радиально-лучистые; пироксен — стекло	0,5 — 1,5	0	3.1, *б*
IV. Богатые Ca и Al	Редки	< 1	3.1, *г*
Агрегаты			
Амебовидные, богатые оливином	8 — 16	1 — 8	3.2, *а*
Богатые Ca и Al (CAI), грубозернистые	1 — 2	1 — 4	3.2, *б*
Богатые Ca и Al (CAI), тонкозернистые	< 1	1 — 6	3.2, *в*

Примечание. Примеры хондр и агрегатов каждого типа показаны на рис. 3.1 и 3.2.

радиально-лучистые хондры (типы II и III, по Мак-Суину), отмеченные в нашем описании CO хондритов, менее распространены в CV метеоритах; богатые кальцием и алюминием хондры (тип IV) более обычны.

Наиболее сильное различие характерно для агрегатов. Хотя и в CO и в CV хондритах присутствуют агрегаты одинаковых типов, последняя группа метеоритов содержит меньше амебовидных оливиновых агрегатов (рис. 3.1, *е*) и больше грубозернистых CAI (рис. 3.2, *а*). Тонкозернистые CAI, необычные для CO хондритов, являются распространенным типом включений (1–6 об.%) в CV метеоритах (рис. 3.2, *б*).

Все эти составляющие были рассмотрены в разд. 3.2.4 в связи с описанием СО хондритов. CAI описаны детально здесь, поскольку они особенно распространены в CV метеоритах и были идентифицированы впервые Кристоф [116] и Кайлом и др. [324] в хондритах Lance (CO3) и Leoville (CV3) соответственно. Однако интерес к этим образованиям особенно возрос после установления Марвином и др. [400] и Кларком и др. [119] их высокой распространенности в хондрите Allende (CV3) и предположения о том, что они являются высокотемпературными небулярными конденсатами. После первых публикаций CAI были установлены в других CV и CO метеоритах и описаны весьма детально. Их изучение продолжается по сей день, чему способствовало открытие в некоторых из них носителей кислорода и других элементов с аномальным изотопным составом и предположение, что они содержат экстранебулярное (досолнечное) вещество (разд. 3.4).

Хотя CAI различаются в деталях, они попадают в две главные структурные категории: тонкозернистые и грубозернистые CAI . Гроссман [246] подразделил последние по структурным и минералогическим признакам на три типа – A, B и промежуточный (I). Дальнейшие химические исследования [640] подтвердили такое подразделение.

Тонкозернистые CAI представляют собой агрегаты чрезвычайно тонкозернистых (< 1 мкм) кристаллов, цвет которых изменяется от белого до серого, розового и пурпурного; для них характерна концентрическая зональность по цвету (рис. 3.2, *б*). Экстремально тонкозернистая структура CAI затрудняет оптическую и микроаналитическую идентификацию минералов, однако данные рентгеновской дифракции и сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) показывают, что типичными фазами являются шпинель $MgAl_2O_4$ и пироксен; в ассоциации с ними находятся содалит $Na_4Al_3Si_3O_{12}Cl$, нефелин $NaAlSiO_4$ и гроссуляр $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$. Мелилит (близкий геленити $Ca_2Al_2SiO_4$) и оливин [249] распространены в меньшей степени. СЭМ-изучение одного тонкозернистого CAI из хондрита Allende показало, что включение представляет собой пористый агрегат хорошо ограненных кристаллов; каких-либо доказательств в пользу кристаллизации включения из расплава [248] не установлено.

Грубозернистые CAI грубозернисты только в относительном смысле (рис. 3.2, *а*). Согласно наблюдениям Уорка и Ловеринга [640], наибольшие кристаллы в подобных агрегатах редко превышают в диаметре 1 мм, а в некоторых агрегатах средний размер зерен составляет менее 100 мкм. Типичные грубозернистые CAI белого цвета, размер их колеблется от < 1 мм до 2 см, а форма весьма изменчива.

Главные минералы грубозернистых CAI (типы A, B и I) приведены в таблице 3.3 [246]. Шпинель обычно близка к чистой $MgAl_2O_4$; состав бедного Na мелилита изменяется в пределах серии твердых растворов от геленита $Ca_2Al_2SiO_7$ до окерманита $Ca_2MgSi_2O_7$, но обычно минерал обогащен

Таблица 3.3. Главные минералы грубозернистых CAI [426]

Минерал	Модальная распространенность, об.%		
	A	B	I
Шпинель $MgAl_2O_4$	15 – 20	15 – 30	20
Мелилит $Ca_2Al_2SiO_7$	80 – 85	5 – 20	Редок
Перовскит $CaTiO_3$	1 – 2	Редок	–
Анортит $CaAl_2Si_2O_8$	Редок	5 – 25	50
Пироксен(ы)	"	35 – 60	30

геленитовой составляющей. Отдельные зерна пироксена в грубозернистых агрегатах типа A обеднены Fe и изменяют свой состав от почти чистого диопсида $CaMgSi_2O_6$ до фассаита, содержащего 9% Al_2O_3. Состав пироксенов в CAI типа B сильно подвержен изменениям, но все пироксены являются безжелезистыми и обогащены Al и Ti (15,1 – 21,4% Al_2O_3, 3,1 – 17,5% TiO_2); большая часть титана в них находится в трехвалентном состоянии [166]. Плагиоклаз в CAI типов B и I представлен почти чистым анортитом.

В CAI хондрита Allende и других CV метеоритов установлен еще ряд минералов, неизвестных в других метеоритах. В CAI типа A хондритов Allende, Leoville и Vigarano присутствует гибонит $CaAl_{12}O_{19}$ [323]; волластонит ($CaSiO_3$) и гроссуляр ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$) также отмечены в подобных включениях [246]. Фукс [209] описал CAI типа A хондрита Allende, которое содержало редкий минерал рёнит, а в другом – богатом шпинелью агрегате установлен Ca $-Fe^{3+}$-гранат (андрадит). Список минералов не ограничивается приведенными примерами и является иллюстрацией того, сколь резко повлияло на него изучение CV хондритов вообще и Allende, в частности.

Несмотря на низкую распространенность, непрозрачные минералы в грубозернистых CAI являются потенциально важными составляющими при интерпретации генезиса этих агрегатов. Уорк и Ловеринг [640] отметили, что "капельки" очень тугоплавких металлов платиновой группы находятся во всех трех типах грубозернистых CAI, а в типе B включений они ассоциируются с магнетитом, никелистым железом, Ni – Fe-сульфидами и молибденитом MoS_2 [210]. Эль-Горези и др. [179, 180] сообщили о находке сходных, но еще более сложных минеральных ассоциаций (названных *фремдлингами*) в CAI типа A и B хондрита Allende. Поскольку эти включения одновременно содержат и тугоплавкие и летучие элементы – представителем последних яв-

ляется сера – и находятся внутри кристаллов тугоплавких минералов, положение *фремдлингов* при интерпретации их генезиса неоднозначно.

Матрица. Гетерогенность CV метеоритов распространяется и на матрицу. Два хондрита – Al Rais и Renazzo (CV2) – имеют матрицу, которая химически напоминает матрицу CM хондритов [431] и, подобно последней, состоит преимущественно из водных силикатов. В других CV метеоритах преобладающим минералом матрицы является экстремально тонкозернистый богатый железом оливин (~ 50 мол.% Fe_2SiO_4 [119]), ассоциирующийся в хондрите Allende с сульфидами (главным образом с троилитом и пентландитом), составляющими по распространенности несколько процентов, и небольшим количеством других минералов. Эти и прочие различия легли в основу предположения, что метеориты Al Rais и Renazzo могут быть выделены в самостоятельную группу (CR [430]).

Матрица нескольких CV хондритов – Allende, Leoville и Renazzo [428] содержит также темные тонкозернистые ксенолиты, соотношения которых с вмещающими их метеоритами недостаточно ясны [208]. Хондрит Leoville содержит ксенолиты, которые свидетельствуют о том, что имеет место ударный метаморфизм [426]. Мак-Суин предположил, что большинство ксенолитов в CV хондритах химически сходны с вмещающими их метеоритами, но структурно отличаются от них; следовательно, эти метеориты можно рассматривать как геномиктовые брекчии (разд. 2.3).

3.2.6. Основные петрографические характеристики. Приведенное выше петрографическое описание, несмотря на обобщающий характер, выполнено достаточно детально, что делает заключительную часть этого раздела желательной. Типы вещества, которое слагает четыре группы углистых хондритов, и относительная их распространенность приведены в табл. 3.4.

Наиболее отчетливое различие этих групп проявлено в относительной распространенности матрицы, которой почти нацело сложены CI метеориты, приблизительно наполовину – CM метеориты и примерно на одну треть CO и большинство CV хондритов. Этот материал матрицы химически сходен для всех четырех групп [431]: незначительные и, очевидно, систематические вариации среди групп могут быть, как это было предположено Мак-Суином и Ричардсоном, артефактом, обусловленным аналитическим методом.

Андерс [12] отметил, а другие исследователи [336] подтвердили, что постоянство состава матрицы характерно и для широкого круга редких и рассеянных элементов, главной физической характеристикой которых является летучесть. Распространенность летучих элементов в метеоритах пропорциональна содержанию матрицы. Хотя такое соотношение выполняется нечетко для CO и CV хондритов [428, 585], это наблюдение привело Андерса [12] к предположению, что углистые хондриты представлены преимущественно смесью двух (высоко- и низкотемпературных) компонентов.

С другой стороны, высокотемпературные компоненты углистых хондритов достаточно разнообразны по минералогии, составу и истории образова-

Таблица 3.4. Модальные соотношения компонентов углистых хондритов

Компоненты	Об. %			
	CI	CM	CO	CV
Матрица	99	48	34	42
Изолированные высокотемпературные зерна	1	22	8	2
Хондры	0	2	40	44
Агрегаты (оливиновые)	0	18	11	4
Агрегаты (Ca – Ti – Al)	0	Редки	2	4

Примечание. Данные из работы [253] – для CM хондритов, [425] – для CO хондритов и [428] – для CV хондритов. Редкие непрозрачные минеральные фазы не учтены в данных о CM, CO и CV хондритах; поэтому суммы менее 100%.

ния. Изолированные минеральные зерна и непереплавленные агрегаты преобладают в CM хондритах, а хондры – в CO и CV хондритах. Вариации в распространенности и составе высокотемпературных компонентов главным образом ответственны за химические различия между группами, как это показано в табл. 2.2 и на рис. 2.1.

3.3. История углистых хондритов

3.3.1. Взаимосвязь между высоко- и низкотемпературными компонентами. В результате тщательного изучения углистых хондритов точка зрения об их образовании коренным образом изменилась. Пятнадцать лет назад основные гипотезы сводились к следующему: 1) хондры (в том числе и те, которые теперь называются агрегатами) сформировались из матрицы в результате метаморфических [401] или магматических [526] процессов; 2) матрица сформировалась из хондр в процессе низкотемпературного водного преобразования [608, 170]; 3) хондры и матрица сформировались раздельно, например в виде комплементарных продуктов процесса конденсации небулярного газа [687].

В настоящее время первые две гипотезы можно исключить, поскольку существуют значительные химические различия между высоко- и низкотемпературными компонентами углистых хондритов, которые указывают на невозможность превращения одного в другое прямым способом [431]. Разли-

чия изотопного состава кислорода между высокотемпературным веществом и матрицами CM, CO и CV хондритов [129] являются еще одним аргументом против их непосредственной генетической взаимосвязи. Хотя существуют некоторые доказательства преобразования хондр **in situ**, однако в большинстве случаев они носят локальный характер и малочисленны [524, 429, 430].

Третья гипотеза ближе всего к действительности, однако идея Вуда [687] о том, что высоко- и низкотемпературные конденсаты являются комплементарными, крайне упрощена. Минеральный и химический состав агрегатов и хондр углистых хондритов позволяют предполагать, что эти компоненты сформировались из вещества, которое отделилось от небулярного газа при различных, но в основном при высоких температурах, или представляют собой само это вещество. Матрица, напротив, является химически нефракционированной и сформировалась в результате практически полной конденсации небулярного газа.

Главный вопрос, связанный с высокотемпературным веществом углистых хондритов, состоит не в том, были ли они связаны с небулярной конденсацией, а в том, какова эта связь? Являются ли некоторые из них или даже все они простыми агломератами частиц, сформировавшихся в результате равновесной конденсации, или их физическая история была более сложной? Где на этой шкале находится история расплавленного состояния, т. е. приводила ли конденсация к образованию жидкостей и твердого вещества, или же твердые конденсаты были расплавлены позже в результате какого-то высокотемпературного события? Решение этих вопросов тесно связано с наличием изотопных аномалий в некоторых агрегатах: состояло ли солнечное облако первоначально из горячего и гомогенного газа, или же Солнечная система унаследовала более ранние твердые зерна из другого источника?

В настоящем разделе мы обсудим все эти вопросы после краткого рассмотрения конденсации в солнечном облаке.

3.3.2. Равновесная конденсация. Большое количество работ, опубликованных в последнее время, было направлено на сопоставление свойств хондритов и других метеоритов с теоретически предсказанными свойствами конденсатов, образованных из небулярного газа.

Предсказывая характер конденсации из газа солнечного состава при давлениях $10^{-2} - 10^{-5}$ атм [103], необходимо решить, был ли этот газ нейтральным или ионизированным, поскольку порядок появления твердых фаз определяется либо летучестью элементов – в случае нейтрального газа, либо их потенциалом ионизации – в случае плазмы. В большинстве последних моделей конденсации вещества в солнечном облаке принято, что газ был нейтральным, при этом не учитываются эффекты ионизации и термального неравновесия между твердыми зернами и газом. Этот подход, принятый и здесь, оправдан, поскольку наблюдается хорошее совпадение предсказанной и установленной конденсационных последовательностей, а в случае плазменных

Таблица 3.5. Устойчивость равновесных небулярных конденсатов при общем давлении 10^{-3} атм [245, 253]

Минеральная фаза	Состав	Температура, К	
		появления	исчезновения
Корунд	Al_2O_3	1758	1513
Перовскит	$CaTiO_3$	1647	1393
Мелилит	$Ca_2Al_2SiO_7$ (геленит) до $Ca_2MgSi_2O_7$ (окерманит)	1625	1450
Шпинель	$MgAl_2O_4$	1513	1362
Металл	(Fe, Ni) + Co, Cr	1471	
Диопсид	$CaMgSi_2O_6$	1450	
Форстерит	Mg_2SiO_4	1444	
Шрейберзит	$(Fe, Ni)_3P$	1416	
	Ti_3O_5	1393	1125
Анортит	$CaAl_2Si_2O_8$	1362	
Энстатит	$MgSiO_3$	1349	
Алабандин	MnS	1139	
Рутил	TiO_2	1125	
Щелочной полевой шпат	$NaAlSi_3O_8$ до $KAlSi_3O_8$	~ 1000	
	Fe^0 до Fe^{2+}	~ 900	
Троилит	FeS	700	
Магнетит	Fe_3O_4	405	

Примечание. Указана температура исчезновения ранее сконденсированной фазы в результате реакции с газом и образования новой твердой фазы.

моделей [25, 26] предсказанные элемент-элементные корреляции отличаются от установленных в метеоритах [426].

Гроссман [245] использовал термодинамические данные для расчета полей стабильности твердых фаз, находящихся в равновесии с нейтральным газом солнечного состава, в случае приемлемых давлений в облаке. Его вычисления отличаются от вычислений более ранних работ [377, 352] тем, что он учел изменение состава газа при удалении ранних конденсатов. Результаты расчетов Гроссмана в случае равновесной конденсации при общем давлении 10^{-3} атм с учетом более поздних данных [253] приведены в табл. 3.5.

Гроссман отметил, что большая часть твердых фаз, которая сконденсировалась при высоких температурах, при более низких реагирует с газом, образуя новые соединения. Так, корунд, который конденсируется при 1758 К, реагирует с газом при 1625 К с образованием мелилита. Оставшийся после образования мелилита корунд соединяется при 1513 К с MgO, образуя шпинель. В данном примере корунд находится в равновесии с газом солнечного состава в интервале температур 1758–1513 К и при общем давлении $P_{H_2} \simeq 10^{-3}$ атм.

При конденсации мелилита образуется твердый раствор. В случае идеального твердого раствора первый конденсирующийся мелилит будет представлять собой практически чистый геленит $Ca_2Al_2SiO_7$. По мере падения температуры происходит замещение MgSi на 2Al, пока содержание окерманита $Ca_2MgSi_2O_7$ не достигнет ~80 мол.%, т. е. при температуре 1450 К, когда мелилит становится нестабильным относительно диопсида.

В первоначальных расчетах Гроссмана предполагалось, что Fe и Ni конденсируются в виде сплава, Co – в виде чистого металла, Cr – в виде окисла и Mn – в виде сульфида. Повторное исследование поведения последних трех элементов показывает, что Co и Cr в действительности образуют сплав с никелистым железом. Эти новые результаты, а также температура конденсации фосфора в форме шрейберзита [253] включены в табл. 3.5.

Гроссман [245] рассмотрел влияние давления на температуры конденсации, приведенные в табл. 3.5, и установил, что в пределах широкого диапазона давлений (10^{-2} – 10^{-6} атм) увеличение его влияет на температуру конденсации, однако порядок появления фаз остается неизменным. Единственным исключением из этого правила является никелистое железо, которое конденсируется до форстерита при давлении газа более $\sim 10^{-4}$ атм и после него при более низком давлении.

Из табл. 3.5 следует, что окислы и силикаты Al, Ca и Ti преобладают в конденсационной серии при температурах выше ~1500 К, а Mg-силикаты и металлическое железо – наиболее распространенные фазы в метеоритах – появляются при более низких температурах (~1350 до 1500 К). Так, равновесные конденсаты не должны содержать Na и K при температурах выше ~1000 К, не должны содержать значительного количества Fe^{2+} при температуре выше 900 К (следует отметить, что эта температура достаточно неопределенна) и должны быть полностью лишены S при температуре выше 700 К. Многие летучие металлы и такие важные составляющие, как углерод, азот, вода и инертные газы, конденсируются при еще более низких температурах [352].

Хотя наш интерес сосредоточен на происхождении высокотемпературного материала в углистых хондритах, следует отметить, что конденсационная последовательность, приведенная в табл. 3.5, является реальной основой для рассмотрения метеоритов других типов. Возможно, наиболее существенное различие между метеоритной и земной петрологией состоит в

том, что в эволюции метеоритов главную роль играли реакции по типу газ – твердое вещество.

3.3.3. Происхождение агрегатов. Существует обширная литература, посвященная агрегатам в углистых хондритах. В частности, CAI продолжают находиться в фокусе интенсивных исследований, и даже относительно свежие сводки по этому вопросу [252, 428] не охватывают всего имеющегося материала.

Выявление связи между агрегатами и небулярной конденсацией основано прежде всего на минералогии грубозернистых CAI [400, 357], и связь эта весьма четко проявлена [637]. Гроссман [245, 246] и Гроссман и Кларк [247] показали, что и минеральные фазы в грубозернистых CAI, и их составы (например, бедные Na мелилиты, богатые Ti и Al пироксены) являются такими, как это предсказывалось для высокотемпературных конденсатов. Данные анализов главных и редких элементов также согласуются с этой точкой зрения. Мак-Суин [429] показал, что вариации содержаний основных элементов в грубозернистых CAI приблизительно такие же, как ожидались для высокотемпературных равновесных конденсатов (рис. 3.7, *а*), и концентрации тугоплавких редких элементов, например Sr, Ba, Sc, Zr, Hf, Ta, W, U, Re, Ru, Os, Ir и редкоземельных элементов (р.з.э.), в грубозернистых CAI примерно в 20 раз выше по сравнению с наблюдаемыми в CI метеоритах [250]. Тот факт, что тугоплавкие сидерофильные элементы концентрируются в мельчайших металлических каплях главных минеральных фаз [638, 484, 59], также согласуется с предсказанными высокими температурами конденсации этих элементов.

Специфика физической истории грубозернистых CAI охарактеризована хуже. Многие структурные и минеральные их особенности свидетельствуют о том, что они кристаллизовались из расплавов [58], а распределение в них р.з.э. подтверждает эту точку зрения: хотя валовые анализы грубозернистых CAI указывают на высокое содержание и нефракционированный характер этих элементов, распределение их между мелилитом и пироксеном согласуется с кристаллизацией из расплава ([396, 249], Nagasawa et al., 1977). С другой стороны, сохранение на микронном уровне вариаций изотопного состава кислорода в некоторых грубозернистых CAI [130] свидетельствует против изотопного равновесия, и полное плавление породы с этой точки зрения представляется маловероятным. Противоречие между изотопными и другими данными может быть разрешено, но оно свидетельствует о трудности различения расплавленного (хондры) и нерасплавленного или отчасти расплавленного материала (агрегаты). Очевидно, что даже грубозернистые CAI, для которых конденсационное происхождение наиболее вероятно, – достаточно сложные объекты. Эти проблемы мы рассмотрим позднее в связи с изотопными данными (разд. 3.4).

Тонкозернистые CAI являются еще более сложными объектами. Эти агрегаты оказываются на том же самом тренде для основных элементов, что и

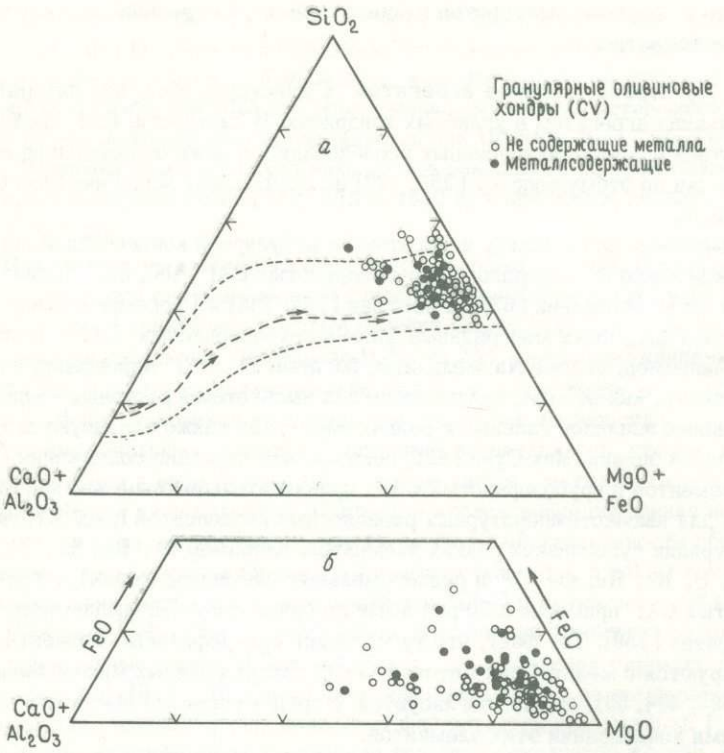


Рис. 3.7. Вариации содержаний главных элементов (в мол. %) в гранулярных оливиновых хондрах (тип I по Мак-Суину) CV хондритов. Тонкие пунктирные линии на рис. 3.7, *а* ограничивают область составов агрегатов в этих метеоритах, а жирная пунктирная линия показывает тренд составов, образованных при равновесной конденсации. Анализы хондр взяты из работы [426], составы конденсатов — из работы [247].

грубозернистые CAI , и, по-видимому, указывают на продолжение этого тренда в область более низких температур [426], однако большинство из них имеют субкосмическое отношение Ca/Al. Поскольку последнее должно быть постоянным и равным солнечному для всех равновесных конденсатов, которые отделяются от небулы после конденсации мелилита (табл. 3.5), эти низкие отношения указывают на некоторое отклонение от равновесной конденсации.

Дальнейшее свидетельство неравновесности тонкозернистых CAI вытекает из данных о редких и рассеянных элементах. Тугоплавкие литофильные элементы обогащены в этих агрегатах относительно CI хондритов, однако содержание тугоплавких сидерофильных элементов (например, Ir) здесь понижено [249]. Более того, обогащение тугоплавкими литофильными элемен-

тами менее проявлено в тонкозернистых CAI по сравнению с грубозернистыми. В частности, спектры р.з. э. дают сильно различающиеся картины фракционирования [591, 396, 74, 249]. И, наконец, тонкозернистые агрегаты характеризуются весьма высокими содержаниями летучих литофильных элементов – Na и Cl, которые входят в состав достаточно распространенных здесь нефелина $NaAlSiO_4$ и содалита $Na_4Al_3Si_3O_{12}Cl$. Эти минералы присутствуют также в некоторых грубозернистых CAI, однако они находятся в них по периферии или в интерстициях и, возможно, являются вторичными [634]. В противоположность этому, обогащенные летучими минералы в тонкозернистых CAI, по-видимому, первичные.

Для объяснения необычной смеси высоко- и низкотемпературного вещества в тонкозернистых CAI Гроссман и Ганапати [249] привлекли неравновесную конденсацию. Они предположили, что удаление тугоплавких элементов (в грубозернистых CAI) и большей части Mg, Fe и Si (в хондрах) приводило к понижению их содержаний в газе. Оставшиеся тугоплавкие и летучие элементы конденсировались затем совместно при более низких температурах, образуя такие минералы, как нефелин и содалит. Эта интерпретация достаточно сложна, как и сами объекты, которые она объясняет.

При интерпретации амебовидных оливиновых агрегатов возникают сходные проблемы, поскольку они также включают в себя и высокотемпературные (перовскит, шпинель и пироксен, богатый Ti и Al), и низкотемпературные минералы (нефелин и содалит). Более того, оливин – преобладающая их составляющая – является железистым (до 35 мол.% Fe_2SiO_4). Гроссман и Стил [254] предположили, что в амебовидных оливиновых агрегатах присутствует материал, который конденсировался в условиях равновесия газ – твердое вещество при медленном падении температур в интервале 900 – 500 К [251].

В приведенном рассмотрении агрегатов углистых хондритов едва только просматриваются отдельные моменты этой сложной проблемы, но даже этого достаточно, чтобы показать, сколь сложны взаимосвязи между агрегатами и небулярной конденсацией и как мало они еще понятны. Эта сложность привела ряд исследователей [343, 347, 649, 113, 391] к предположению, что CAI являются реститами неполного испарения, а не ранними небулярными конденсатами. Имеющиеся данные не позволяют однозначно решить эту альтернативу. Хотя петрографические характеристики [347] и химические данные [597] показывают, что испарение имело место в эволюции некоторых агрегатов, сейчас уже ясно, что его роль была подчиненной. Экспериментальные данные могут помочь в решении этих вопросов, однако они [470, 391] весьма малочисленны и неоднозначны.

Наша дискуссия сфокусирована преимущественно на агрегатах в CO и CV метеоритах, для которых получено наибольшее количество данных. Подробное рассмотрение высокотемпературного вещества в CM хондритах выполнено Гроссманом и Олсеном [253], которые привели ряд доказательств в пользу конденсационного происхождения агрегатов и изолированных крис-

таллов в этих метеоритах: 1) отсутствие интерстициального стекла в агрегатах; 2) присутствие изолированных оливиновых зерен, закалочные поверхности которых очень напоминают поверхности, образовавшиеся при осаждении пара на синтетических минеральных сферулах; 3) присутствие высокотугоплавких минералов в некоторых агрегатах; 4) присутствие тугоплавких включений (Cr- и P-обогащенный металл; известково-глиноземистое стекло) в отдельных кристаллах оливина. Эти аргументы достаточно убедительны для агрегатов и некоторых кристаллов оливина в CM хондритах, но Ричардсон и Мак-Суин [524] и Мак-Суин [429, 430] привели петрографические доказательства, согласно которым некоторые из кристаллов оливина являются продуктом преобразования и разрушения хондр. Их интерпретация подтверждается присутствием незначительных количеств железистых оливинов в этих метеоритах. Она может также объяснить, почему распространенность высокотемпературного материала, в том числе и мономинеральных зерен, приблизительно постоянна в CM хондритах [253], хотя распространенность хондр и агрегатов в этих метеоритах изменяется достаточно широко [211]. И опять, различные доказательства приводят к различным заключениям, а проблема остается неразрешенной.

В заключение следует отметить, что валовой состав агрегатов в CM, CO и CV хондритах хорошо согласуется с идеей их образования из вещества, которое отделилось от небулярного газа при различных температурах. Многие отклонения от химических соотношений, вытекающих из модели равновесной конденсации, могут быть объяснены отклонением от равновесия, однако некоторые аспекты истории агрегатов, например роль плавления и испарения в эволюции их грубозернистых разностей, остаются все еще мало понятными.

3.3.4. Образование хондр. Хотя богатые Ca и Al агрегаты в CO и CV хондритах стали предметом широкого исследования, преобладающим высокотемпературным материалом в этих метеоритах являются хондры (табл. 3.2). Столетнее изучение их и быстрое накопление петрографических и химических данных за последнее десятилетие оказалось все же не в состоянии предложить убедительную интерпретацию этих объектов. Одна из причин такого положения заключена в самих хондрах: их кристаллизация из расплава полностью уничтожила все минеральные и структурные особенности вещества, из которого образовались эти расплавы. Другая причина связана с тенденцией слишком упрощенного понимания хондр. Как отмечали Меррилл [435], Додд [146] и Вуд и Мак-Суин [696], капельные и обломочные хондры физически различны, и нет необходимости предполагать, что они образовались сходным образом. Хондры в углистых хондритах и петрографически и химически отличаются от наблюдаемых в обыкновенных хондритах; подобные различия ставят перед нами вопрос, содержат ли в себе эти две группы объектов запись одних и тех же или различных про-

цессов. По этой причине вопрос об образовании хондр рассматривается как в этом, так и в следующем разделе.

Еще одна проблема состоит в том, что многие вероятные механизмы образования хондр – равновесная и неравновесная конденсация небулярного газа; плавление небулярной пыли под действием электрических разрядов, ударов или при прохождении частиц сквозь высокотемпературную область пространства – лежат вне поля нашей земной и лунной "практики" и (или) сложны для воспроизведения в лабораторных условиях. Не случайно, по-видимому, что два механизма, имеющие очень близкие земные аналоги, – вулканизм и метаморфический процесс, с которыми связано образование сферических объектов, – менее популярны среди исследователей хондр.

Последнее препятствие на пути интерпретации генезиса хондр обусловлено отсутствием данных об их химических вариациях. К счастью, эта проблема сейчас решена благодаря применению инструментальных методов (нейтронно-активационного анализа; электронно-зондового микроанализа, позволяющего определять химический состав хондр как in situ, так и в порошковых препаратах; изотопного разбавления), которые позволяют анализировать отдельные хондры, в ряде случаев весящие несколько миллиграммов. Исследование содержания главных и рассеянных элементов в хондрах было и остается крайне важным направлением в метеоритике.

Модели. В табл. 3.6 приведены модели образования хондр, которые были предложены разными авторами в течение последнего десятилетия и которые могут рассматриваться как рабочие модели. Один класс моделей представляет хондры в виде капель, образовавшихся непосредственно при конденсации небулярного газа. Такая интерпретация подразумевалась Сорби [571] при описании хондр как "огненного дождя", однако первые их описания на языке современной терминологии были сделаны Зюссом [582] и Вудом [687]. Модели непосредственной конденсации, приведенные в табл. 3.6, различаются главным образом способами объяснения возможности конденсации твердой фазы, а не жидкости в случае равновесия с газом солнечного состава в условиях приемлемых давлений в небуле [687]. Вуд высказал предположение, что хондры образовались при аномально высоком давлении в небуле, которое возникло при выбросе вещества Солнца, когда последнее находилось на стадии Т-Тельца. Бландер и Кац [60] предположили, что жидкости могли конденсироваться при нормальном давлении в небуле, если нуклеация твердого вещества была осложнена кинетическими барьерами. Другими приемлемыми путями стабилизации жидких конденсатов могут быть физическое и химическое фракционирование небулярного газа, например, увеличение отношения пыль/газ [696] и уменьшение отношения H_2/H_2O [269].

Многие исследователи рассматривают хондры как переплавленное твердое вещество. Агломераты микронных частиц пыли, подобных тем, которые сейчас известны в межзвездном пространстве, рассматриваются в качестве непосредственных предшественников хондр. Предложено несколько про-

Таблица 3.6. Современные гипотезы образования хондр

Предшественник хондр	Процесс	Место процесса	Механизм	Литературный источник
Газ	Конденсация	Небула	Сильное сжатие	[582, 687]
			Переохлаждение	[60]
			Обогащение пылью	[696]
			Обеднение H_2	[269]
Пыль	Плавление	Небула	Электрический разряд	[668]
			Удар	[669]
			Атмосферный нагрев	[496]
		Поверхностный реголит	Удар	[197]
Порода	Дезинтеграция	Поверхностный реголит	Удар	[164]

Примечание. Для каждой модели ссылки даны на статьи, в которых эти модели впервые получили современную обработку.

цессов плавления этих "шариков пыли": электрические разряды [668, 100, 397]; взаимное соударение [669, 648, 101, 332]; прохождение сквозь горячую и плотную атмосферу протопланет [496]. В большинстве моделей плавления предполагается, что хондры образовались до аккреции, однако некоторые исследователи придерживаются предположения Фредрикссона [197], что хондры образовались в результате ударного плавления вещества на поверхности родительских тел метеоритов.

Юри [607, 612] и автор настоящей работы [145, 153, 154] предложили детально разработанные модели, объясняющие широкие вариации в химическом составе хондр. Юри предположил, что хондры являются переплавленными фрагментами дифференцированных предшественников [607] или разбрызганными каплями [612], сформировавшимися в результате ударов по лавовым бассейнам. Хотя эти модели нереалистичны [687, 426], необычайный спектр химической вариации, наблюдаемой в хондрах обыкновенных хондритов, привел автора к предположению, что многие, если не большинство хондр являются фрагментами относительно грубозернистых изверженных горных пород,

которые, в свою очередь, были продуктами ударного плавления [145, 164]. Эта интерпретация, очевидно, неадекватно описывает происхождение большинства хондр в углистых хондритах [426], но она все же привлекательна для объяснения генезиса хондр в обыкновенных хондритах и более детально рассмотрена в гл. 4.

Некоторые генетические ограничения. Как было показано в работе Мак-Суина [426], ни одна из моделей, приведенных в табл. 3.6, не согласуется с имеющимися в настоящее время данными для хондр, тем не менее ни одна из них не может быть безоговорочно исключена. Таким образом, преимущества той или иной модели зависят главным образом от того, какие аргументы исследователь считает ведущими и какими он может пренебречь.

В принципе, для оценки моделей образования хондр могут быть использованы три типа аргументов – астрофизические, петрографические и химические. Практически первый из них имеет ограниченное значение, поскольку астрофизические модели примитивной солнечной небулы весьма изменчивы. Так, например, неясно, были ли скорости частиц в ранней Солнечной системе достаточно большими [101] для плавления агрегатов в результате их соударений [496]. Модели образования хондр должны соответствовать астрофизическим данным, однако лучше использовать метеориты для построения теории, а не наоборот.

Понимание истории вещества до его плавления ограничено данными, вытекающими из структуры и состава минералов хондр в углистых хондритах, однако петрографическая информация о временны́х и пространственных взаимосвязях различных типов хондр и агрегатов имеет большое значение. Мак-Суин [426] отметил, что сросшиеся хондры в CO и CV хондритах всегда состоят из двух или более объектов одного и того же петрографического типа и состава [641]. Взаимоотношения типа "хондра в агрегате" или "агрегат в хондре", которые необычны для данных метеоритов, всегда указывают на включение высокотемпературного материала в более низкотемпературном веществе (например, включения CAI в хондрах или богатых Ca и Al хондр в амебовидных оливиновых агрегатах). Эти два примера показывают, что различные типы высокотемпературного материала в углистых хондритах образовались в разное время и (или) в разных областях пространства, но хондры и агрегаты при этом могли взаимодействовать друг с другом. Более того, эти примеры показывают, что агрегаты и хондры образовались во временно́й последовательности, которая отвечает, за некоторыми исключениями [641], падению температуры в облаке.

Другие петрографические аргументы менее определенны. Например, редкость нахождения хондроподобных объектов в лунном реголите использовалась как доказательство против происхождения хондр в результате ударов по покрытой реголитом поверхности родительских тел [426], но этот аргумент базируется на предположении, что поверхности родительских тел метео-

ритов были физически и химически сходны с лунной поверхностью и испытывали аналогичное лунному ударное воздействие космических тел.

По мнению автора, наиболее приемлемым является химический подход к генезису хондр, основанный на сравнении наблюдаемых в хондрах трендов химических вариаций с предсказанными для различных механизмов образования хондр. Нижеприведенное сравнение базируется на идеях Мак-Суина [426] и основано на его анализах хондр (из нескольких CO и CV хондритов), выполненных расфокусированным пучком микрозонда.

На рис. 3.7, *а* представлены химические данные о наиболее распространенных элементах, суммы которых для большинства хондр составляют 90% и более. На этой диаграмме показаны хондры только типа I (гранулярные оливиновые) по Мак-Суину, и нанесены данные только для CV хондритов, чтобы избежать наложения; данные для хондр типа I в CO хондритах в значительной степени аналогичны. Приблизительные ограничения для составов агрегатов показаны траекториями составов равновесных конденсатов из газа солнечного состава при давлении 10^{-3} атм [247].

Как уже отмечалось в разд. 3.3.3, составы агрегатов располагаются вблизи тренда, предсказанного для небулярных конденсатов в интервале конденсационной последовательности между появлением мелилита и энстатита. Далее они смещаются к стороне треугольника $(FeO + MgO) - SiO_2$, что и следовало ожидать, поскольку теоретическая кривая не учитывает влияния железа, которое в небольшом количестве присутствует в хондрах типа I и рассматривается здесь в форме FeO.

Хондры типа I (гранулярные оливиновые) попадают в низкотемпературную область тренда для агрегатов с незначительным отклонением в сторону увеличения содержания кремнезема. Этот факт, а также низкая железистость хондр (рис. 3.7, *б*) и близкое к солнечному отношение Ca/Al (рис. 3.8) позволяют предполагать, что хондры типа I генетически связаны с близкими по составу амебовидными оливиновыми агрегатами и расширяют конденсационный тренд в обе стороны от точки конденсации энстатита (табл. 3.5).

Химические данные, которые могут быть использованы для понимания происхождения хондр типов II – IV, менее однозначны. Хотя распределение главных элементов в хондрах типа II, по Мак-Суину (колосниковые и микропорфировые), напоминает рапределение их в хондрах типа I (ср. рис. 3.7, *а* и 3.9, *а*), первые имеют более высокое отношение Fe/Mg, тогда как вторые, подобно большинству агрегатов, обеднены железом (ср. рис. 3.7, *б* и 3.9, *б*). Более того, большая часть железа в хондрах типа II окислена и находится в железистых оливинах. Наконец, в противоположность хондрам типа I, в которых Ca/Al-отношение приблизительно равно космическому отношению, установленному в агрегатах [426], хондры типа II имеют субкосмическое Ca/Al-отношение (рис. 3.8). Этот комплекс фактов позволяет предполагать, что хондры типов I и II генетически не связаны и что последние не представляют простого продолжения конденсационного тренда, проявленного в агрегатах [566, 424].

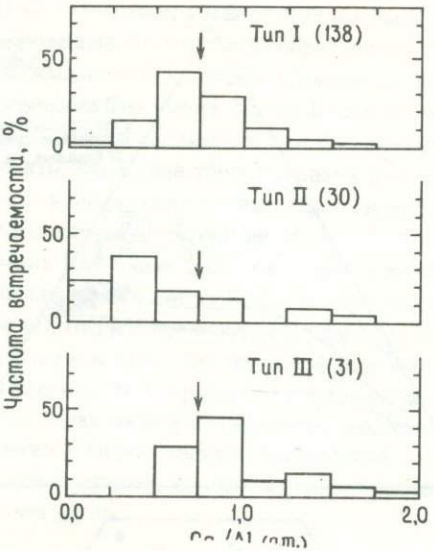


Рис. 3.8. Распределение атомных отношений Ca /Al в различных типах хондр CO и CV хондритов [426]. Стрелками показано космическое отношение Ca /Al [625].

Хондры типа III (радиально-лучистые пироксеновые) еще более загадочные. В них наблюдается обогащение кремнеземом и Na_2O (обычно более 1%), что согласуется с конденсацией их при низкой температуре, но они также обогащены CaO и Al_2O_3, что указывает на более высокие температуры конденсации. Более того, многие хондры типа III имеют высокие и экстремально высокие отношения Ca /Al (рис. 3.8). Хондры типа IV (кальций-алюминиевые), судя по данным рис. 3.9, генетически связаны с равновесной конденсационной последовательностью.

Из нашего наблюдения следует, что даже составы грубозернистых CAI отклоняются от составов, предсказанных моделью равновесной конденсации, неудивительно поэтому, что некоторые хондры в углистых хондритах трудно объяснить как равновесные конденсаты. Особенно важным является тот факт, что наиболее распространенные хондры (тип I) имеют состав, который согласуется с подобной интерпретацией.

Заключение. Большинство хондр в CO и CV хондритах (тип I) химически напоминают наиболее магнезиальные агрегаты этих метеоритов. Как и агрегаты, они, по-видимому, являются продуктами конденсации солнечного газа при температурах в небуле, близких к конденсационной ступени энстатита (табл. 3.5). Менее распространенные типы хондр имеют не столь четкую гене-

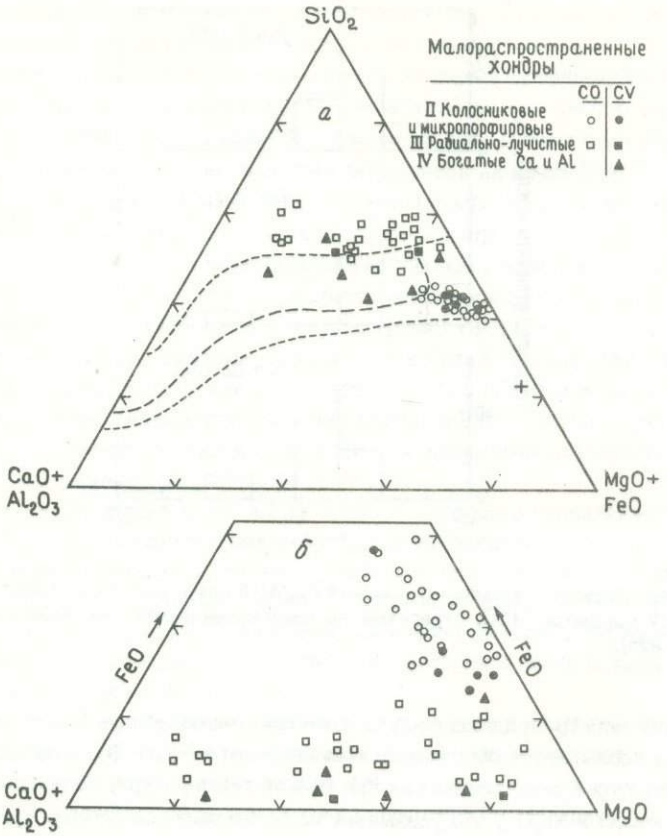


Рис. 3.9. Вариации содержаний главных элементов в менее распространенных типах хондр CO и CV хондритов. Так же как и на рис. 3.7, *а*, показаны область составов агрегатов (между тонкими пунктирными линиями) и тренд конденсационных составов [426].

тическую связь с небулярной конденсацией и, возможно, прошли более сложный путь эволюции.

Образовались ли хондры в углистых хондритах в результате конденсации жидкости или путем плавления твердых конденсатов, пока неясно. Гипотезы плавления пыли не согласуются с отсутствием частично расплавленных пылевых шариков в углистых хондритах, однако это противоречие не является непреодолимым: отсутствие частично расплавленных агрегатов может указывать на то, что хрупкие объекты не сохранились при аккреции.

Как уже отмечалось, существующие ограничения на происхождение хондр в углистых хондритах остаются достаточно широкими для признания возмож-

ности существования всех моделей, приведенных в начале этого раздела (табл. 3.6). В своем обзоре проблемы хондрообразования Мак-Суин [426] пришел к выводу, что непосредственная конденсация капель является наиболее приемлемой интерпретацией. Она имеет философское значение, поскольку в этом случае агрегаты и хондры попадают в единую генетическую группу. Автор считает аргументы Мак-Суина убедительными для наиболее распространенных хондр типа I и менее приемлемыми для хондр типа IV. Еще менее убедительны эти доводы для хондр типа II и III.

Сейчас точку зрения Мак-Суина разделяют немногие: большинство исследователей, специализирующихся в изучении хондр (особенно с позиций петрографии и минералогии), отдают предпочтение ударному их происхождению. Чтобы читатели не пришли к выводу, что наша точка зрения единственно правильная, вспомним последние 20 лет развития геологии: немногим менее двух десятилетий назад подавляющее большинство геологов полагали, что континенты Земли неподвижны. Ограничения на возможные модели происхождения хондр всегда были более жесткими, но окончательное решение этой проблемы постоянно ускользает от нас.

3.3.5. Некоторые выводы об истории углистых хондритов. Петрографические и химические разности, установленные среди углистых хондритов и в них самих, свидетельствуют, что в их истории имели место: 1) конденсация небулярного газа и объединение твердых конденсатов с образованием агрегатов, переменные составы которых позволяют предполагать, что они отделились от газа при различных температурах; 2) конденсация жидкости и (или) плавление твердых конденсатов с образованием хондр, большинство которых явно отделились от небулярного газа после удаления большей части агрегатов и при более низких температурах в газовом облаке; 3) аккумуляция этого высокотемпературного материала и переменных количеств тонкозернистой матрицы, обогащенной летучими элементами, с образованием родительских тел. Химические и петрографические данные показывают, что конденсация не была простым, монотонным процессом, а характеризовалась значительным отклонением от равновесия.

Процесс или процессы, происходившие при аккреции углистых хондритов, детально не исследованы. Узкий диапазон распределения хондр и агрегатов по размеру в CV и отчасти в CO и CM метеоритах (рис. 3.6) предполагает механическую сортировку этих частиц, однако широкое развитие матрицы в CM хондритах, по-видимому, не согласуется с подобным предположением. Мак-Суин [426] отметил, что капли дождя также близки по размерам, и предположил, что узкий диапазон распределения хондр по размеру может также являться результатом конденсации капель в небулярном газе. Это объяснение приемлемо для капельных хондр, но не для агрегатов. Совершенно очевидно, что необходимо дальнейшее изучение аккреции.

Некоторые особенности углистых хондритов свидетельствуют об их постаккреционном изменении. Ими являются: 1) низкотемпературное гидротермальное преобразование, что выражается в присутствии прожилков в CI и CM хондритах и филлосиликатов ("шпинат"), замещающих некоторые стеклянные хондры в CM хондритах; 2) слабый термальный метаморфизм большинства CO и некоторых CV метеоритов; 3) брекчирование некоторых представителей всех групп метеоритов, сопровождающееся в ряде случаев ударным метаморфизмом (например, Leoville [428] и Allende [29]). Хотя статический метаморфизм углистых хондритов менее широко проявлен и менее интенсивен, нежели тот, которому подверглись большинство обыкновенных и энстатитовых хондритов, ясно, что эволюция углистых хондритов продолжалась после завершения стадии аккреции. Мак-Суин [426] дал прекрасное описание этой эволюции.

Здесь мы не будем рассматривать историю углистых хондритов во времени, а сделаем это в гл. 6. Сейчас же остановимся на некоторых их особенностях, а именно на изотопных аномалиях, которые могут быть носителями истории вещества, предшествующей стадии небулярной конденсации.

3.4. Изотопные аномалии и досолнечные зерна

Одним из наиболее значительных достижений в исследовании метеоритов в последнее время было открытие того факта, что распределение изотопов кислорода в углистых хондритах резко отличается от установленного для земных и лунных пород [121] (рис. 3.10). Эти изотопные различия практически невозможно объяснить небулярными процессами, и их обнаружение предполагает существование экстра- и (или) досолнечного материала, который был впрыснут в солнечную небулу на ранних этапах истории ее развития. Существование таких различий позволяет надеяться, что углистые хондриты дадут возможность проникнуть в процессы вне солнечной небулы.

Исследование изотопных аномалий в метеоритах проводилось и проводится весьма интенсивно. Аномалии были достоверно установлены для многих элементов – Mg, Ca, Sr, Sm, Ba, Nd, менее уверенно для Si и предположительно для некоторых других. Были вновь изучены ранее известные изотопные особенности инертных газов. Выявилась сложная картина распределения изотопов, и, поскольку новые данные продолжают поступать, пройдет еще ряд лет, прежде чем будет создана исчерпывающая теория для их объяснения.

Клейтон [120] дал хороший обзор этого нового, быстро развивающегося направления. Поскольку большая часть рассмотренных им вопросов интерпретации изотопных данных выходит за рамки нашей книги, приводимое ниже обсуждение ограничивается элементами, для которых данные наиболее многочисленны и изотопные вариации которых непосредственно связаны с химической и петрологической историей метеоритов.

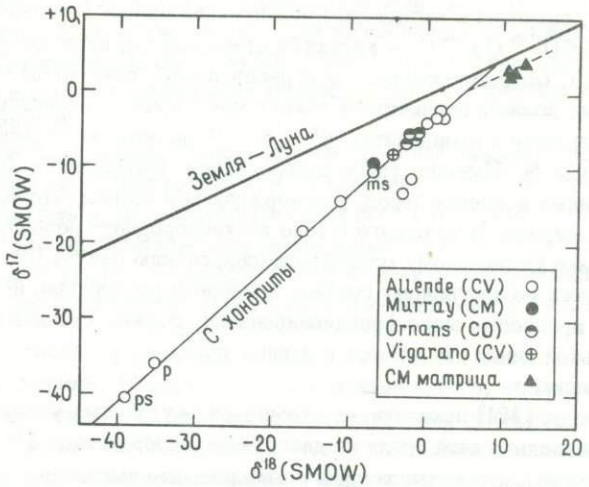


Рис. 3.10. Сравнение распределений изотопов кислорода в земных и лунных образцах (линия "Земля — Луна") и в углистых хондритах [122, 130]. Обозначения минеральных выделений для хондрита Allende (CV3): шпинель (s), пироксен (p), мелилит (m). Образцы из хондритов Murray, Ornans, Vigarano и другие образцы из хондрита Allende представлены оливинами. Образцы матрицы CM хондритов могут определять короткий тренд масс-фракционирования, показанный пунктирной линией.

3.4.1. Кислород. Многие элементы обнаруживают вариации изотопного состава как в земных и лунных породах, так и в метеоритах. Такие вариации могут возникать в результате следующих процессов: 1) масс-фракционирования при химических реакциях или диффузии; 2) радиоактивного распада; 3) внедрения ионов солнечного ветра или солнечных вспышек; 4) взаимодействия с космическими лучами. Изотопные вариации всех четырех типов с успехом используются исследователями метеоритов. Первый тип является основой кислородноизотопной геотермометрии, второй – фундаментом радиологического датирования. Третий и четвертый типы дают информацию о том, подвергался ли, и если да, то сколь долго, метеорит выветриванию на поверхности планеты, и сколь долго он путешествовал в космосе до встречи с Землей.

Мы описываем изотопное распределение элемента в образце как аномальное, если отклонение от нормального значения не может быть объяснено каким-либо одним из этих процессов или их комбинацией. Когда элемент, например ксенон, образуется в результате нескольких процессов, идентификация аномалии требует учета влияния каждого процесса в наблюдаемом изотопном распределении, что является крайне утомительной и сложной процедурой.

К счастью, ситуация с кислородом значительно проще. Поскольку основные изотопы – ^{16}O, ^{17}O и ^{18}O – являются стабильными, вариации их отношений в породах, сформировавшихся в первоначально гомогенном кислородном резервуаре, должны подчиняться закону масс-фракционирования. Такие породы на диаграмме в координатах δ^{18} и δ^{17} [1)] должны оказаться на линии с наклоном ½. Именно такое распределение наблюдается для широкого круга земных и лунных пород, подтверждая тем самым, что весь этот материал сформировался из одного и того же кислородного резервуара и подвергся только химическому масс-фракционированию (рис. 3.10). Образцы из отличающегося по изотопному составу кислорода резервуара, но также подвергшиеся процессам масс-фракционирования, должны оказаться на линии, параллельной линии для земных и лунных пород, но расположенной выше или ниже последней.

Клейтон и др. [121] показали, что компоненты углистых хондритов описывают принципиально иной тренд на диаграмме в координатах δ^{18} и δ^{17}. Все валовые пробы, агрегаты, хондры и минеральные выделения этих метеоритов определяют линию с наклоном, очень близким к единице (рис. 3.10). На этой линии кальций-алюминиевые агрегаты (CAI) обнаруживают наибольшие по абсолютной величине отрицательные значения δ. Когда были проанализированы [122, 130] минеральные фракции этих агрегатов, оказалось, что шпинель и пироксен относительно обогащены изотопом ^{16}O, а мелилит и анортит относительно обеднены им. Отклонение от линии 1 : 1 является небольшим, но значимым. Матрица CM метеоритов не попадает на нее, а описывает короткий тренд масс-фракционирования (пунктирная линия на рис. 3.10). Два CAI из хондрита Allende также оказываются ниже этой линии [123].

Клейтон и др. [121] обсудили возможные объяснения генетической связи ^{17}O и ^{18}O в углистых хондритах и пришли к выводу, что наиболее приемлемым объяснением может быть то, что эти метеориты содержат два типа кислорода: "нормальный" компонент, подобный установленному в земных и лунных породах, и почти чистый ^{16}O – компонент иного нуклеосинтетического происхождения. Они предположили, что последний из них образовался вне Солнечной системы, возможно в Сверхновой, и что такой генезис мог привести к образованию изотопных аномалий других легких элементов, в частности Mg и Si.

Исходя из экстремально гетерогенного распределения обогащенного изотопом ^{16}O компонента в индивидуальных агрегатах хондрита Allende и повышенного его содержания в шпинели и пироксене (рис. 3.10), Клейтон и др. [130] предположили, что вещество, вероятно поступавшее в Солнеч-

---

[1)] $\delta^{18} = (R^{18}/R^{18}_{ст} - 1) \cdot 1000$ и $\delta^{17} = (R^{17}/R^{17}_{ст} - 1) \cdot 1000$, где $R^{18} = {}^{18}O/{}^{16}O$ и $R^{17} = {}^{17}O/{}^{16}O$. Индекс "ст" означает кислородный стандарт: обычно стандартная средняя океаническая вода (SMOW).

ную систему, находилось в двух фазах: шпинель или корунд и молекулярный SiO. Однако они отметили, что ни один из носителей не может быть уверенно идентифицирован. В одной из последних работ, которая рассмотрена ниже, предложена совершенно иная интерпретация установленных экспериментальных фактов.

Прежде чем закончить рассмотрение данного вопроса, следует отметить практическое следствие вариаций изотопов кислорода. Согласно Клейтону и др. [131], график типа приведенного на рис. 3.10 может быть использован для установления генетических взаимосвязей среди метеоритов. Такие графики особенно удобны при работе с петрогенетической ассоциацией дифференцированных метеоритов, и поэтому они используются в гл. 7–9 данной книги.

3.4.2. Магний. Наилучшим подтверждением того, что компонент, обогащенный изотопом ^{16}O, внедрился в небулу в виде дискретных внесолнечных зерен, должна быть корреляция между изотопными аномалиями кислорода и аномалиями кремния и магния. Изотопные составы этих элементов изучены, однако результаты оказались несколько противоречивыми. Данные о кремнии немногочисленны, но они показывают, что этот элемент в большинстве случаев является изотопно нормальным. Хотя широкие вариации в распространенности изотопов ^{29}Si и ^{30}Si относительно ^{28}Si отмечаются в агрегатах хондрита Allende, они, вероятно, отражают процесс масс-фракционирования, а не особенности нуклеосинтетической истории [127, 704].

Ситуация в случае магния осложняется тем, что изотоп ^{26}Mg, которым, возможно, были обогащены внесолнечные зерна, мог также образоваться в результате распада короткоживущего радиоизотопа ^{26}Al (период полураспада $0{,}72 \times 10^6$ лет). Ли и др. [364] и Брэдли и др. [76] установили, что избыток ^{26}Mg в агрегатах хондрита Allende в большинстве случаев плохо коррелирует с избытком ^{16}O, но достаточно хорошо – с отношением Al/Mg. Они пришли к выводу, что бóльшая часть ^{26}Mg в этих агрегатах возникла в результате распада ^{26}Al in situ. Этот вывод явился крушением надежд на идентификацию досолнечных зерен, однако значение его очень велико: он свидетельствует о присутствии в ранней Солнечной системе потенциального источника тепла, обусловившего термальный метаморфизм, который проявился в некоторых углистых и в большинстве обыкновенных и энстатитовых хондритов, и плавление, отмеченное в дифференцированных метеоритах.

Сейчас уже ясно, что ^{26}Mg в агрегатах преимущественно радиогенный. Клейтон и Маеда [123] и Вассербург и др. [643] исследовали два агрегата из хондрита Allende, которые на рис. 3.10 занимают положение ниже линии смешения углистых хондритов. Они установили, что аномалии ^{26}Mg и ^{16}O в них полностью коррелируют. В этих агрегатах установлены также значи-

тельные аномалии кальция [366], хотя для других агрегатов хондрита Allende подобные аномалии не найдены.

Относительно носителя (или носителей) изотопных аномалий данные по кислороду и магнию приводят к различным выводам. С одной стороны, вариации изотопа ^{16}O от минерала к минералу в агрегатах хондрита Allende позволяют предполагать, что внесолнечный компонент был внедрен в Солнечную систему в виде отдельных твердых частиц. С другой стороны, изотопный состав Mg отчетливо указывает на отсутствие подобной корреляции с минералогией. Для разрешения этого противоречия Клейтон и Маеда [123] и Вассербург и др. [643] предположили вслед за Бландером и Фуксом [58], что низкие содержания изотопа ^{16}O в мелилите и анортите из агрегатов хондрита Allende отражают обмен кислородом с резервуаром нормального его состава после образования агрегатов в резервуаре, обогащенном ^{16}O. Эта модель решает одновременно две проблемы: она снимает необходимость присутствия дискретных, но неидентифицируемых досолнечных зерен и сводит на нет отмеченное ранее противоречие между петрографическими данными, что грубозернистые CAI были расплавлены, и изотопными данными, что они не были расплавлены. К сожалению, модель опирается на предположение, что мелилит и анортит могли обмениваться кислородом с горячим небулярным газом, а шпинель и пироксен – не могли. Это предположение нуждается в дальнейших доказательствах.

3.4.3. Инертные газы. Инертные газы имеют особое значение в исследовании метеоритов, поскольку они подвержены воздействию и содержат в себе запись всех перечисленных выше процессов изотопного фракционирования. В них также обнаруживаются изотопные аномалии, не связанные генетически с изотопными аномалиями, описанными в предыдущих разделах, которые ассоциируются с матрицей углистых хондритов, а не с их высокотемпературными агрегатами. Поскольку изучение редких газов является самостоятельной дисциплиной, приводимое здесь рассмотрение будет сжатым и общим. Читателей, желающих более детально ознакомиться с данной проблемой, мы отсылаем к работам Вассона [680] или Андерса [17], в которых даны прекрасные обзоры исследований и их приложения.

Как уже отмечалось, интерпретация данных о редких газах сложна, поскольку требует оценки изотопного вклада многих процессов. Анализируя газы, выделившиеся при различных температурах, и зная изотопные спектры, возникшие в результате реакций расщепления под воздействием солнечного ветра и в реакциях с космическими лучами, можно выделить несколько компонентов в составе редких газов. *Радиогенный* компонент состоит из продуктов распада радиоизотопов in situ, при этом некоторые из них, например ^{129}Xe, образующийся из короткоживущего изотопа ^{129}I (период полураспада 17 млн. лет), присутствуют только в очень древнем веществе. *Космогенный* компонент включает изотопы, образовавшиеся при взаимодействии космических лучей с элементами метеоритов.

Кроме этих компонентов, которые образовались после того, как сформировались метеориты, в последних содержатся редкие газы, которые были захвачены в процессе своего образования. Такие газы называются *захваченными*, или *первичными*, и подразделяются по изотопному составу на *планетарные* и *солнечные* компоненты. Планетарные компоненты, изотопно сходные с земной атмосферой, присутствуют во всех хондритах, при этом концентрации их изменяются в широких пределах в зависимости от петрологического типа. Солнечный компонент, названный так за сходство изотопного состава с наблюдаемым для солнечного газа, характерен для брекчированных хондритов и ахондритов. Этот компонент концентрируется в метеоритах по границам обломков и кристаллов, и содержание его коррелирует с количеством треков, показывая, что этот компонент был имплантирован при солнечных вспышках и (или) солнечным ветром [583].

За вычетом известных компонентов редких газов в ряде случаев остаются остаточные газы, присутствие которых объяснить очень трудно. Примерами их являются специфический компонент ксенона, обнаруженный Рейнолдсом и Тернером [522] в хондрите Renazzo (CV2), и аномальный компонент неона — неон Е, который особенно распространен в силикатной фракции метеорита Orgueil (CI) [53, 177].

Попытки выделить и идентифицировать минеральные фазы, которые несут в себе эти и другие компоненты инертных газов, отчасти увенчались успехом. Возможными носителями их являются Fe—Ni—Cr-сульфид (названный Q-фазой [370, 243]) и углеродистый материал [206, 205], точнее говоря, карбины [670, 260]. Не идентифицируя специфической фазы носителя, Мак-Суин и Ричардсон [431] отметили явную связь между аномальным составом инертных газов и содержанием плохо охарактеризованного Fe—Ni—S—O-вещества, установленного в матрице CM хондритов (разд. 3.2.3).

Сейчас уже ясно, что различные компоненты инертных газов в углистых хондритах сосредоточены в ряде минеральных фаз и связаны с несколькими источниками. В своем последнем обзоре Андерс [17] предположил, что две разновидности неона Е и аномальный Kr—Xe-компонент являются внесолнечными, и образование их связано с сильно проэволюционировавшими звездами. Тяжелый Xe-компонент, названный CCFXe, мог образоваться как в Солнечной системе, так и быть привнесенным: он мог образоваться либо в результате деления вымершего сверхтяжелого элемента, существовавшего в Солнечной системе, либо в результате процесса нуклеосинтеза в Сверхновой. Андерс отдает предпочтение идее образования CCFXe в пределах Солнечной системы, однако признает, что пока еще нет убедительных доказательств этого.

3.4.4. Некоторые выводы. Чтобы оценить, сколь быстро продвигается вперед исследование изотопных аномалий в углистых хондритах, читателю достаточно взглянуть на даты статей, цитируемых в данном разделе. Не-

сколько лет назад казалось, что вопрос о присутствии досолнечных зерен в CAI хондрита Allende и других CV и CO хондритов близок к положительному решению; их сохранность требовала первоначально холодной солнечной небулы [102]. Теперь кажется более вероятным, что досолнечные зерна, если они существовали как таковые, были расплавлены или испарены, или же они сохранились только в фазах-носителях аномального ксенона и неона E. Холодная солнечная небула остается возможной, но далеко не обязательной.

Наиболее часто рассматриваемый источник изотопно аномального материала связан со Сверхновой. Попытки математического моделирования подобных процессов имеют место в настоящее время [361]. Хотя подобные модели оперируют с весьма ограниченным количеством элементов, они становятся более детальными по мере накопления данных об аномальных нуклидах. К сожалению, данные появляются быстрее, чем теория может их учесть.

Если ближайшая Сверхновая действительно впрыснула изотопно аномальный материал в солнечную небулу, то распад короткоживущего изотопа ^{26}Al in situ в CAI хондрита Allende указывает на то, что взрыв Сверхновой произошел незадолго до начала небулярной конденсации с образованием подобных агрегатов. Камерон и Треран [104] предположили, что взрыв Сверхновой стимулировал конденсацию в небуле.

3.5. Органические соединения и органические частицы

Две особенности углистых хондритов – органические соединения и органические частицы – заслуживают здесь краткого упоминания, хотя за последние 20 лет не сделано попыток возобновить работы в этом направлении. Эти вопросы детально рассмотрел Надь в своей монографии "Углистые хондриты" [462]. Менее подробно они были описаны Вассоном [680].

Во всех группах углистых хондритов присутствуют очень сложные органические соединения. Долгое время интерес к ним стимулировался возможностью их возникновения за счет живой ткани и, следовательно, представлением доказательств существования жизни в момент зарождения Солнечной системы. Сейчас, однако, это кажется невероятным: неопровержимые доказательства их биогенного происхождения отсутствуют [261], и было показано, что набор органических соединений в углистых хондритах может возникнуть в результате абиогенных процессов [20]. Хотя исследования органического вещества в углистых хондритах продолжаются, они сосредоточены на определении процессов и условий их протекания, приводящих к образованию органических соединений.

О находках органических частиц – объектов в углистых хондритах, морфология которых позволяла предполагать образование их за счет живых ор-

ганизмов, – сообщалось многими исследователями в начале 1960-х годов, и они рассматривались как новое доказательство существования жизни в примитивной солнечной небуле. Присутствие некоторых объектов обусловлено земной контаминацией (например, пыльца), другие имеют химическое происхождение, и по крайней мере один – материал в виде камышинки в образце хондрита Orgueil (CI) – представляет собой искусно выполненную подделку [18]. Присутствия внеземных биологических объектов установлено не было.

Сейчас совершенно ясно, что жизнь не существовала в момент образования углистых хондритов, хотя в тех условиях присутствовали сложные молекулы, из которых в дальнейшем могли образоваться клетки. Интерес к этой проблеме и большому количеству связанных с ней вопросов постепенно угас и сошел на нет.

Рекомендуемая литература

Петрография

McSween H.Y., Jr. (1979 b). Are carbonaceous chondrites primitive or processed? A review. Rev. Geophys. Space Phys. 17, 1059–1078.

Van Schmus W.R., Hayes J.M. (1974). Chemical and petrographic correlations among carbonaceous chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta 38, 47–64.

Конденсация

Grossman L. (1972). Condensation in the primitive solar nebula, Geochim. Cosmochim. Acta 36, 597–619.

Происхождение агрегатов и хондр

Crossman L., Olsen E. (1974). Origin of the high-temperature fraction of C2 chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta 38, 173–187.

McSween H.Y., Jr. (1976 b). Chemical and petrographic constraints on the origin of chondrules and inclusions in carbonaceous chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta 41, 1843–1860.

Изотопные аномалии

Anders E. (1981). Noble gases in meteorites: evidence for presolar matter and superheavy elements. Phil Trans. Roy. Soc. London (A) 374, 207–238.

Clayton R.N. (1978). Isotopic anomalies in the early solar system. Ann. Rev. Nucl. and Particle Sci. 28, 501–522.

Органические соединения

Anders E., Hayatsu R., Studier M.H. (1973). Organic components in meteorites. Science 182, 781–790.

4. Обыкновенные хондриты

Обыкновенные хондриты включают в себя три химические группы (H, L и LL), которые сходны по ряду параметров, но различаются по содержанию железа и других сидерофильных элементов (H > L > LL) и по отношению окисленного железа к металлическому (LL > L > H). Хондриты группы H охватывают структурный диапазон от петрологического типа 3 до типа 6; хондриты групп L и LL относятся к петрологическим типам 3–7. В метеоритах всех трех групп проявлены ударные эффекты, которые изменяются с увеличением ударной нагрузки от дробления и брекчирования до сильного потемнения, перекристаллизации и плавления.

Вторичные структурные и минералогические особенности обыкновенных хондритов показывают, что эти метеориты испытали термальный метаморфизм в сухой и спокойной обстановке при температурах от < 400°C (для низкого петрологического типа 3) до более 950°C (для типа 7) и давлениях, которые увеличивались по мере роста температуры, но не превышали 1 кбар. Весьма вероятно, хотя окончательно и не доказано, что уменьшение содержания сильно летучих элементов в хондритах наиболее высоких петрологических типов является следствием метаморфизма.

В отличие от хондр углистых хондритов, хондры обыкновенных хондритов принадлежат преимущественно к обломочному типу и имеют незначительное химическое сходство с небулярными конденсатами. Вероятно, они сформировались в результате ударных процессов при температурах окружающей небулы ниже ~700 K при формировании родительских тел хондритов.

4.1. Введение

Обыкновенными хондриты названы потому, что являются наиболее распространенными метеоритами в наших коллекциях (табл. 1.1 и 2.4). Эти метеориты обладают сходными отношениями Mg/Si и (Ca, Al, Ti)/Si (табл. 2.2, рис. 2.1), однако содержание в них общего железа и распределение его между металлом и силикатами (рис. 2.2) изменяются в широких пределах. На основе этих различий обыкновенные хондриты подразделяются на три группы (H, L и LL), которые отвечают, соответственно, оливин-бронзитовым и оливин-гиперстеновым хондритам и амфотеритам более ранних классификаций. Поскольку эти группы хондритов не перекрываются по составу, а если и перекрываются, то очень незначительно, и поскольку обломки какой-либо из групп редко встречаются в других группах, весьма вероятно, что обыкновенные хондриты образовались в трех различных родительских телах.

Основные вторичные (метаморфические) и третичные (ударные) особенности обыкновенных хондритов отличаются от наблюдаемых в большинстве

углистых хондритов, рассмотренных в предыдущем разделе. Действительно, главная проблема в изучении обыкновенных хондритов состоит в решении вопроса, какие из их характеристик есть результат небулярных и аккреционных процессов, а какие отражают последующую историю обыкновенных хондритов в родительских телах.

При рассмотрении обыкновенных хондритов мы прежде всего обсудим их химический состав, в частности химические вариации, которые лежат в основе классификации. Затем мы рассмотрим вторичные (метаморфические) и третичные (ударные) особенности, которые несут информацию о процессах, происходящих внутри или на поверхности их родительских тел. В заключение остановимся на хондрах и других первичных характеристиках. Литературы по этим темам очень много, но, поскольку обыкновенные хондриты в последние годы исследовались менее интенсивно, чем углистые, обзоры автора [144] и Вассона [648] не утратили своей актуальности. Обе статьи содержат большое число литературных ссылок для желающих детально ознакомиться с этой проблемой.

4.2. Химия главных элементов и классификация обыкновенных хондритов

В гл. 2 мы обсудили состав обыкновенных хондритов в связи с проблемой классификации хондритов. В этом разделе мы расширим границы обсуждения и рассмотрим вариации содержаний главных элементов в группах обыкновенных хондритов. Происхождение этих вариаций предшествовало стадии аккреции хондритовых родительских тел, следовательно, они являются первичными. Вариации содержаний умеренно до сильно летучих второстепенных элементов, значение которых в этом вопросе более спорно, рассмотрены в связи с вторичными характеристиками обыкновенных хондритов (разд. 4.4.3).

4.2.1. Вариации между группами. Три группы обыкновенных хондритов принципиально различаются как по содержанию в них железа и других сидерофильных элементов, так и по распределению восстановленного и окисленного железа. Эти различия отчетливо видны на рис. 4.1, где суммированы результаты гравиметрических анализов, выполненных после 1950 г. квалифицированными исследователями метеоритов. На этой гистограмме хорошо разделяются хондриты H и L групп, однако составы хондритов L и LL групп перекрываются. В большинстве случаев выбор между двумя последними группами может быть сделан по отношениям металлического железа к общему и по составам оливинов и пироксенов [622, 152] (рис. 2.2), однако часть хондритов – главным образом петрологического типа 3 – классифицируется неоднозначно.

Содержание других сидерофильных элементов изменяется в соответствии с изменением содержания железа [242, 357]; это позволяет предполагать,

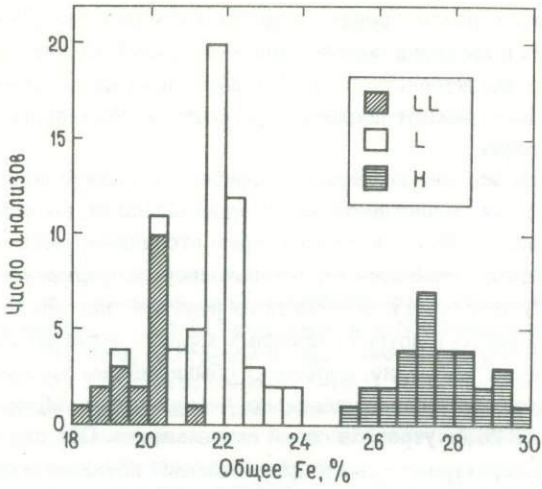


Рис. 4.1. Содержание общего железа в обыкновенных хондритах, проанализированных Вииком и Ярошевичем. Хондриты H группы хорошо выделяются, а хондриты L и LL групп несколько перекрываются.

что все они мигрировали совместно, вероятно в металлической фазе при образовании хондритов этих групп. Поэтому процессы, ответственные за дифференциацию трех групп хондритов, и получили название *металл-силикатного фракционирования* [357].

Хотя обыкновенные хондриты можно рассматривать как смеси силикатной и металлической составляющих, существуют доказательства того, что в трех группах хондритов эти составляющие не вполне идентичны. Гринленд и Ловеринг [242] установили, что отношение Co/Ni в H группе хондритов несколько выше, чем в L группе; Мюллер и др. [457] определили, что отношение Ir/Ni уменьшается на 25% от H к L и далее к LL хондритам, а Эманн и др. [178] сообщили о 18%-ном увеличении отношения Au/Ni в той же самой последовательности. Поскольку иридий является одним из наиболее тугоплавких сидерофильных элементов, а золото – одним из наиболее летучих [357], такая картина отношений Ir/Ni и Au/Ni позволяет предполагать, что хондриты H группы либо отделились от небулы при более высоких температурах, нежели хондриты групп L и LL, либо они включили в себя бо́льшую долю высокотемпературного небулярного конденсата [648]. Несколько повышенное отношение Mg/Si в хондритах H группы [6] (см. также табл. 2.2 и рис. 2.1) согласуется с последней интерпретацией, так же как и присутствие в них небольших количеств известково-глиноземистого вещества [469]. Металл-силикатное фракционирование, наблюдаемое в обыкновенных хондритах, обсуждается в разд. 6.6.2.

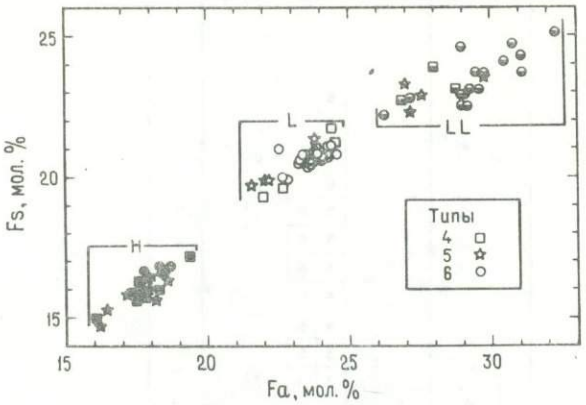


Рис. 4.2. Содержание железа, выраженное в мол.% Fe_2SiO_4 (фаялит = Fa) и $FeSiO_3$ (ферросилит = Fs), в оливине и низкокальциевом пироксене равновесных обыкновенных хондритов. Данные взяты из работ [322] и (для LL хондритов) [202].

Другим важным химическим различием хондритов H, L и LL групп является распределение железа между металлом и силикатами. Средние весовые отношения металлического железа к общему в хондритах H, L и LL групп составляют приблизительно 0,6, 0,3 и 0,1 соответственно. Эти отношения изменяются противоположно весовым отношениям FeO / (FeO + MgO) (0,29, 0,37, и 0,43) в этих группах, что делает железную составляющую оливинов и (или) пироксенов прекрасным критерием для классификации обыкновенных хондритов петрологических типов 4–7 (рис. 4.2).

Сейчас можно достаточно определенно говорить, что различие в содержании сидерофильных элементов в трех группах обыкновенных хондритов возникло в ходе аккреции родительских тел хондритов H, L и LL групп или предшествовало ей. Объяснение "фракционирования кислорода" с этих позиций не вполне однозначно (разд. 6.6.2).

4.2.2. Вариации внутри групп. Важно определить, является ли каждая группа обыкновенных хондритов химически гомогенной, или она обнаруживает корреляцию вариаций главных нелетучих элементов с петрологическим типом хондритов. Последовательность от типа 3 к типу 6 (или 7) отражает, по-видимому, увеличение глубины в родительском теле метеорита (разд. 4.4.2), следовательно, систематическая связь химических вариаций с петрологическим типом может указывать на изменение источника хондритового материала и (или) механизмов аккреции.

К сожалению, в настоящее время химическими данными нельзя ни доказать, ни опровергнуть связь химических вариаций с петрологическим типом.

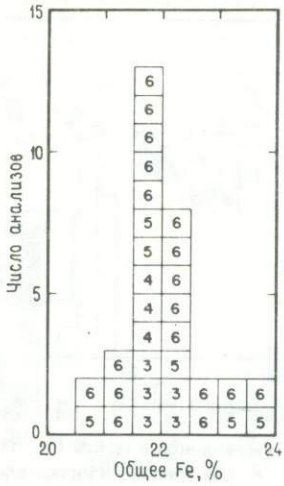


Рис. 4.3. Распределение общего железа в 32 хондритах L группы (падения). Анализы выполнены Ярошевичем.

Высокоточные рентгенофлуоресцентные анализы обыкновенных хондритов малочисленны, и почти все относятся к наиболее распространенным петрологическим типам в каждой группе (т. е. H5 и L6 [625]). Гравиметрические анализы более многочисленны и более полно охватывают петрологические типы, однако некоторые различия в их методиках делает использование результатов весьма рискованным.

Данные о содержании общего железа хорошо иллюстрируют сказанное. На основе анализов, выполненных после 1950 г. (большая часть их была сделана Вииком и Ярошевичем), автор предположил [151, 152], что 1) содержание железа в каждой группе обыкновенных хондритов возрастает от петрологического типа 3 к более высоким типам и что 2) L группа включает в себя две подгруппы хондритов с несколько различным средним содержанием железа. Для проверки этих наблюдений на бо́льшем количестве данных, полученных в одной лаборатории, Ярошевич проанализировал большое число тщательно отобранных гомогенных хондритов различных петрологических типов. Эти результаты, а также данные, полученные ранее Ярошевичем, приведены на рис. 4.3.

Анализы Ярошевича не показали ни систематического увеличения общего содержания железа с изменением петрологического типа, ни разделения L группы хондритов на какие-либо подгруппы. С другой стороны, его данные выявили одну интересную особенность: если в хондритах типов L 3 и L 4 содержание железной составляющей (21,5 – 22,5%) изменяется незначительно,

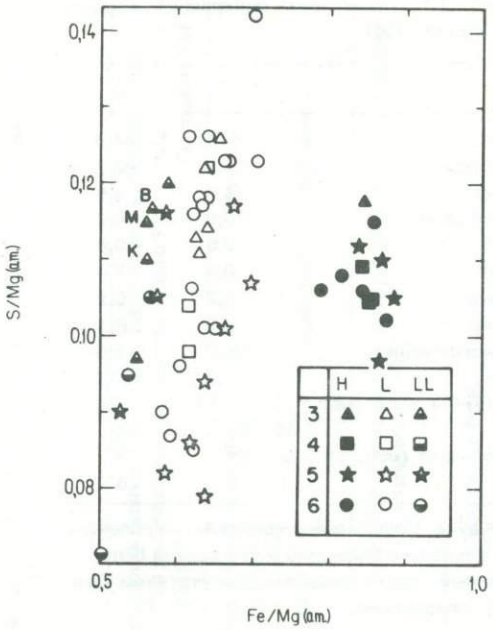


Рис. 4.4. Вариации содержаний общего железа и серы относительно магния в 57 обыкновенных хондритах, являющихся падениями. Все анализы, за исключением хондритов Крымка (К) [174] и Маныч (М) [173], выполнены Ярошевичем. На основе взаимосвязей в треугольнике Fe —S —Mg хондриты Крымка, Маныч и Bishunpar (B) следует отнести к LL группе.

то в хондритах типов L5 и L6 диапазон этого изменения значительно шире. Такое распределение напоминает распределение серы в обыкновенных хондритах всех трех групп [134], и сопоставление данных по общему содержанию железа и серы позволяет предполагать, что содержания этих элементов в L и LL группах (рис. 4.4) изменяются взаимосвязанно.

Имеющиеся данные не согласуются с предположением, что общее содержание железа в обыкновенных хондритах коррелирует с изменением петрологического типа [151]. Вариации содержаний железа и серы (рис. 4.4) могут быть обусловлены ударным плавлением [134, 158], однако для подтверждения этого предположения необходимы дальнейшие детальные исследования.

4.3. Минералогия

Петрологи обычно выражают состав породы набором безводных стандартных минералов. Такие *нормативные* составы, или *нормы*, удобно использовать для сравнения пород, минеральный состав которых не может быть определен

Таблица 4.1. Нормативная минералогия хондритов H и L групп [406]

		H	L
Оливин		36,2	47,0
Гиперстен		24,5	22,7
Диопсид		4,0	4,6
Полевой шпат		10,0	10,7
Апатит		0,6	0,6
Хромит		0,6	0,6
Ильменит		0,2	0,2
Троилит		5,3	6,1
Никелистое железо		18,6	7,5
Сумма		100,0	100,0
FeO / (FeO + MgO) (мол.)		0,18	0,24
Полевой шпат (мол. %)	Ab	73	76
	An	21	18
	Or	6	6

Примечание. Содержание нормативного полевого шпата несколько завышено и его состав более кальциевый, что обусловлено присутствием Ca и Al в ортопироксене.

(например, стекло), или выветрелых образцов, преобразование которых скрыло их первичные минералы.

Замечательной особенностью обыкновенных хондритов является то, что рассчитанные (нормативные) и наблюдаемые (модальные) их составы близко совпадают. Нормы для средних H и L групп хондритов (табл. 4.1) указывают на преобладание магнезиального оливина и бедного кальцием пироксена с подчиненным количеством никелистого железа и троилита и малым содержанием натриевого плагиоклаза и диопсида. Именно в таких пропорциях эти минералы присутствуют в хондритах типов 4–6 и, за некоторым исключением, в хондритах типа 3.

Такое близкое соответствие нормативной и модальной минералогии указывает на незначительную роль воды в эволюции обыкновенных хондритов. Оно также усложняет интерпретацию метаморфической истории метеоритов, и из-за отсутствия последовательности минеральных ассоциаций, обусловленных различием давлений и температур их образования, мы должны определять условия метаморфизма на основании тонких вариаций состава минералов. Эта проблема рассматривается в разд. 4.4.2.

Характеристики главных минералов в обыкновенных хондритах приведены в табл. 4.2 и кратко рассмотрены здесь. Более детальная информация дана после обсуждения метаморфизма (разд. 4.4) и образования хондр (разд. 4.6.2).

Таблица 4.2. Характеристики минералов различных петрологических типов обыкновенных хондритов

Минерал (ы)	Петрологический тип				
	3	4	5	6	7
Оливин	Сильно негомогенный; обычна магматическая зональность; CaO $\geqslant$ 0,1%; иногда обогащен Cr	Существенно гомогенный; CaO ~ 0,06%	Гомогенный (PMD Fe ol $\leqslant$ 1%); CaO ~ 0,02–0,05%		Гомогенный
Пироксены	Главным образом сдвойникованный энстатит, негомогенный; CaO ~ 0,2–0,5%	Бронзит и клинобронзит; почти гомогенные	Гомогенный бронзит; CaO < 1,0%, содержание CaO увеличивается при переходе от типа 5 к типу 6		Калициевый пироксен (CaO $\geqslant$ 1,0%) + бедный Ca бронзит (CaO $\leqslant$ 0,5%)
	Пижонит, авгит	Вероятно, микрокристаллический	Микрокристаллический диопсид	Диопсид	
Плагиоклаз	Редкий, низкокальциевый; в хондрах альбитовое стекло	Микрокристаллический	Видимый	Грубозернистый $Al_{82}Or_6$	Грубозернистый ($\geqslant$ 100 мкм)
Никелистое железо	Несовместимые Fe – Ni-профили	Совместимые диффузионные профили Ni в камасите и тэните, указывающие на медленное остывание от 500°C			
Троилит	Содержит Ni	Существенно безникелевый			
Хромит	Немного, негомогенный	Гомогенные зерна, изменяющиеся по составу с изменением петрологического типа			

Примечание. Большинство данных взяты из обзора [144]; данные для типа 7 – из работ [148, 155]. Присутствуют также рутил, ильменит (оба в незначительных количествах), хлорапатит и витлокит.

Оливин $(Fe, Mg)_2 SiO_4$ является наиболее распространенным минералом в хондритах всех трех групп и всех петрологических типов. Его состав в отдельных хондритах типа 3 изменяется в широких пределах (от 0 до ~30 мол.% Fe_2SiO_4), и для кристаллов оливина этих метеоритов характерно увеличение отношения Fe/Mg в направлении к периферии (зональность). Кальциевая составляющая оливинов в хондритах типа 3 изменяется обычно в пределах 0,1 – 0x % CaO, которые были указаны Симкиным и Смитом [559] для оливинов земных магматических пород. Другие второстепенные элементы – Mn, Cr – как правило, также присутствуют в оливинах, и содержание их заметно изменяется от хондры к хондре. Поскольку их вариации имеют отношение к происхождению хондр, они рассматриваются в разд. 4.6.2.

Широкие колебания состава оливина в пределах отдельных хондр и между хондрами уменьшаются по мере увеличения степени метаморфизма хондритов 3, и степень негомогенности, выраженная в процентах от среднего отклонения (PMD), в содержании железа является удобным критерием при классификации этих хондритов [163] (табл. 3.1). Оливин в хондритах типов 4–7 гомогенен, обеднен кальцием ($\lesssim$ 0,05% CaO) и имеет отношение Fe/Mg, характерное для различных групп хондритов [403, 408, 322] (рис. 4.2). Тенденция увеличения отношения Fe/Mg по мере роста петрологического типа хондритов H и LL групп, слабо выраженная на рис. 4.2, была отмечена также для LL хондритов [151, 280].

Подобно оливину пироксен в обыкновенных хондритах типа 3 сильно гетерогенен. Преобладающим пироксеном является сдвойникованный бедный кальцием клиноэнстатит (рис. 4.5), который, по-видимому, представляет собой инверсионный протоэнстатит [47]. Пироксены различаются по отношению Fe/Mg, но, как правило, они менее железистые, чем ассоциирующийся с ними оливин. Некоторые хондры содержат более железистые и более кальциевые, но все-таки низко кальциевые пироксены, вероятно ортопироксены [150], в дополнение к клиноэнстатиту или вместо него. В некоторых хондрах на бедных кальцием пироксенах отмечаются пижонитовые или, реже, авгитовые оторочки. Эти минералы встречаются также в виде мельчайших кристаллов в основной массе хондр.

Низкокальциевый пироксен приближается к гомогенному более медленно, чем это наблюдается для оливина при переходе хондритов от типа 3 к типу 4. Незначительные Fe–Mg-вариации сохраняются в типе 4, но исчезают вместе с характерным двойникованием клиноэнстатита в типе 5 [310].

Автор отметил [144, 148], что содержание кальциевой составляющей в ортопироксене увеличивается от петрологического типа 4 к типу 6. Эта тенденция затушевана аналитическими неопределенностями в ранних анализах, но Хейс [280] подтвердил эту тенденцию для серии LL хондритов и показал, что она наиболее удобна для подразделения хондритов высоких петрологических типов. Данные Хейса о поведении второстепенных элементов в пирок-



Рис. 4.5. Богатая пироксеном хондра в хондрите Маныч (LL3) с полисинтетически сдвойникованным клиноэнстатитом, который содержит кристаллы оливина и местами окружен пижонитом (белое). Николи скрещены. Ширина поля зрения 1,03 мм.

сенах хондритов рассматриваются в связи с метаморфической историей последних (разд. 4.4.2).

Систематические изменения в характере кальциевых пироксенов сопровождаются подобными вариациями в ортопироксенах. Электроннозондовые анализы пироксенов в хондритах типов 4 и 5 свидетельствуют, что наряду с пижонитом присутствует также диопсид, однако количество зерен последнего и размер их достаточны для проведения микрозондового анализа только в хондритах петрологических типов 6 и 7 [619, 89].

Характеристики низкокальциевого пироксена в обыкновенных хондритах типа 7 определены плохо; для этого типа известны только два метеорита (Shaw, L7 [155]; Uden, LL7 [280]) и ксенолиты в других метеоритах [148, 280]. В хондрите Shaw два гомогенных ортопироксена ($Fs_{17}Wo_1$ и $Fs_{19}Wo_5$) сосуществуют с бедным кальцием авгитом ($Fs_{11}Wo_{38}$). Содержание кальция в высококальциевых ортопироксенах увеличивается по мере возрастания петрологического типа, что было отмечено ранее. Додд и др. [155] интерпретировали низкокальциевый ортопироксен как инверсионный протобронзит, образованный при температурах метаморфизма 1250–1300 °С.

До сих пор эта трехпироксеновая ассоциация известна только в хондрите Shaw, возможно потому, что отношения $Fe/(Fe + Mg)$ в других хондритах типа 7, относящихся только к LL группе, лежат вне пределов стабильности протопироксенов [155]. Все изученные до сих пор хондриты типа 7 содержат кальциевый ортопироксен ($\geqslant 1{,}0\%$ CaO), что в настоящее время является единственным приемлемым минералогическим критерием для выделения вещества типа 7.

Плагиоклаз в обыкновенных хондритах типа 3 редок, но кварц-полевошпатовые стекла в их хондрах обычны. Микрокристаллический до грубозернистого натриевый плагиоклаз установлен в хондритах типов 4–7 (рис. 2.1,г). Ван-Шмус и Риббе [620] проанализировали плагиоклаз и плагиоклазовое стекло (маскелинит) ударного происхождения в хондритах типа 6 и установили типичные составы полевых шпатов в H и L группах: $Ab_{82}An_{12}Or_6$ и $Ab_{84}An_{10}Or_6$ соответственно. Миясиро [447] отметил, а Ван-Шмус и Риббе подтвердили, что плагиоклаз в хондритах находится в высоком и промежуточном структурных состояниях, что согласуется с образованием этих метеоритов при температурах выше ~ 650 °C.

Срастания камасита (α-Ni, Fe) и тэнита (γ-Ni, Fe) – минеральных фаз, образующих видманштеттенову структуру в железных метеоритах (рис. 1.1; разд. 7.2.1) – также наблюдаются в большинстве обыкновенных хондритов. Вуд [690] показал, что диффузионные градиенты никеля в двух металлических фазах могут быть интерпретированы в терминах скоростей охлаждения хондритов до температур ~ 500 °C. Важное прикладное значение данных Вуда связано с тем, что все обыкновенные хондриты, за исключением наименее метаморфизованных хондритов типа 3 (табл. 4.2), испытали воздействие более высоких температур метаморфизма.

Хромиты в обыкновенных хондритах являются наиболее распространенными среди акцессорных фаз. Они весьма редки в хондритах типа 3, где основное количество хрома связано в силикатах [567, 568], но их содержание увеличивается в пять раз (до $\sim 0{,}5\%$) при переходе хондритов от типа 3 к типу 6. Изменения в составе, которые имеют место в этом интервале содержаний, описаны Банчем и др. [88].

Подобно плагиоклазу, фосфаты в хондритах низких петрологических типов также недостаточно крупнозернисты для анализа. Ван-Шмус и Риббе [620] установили в хондритах типа 6 присутствие хлорапатита $\sim Ca_5Cl(PO_4)_3$ и витлокита $Ca_3(PO_4)_2$. Ni–Ca-фосфат – мериллит, присутствие которого отмечалось в ранних работах, в действительности, вероятно, отсутствует.

Этот краткий обзор достаточно определенно отражает минералогию хондритов типов 4–7. Неравновесные обыкновенные хондриты (тип 3) содержат много других минералов, при этом некоторые из них имеют отношение к истории хондр и рассматриваются в разд. 4.6. В обзоре Мейсона [410] по минералогии метеоритов приведен более исчерпывающий список минералов, который включает многие минералогические редкости.

4.4. Вторичные характеристики и процессы

В этом и последующем разделах рассматриваются три типа характеристик обыкновенных хондритов и их значение в понимании вторичной (метаморфической), третичной (ударной) и первичной (доаккреционной и аккреционной) истории этих метеоритов.

Такая тройная классификация характеристик вполне логична и удобна, но ее применение к последовательности формирования хондр, аккреции, метаморфизму и ударной переработке вещества может привести к заблуждению. Присутствие перекристаллизованных хондр и обломков в хондритах типа 3 показывает, что в момент образования метеоритов метаморфизм либо еще протекал, либо уже был завершен. Существуют также серьезные доказательства того, что ударный метаморфизм главным образом или даже целиком ответствен за образование как хондр, так и третичных характеристик – прожилков, брекчий и др. Хотя образование хондр, аккреция, метаморфизм и ударная переработка вещества представляют собой различные процессы, ясно, что эти процессы перекрывались во времени и пространстве при эволюции обыкновенных хондритов.

4.4.1. Метаморфизм. Вторичные структурные и минералогические вариации, которые Ван-Шмус и Вуд [622] отразили в своих петрологических типах, долгое время рассматривались большинством исследователей как доказательство термального метаморфизма [571, 436, 686, 144, 385]. Эта точка зрения превалирует и сегодня, хотя исследователи хондритов придерживаются разного мнения о механизме хондрообразования.

Метаморфизованные хондриты отличаются от аналогичных земных метаморфических пород по ряду параметров, что позволило некоторым исследователям поставить под вопрос их метаморфическое происхождение. Одно из различий видно в табл. 4.2: устойчивость простых минеральных ассоциаций при переходе от низших ступеней метаморфизма к высшим. Другое различие состоит в сохранении реликтовой хондритовой структуры в петрологическом типе 6, несмотря на значительную химическую миграцию элементов, вплоть до гомогенизации сильно гетерогенных силикатов, установленных в хондритах типа 3.

Первое из этих различий отражает практически полное отсутствие воды при метаморфизме. В этом отношении хондриты в значительной степени напоминают ультраосновные породы земной мантии (особенно плагиоклазовые лерцолиты), а не серпентинизированные породы коры.

Реликтовые структуры сохранились в сильно метаморфизованных обыкновенных хондритах, поскольку метаморфизм протекал в отсутствие тех факторов, которые полностью стирают первичные структуры в большинстве земных метаморфических пород: 1) интенсивные минералогические изменения; 2) высокое давление паров воды; 3) стрессовые нагрузки; 4) крупномасштаб-

ная диффузия. Мы отметили постоянство минералогии и ограниченную роль воды. На отсутствие стрессовых нагрузок указывает тот факт, что хондры не обнаруживают заметного растяжения или преимущественной ориентировки при переходе от петрологического типа 3 к типу 6 [142]. Диффузия определенно имела место при переходе от негомогенных к гомогенным оливинам и пироксенам, но она происходила в миллиметровом масштабе, который крайне мал по сравнению с масштабом структурных вариаций в хондрите. Учитывая отсутствие факторов, которые разрушают первичные структуры в большинстве земных метаморфических пород, можно не удивляться находке реликтовых хондр в хондритах типа 6, поскольку даже в земных метаконгломератах найдены кварцевые гальки, а в метагаббро – реликты лейст плагиоклаза.

Большинство аргументов, которые выдвигались против метаморфизма обыкновенных хондритов, детально обсуждены в обзорах автора [144] и Вассона [648]. Новые аргументы продолжают появляться [199], но они с точки зрения автора не являются решающими. Более важным представляется тот факт, что приемлемые альтернативы метаморфизму отсутствуют. Следовательно, необходимо рассмотреть метаморфизм, охватывающий минералогические и структурные изменения твердых пород при физических и химических условиях, которые господствуют на глубинах ниже зоны выветривания и цементации, которые отличаются от условий первоначального образования пород [601]. Об этом идет речь в следующих разделах при обсуждении 1) условий метаморфизма и 2) химической последовательности метаморфизма.

4.4.2. Условия метаморфизма. В отсутствие последовательности хорошо определенных и экспериментально откалиброванных минеральных ассоциаций, подобных тем, что используются при определении метаморфических фаций земных пород, следует полагаться главным образом на состав минералов при определении температур и давлений метаморфизма, которые воздействовали на обыкновенные хондриты. Было использовано несколько геотермометров и геобарометров, причем для большинства из них экспериментальная калибровка либо отсутствует, либо была выполнена по земным породам, например по лерцолитам, минеральный состав которых существенно отличается от наблюдаемого в хондритах. В своем обзоре метаморфизма хондритов (1969) автор пришел к выводу, что температуры, которые воздействовали на хондриты типа 6, известны плохо, а для хондритов типов 4 и 5 – фактически не известны. Это заключение действительно и на сегодняшний день.

Картина эта все же менее грустная, чем можно было бы заключить из всего вышесказанного; мы можем по крайней мере указать узкие границы диапазона температур, до которых были нагреты обыкновенные хондриты, и еще более узкие пределы давления. Новые исследования также позволяют ответить на ряд вопросов – например, происходило ли при метаморфизме

совместное изменение давления и температуры, которое редко имеет место в земных породах, но является критичным для понимания условий образования хондритов и их родительских тел.

Температура. Анализ данных о металле и троилите дает возможность определить как верхний, так и нижний пределы температур, воздействию которых подвергались обыкновенные хондриты. Хондриты типа 6, за исключением наиболее сильно ударнометаморфизованных (разд. 4.5.3), не обнаруживают свидетельств плавления этих фаз ни по валовой химии, ни по структурным характеристикам. Поскольку плавление металла и троилита в хондритах должно начинаться между 900 и 1000°С при давлении 1 атм [338], можно думать, что верхний температурный предел нагрева хондритов петрологического типа 6 равен ~ 950°С. С другого конца температурная шкала метаморфизма определяется микрозондовыми анализами Вуда по металлу и троилиту в хондритах типа 3. Для большинства таких метеоритов характерна систематическая связь между размером зерен и содержанием никеля в центре зерен камасита и тэнита, что указывает на медленное охлаждение начиная с температуры 500° С (разд. (7.2.1). Несколько хондритов типа 3, для которых не установлено подобных соотношений, содержат тэнит, состав которого предполагает максимальную температуру около 400° С [144]. Следовательно хондриты в интервале петрологических типов 3 – 6 были нагреты до температур 400 – 950°С.

Ранние попытки оценить температуры метаморфизма хондритов, основанные на распределении железа между оливином и ортопироксеном, привели к неприемлемо высоким температурам (1244 – 1288 °С) и не показали существенных изменений последних при переходе от одного петрологического типа к другому [133]. Сейчас мы знаем, что эти оценки бессмысленны, поскольку распределение железа зависит от общего его содержания и практически не зависит от температуры [619].

Оценки, основанные на распределении железа между ортопироксеном и диопсидом, более значимы, поскольку для K_D есть температурная зависимость[1)]. Ван-Шмус и Коффман [619] определили K_D для этих фаз в 21 хондрите типа 6 и, используя калибровочную кривую Креца [337], оценили минимальные температуры метаморфизма – приблизительно 820 ± 50 °С.

К сожалению, использование двупироксеновых геотермометров возможно только для тех хондритов (главным образом типа 6), в которых диопсид достаточно крупнозернистый, чтобы точно провести микрозондовый анализ. Более того, геотермометр плохо откалиброван. Банч и Олсен [89], используя новые анализы ортопироксена и диопсида в 21 хондрите типа 6 и эмпи-

---

[1)] $K_D = (X_{Fe}^{Ca\ -Px},\ X_{Mg}^{opx}) / (X_{Mg}^{Ca\ -opx} \cdot X_{Fe}^{opx})$, где X – атомная доля Fe^{2+} или Mg^{2+} в указанной фазе.

рические калибровочные кривые Креца [337] и Мак-Коллама [417], получили температуры, различающиеся на 60–70 °С. Саксена [538] на основании полутеоретического подхода, учитывающего влияние кальция на распределение Fe и Mg [55], получил другие значения. Эти и последние оценки температур, выполненные Исии и др. [299], приведены в табл. 4.3. Очевидно, что поправка на кальций уменьшает кажущееся температурное различие трех групп хондритов; в действительности эти различия могут быть незначительными [538].

Результаты, представленные в обобщенном виде в табл. 4.3, подтверждают заключение Банча и Олсена [89], что хондриты типа 6 испытали метаморфизм в интервале температур 750–950 °С. Более поздние оценки температур, основанные на распределении никеля между оливином и диопсидом, приводят к тому же температурному интервалу [135]. Сужение температурного интервала требует тщательной экспериментальной калибровки двупироксенового геотермометра для состава минералов хондритов.

Оценки температур, основанные на других подходах, еще более неопределенны. Онума и др. [479] исследовали распределение ^{18}O в оливине, плагиоклазе и ортопироксене из 9 обыкновенных хондритов типов 4–7. Для хондритов типов 5 и 6 они установили идентичную температуру (950 °С) в пределах ошибок анализа (± 100 °С) и калибровки (± 50 °С). Для хондрита Shaw температура оказалась более высокой (1300 °С), а для хондрита Bjurböle (L4) – более низкой (690 °С). Равенство температур, определенных по изотопному составу кислорода, для хондритов типов 5 и 6 вызывает недоумение. С другой стороны, эти температуры достаточно хорошо согласуются с другими температурными оценками. Значения для хондритов типов 5 и 6 попадают на верхнюю границу диапазона, предложенного для хондритов типа 6 Банчем и Олсеном [89]; данные для хондрита Shaw близки к оценке (1250–1300 °С) по пироксеновой ассоциации в сильно метаморфизованных хондритах [155]. Другие, менее точные температурные оценки основаны на характере спектров инертных газов, выделяющихся при нагревании [648]; они дополняют картину, наблюдаемую для обыкновенных хондритов, но более применимы к энстатитовым хондритам и поэтому рассматриваются в разд. 5.4.1.

Крайне желательно найти минеральный геотермометр, который можно было бы использовать для всех равновесных хондритов. Наиболее многообещающим параметром является содержание кальция в ортопироксене, которое увеличивается с увеличением петрологического типа обыкновенных хондритов [144, 148, 280]. Хейс [280] показал, что этот параметр непосредственно связан с размером кристаллов вторичного плагиоклаза в LL хондритах и, следовательно, оба критерия могут быть использованы для определения места метеорита на шкале относительных температур метаморфизма. Основываясь на предположениях, что ортопироксен контактировал с диопсидом в процессе метаморфизма (т. е. кальций был в избытке), что диопсид не образовался в результате распада ортопироксена при постметаморфи-

Таблица 4.3. Оценки интервалов температур метаморфизма обыкновенных хондритов петрологического типа 6

Калибровка	Температура, °С		
	H6	L6	LL6
Крец [337]	814 – 977 (900)	826 – 1060 (940)	932 – 1080 (984)
Мак-Коллам [417]	747 – 920 (833)	774 – 993 (878)	976 – 1002 (915)
Саксена [538]	825 – 990 (875)	825 – 970 (904)	880 – 975 (920)
Хейс [280]	–	–	650 – 800
Исии и др. [299]	925 – 1010 (960)	949 – 1005 (965)	950 – 1000 (980)

Примечание. Оценки основаны на анализах ортопироксена и диопсида, выполненных Банчем и Олсеном [89]; в скобках указаны средние значения. Для сравнения представлены также оценки Хейса [280], основанные на содержании кальция в ортопироксене (только для типа LL6).

ческом охлаждении и что применение данной калибровки не вызывает сомнений, мы можем использовать содержание кальция в ортопироксене для оценки абсолютной температуры метаморфизма.

Хейс применил этот подход для ряда LL4–LL7 хондритов, используя при этом сольвус ортопироксен – диопсид при низком давлении, который он получил, исходя из экспериментальных данных Хенсена [263] и Линдсли и др. [372] по сольвусу ортопироксен–диопсид при высоких давлениях (13,5 – 15 кбар). Хейс пришел к выводу, что для хондритов типа LL4 температуры попадают в область < 600 °С, для типа LL5 – в область 600 – 650 °С, для типа LL6 – в область 650–800 °С и для типа LL7 – в область 900 °С.

Температуры Хейса для хондритов типа LL6 (табл. 4.3) много ниже полученных при использовании двупироксенового и кислородноизотопного геотермометров. Это расхождение возможно связано с ошибочной калибровкой однопироксенового геотермометра и непригодностью ортопироксенов в хондритах типа 6 для исследования равновесного содержания кальция при метаморфизме. Автор предпочитает последнее объяснение, поскольку и анализы Хейса, и неопубликованные данные Додда и Ярошевича по нескольким L6 хондритам показывают, что отдельные кристаллы ортопироксена в этих метеоритах различаются по содержанию кальция достаточно широко. В гл. 5 мы увидим, что вопрос кальциевого насыщения еще более трудноразрешим в случае хондритов Е группы. Сейчас достаточно наблюдений, чтобы считать применение однопироксенового геотермометра к обыкновенным хондритам оправданным и полностью разработанным.

Таблица 4.4. Приблизительные интервалы температур метаморфизма обыкновенных хондритов типов 3—7

Тип	Температура, °С	
	Предполагаемая	По Додду [144]
3	400 — 600	400 — 600
4	600 — 700	600 — 700
5	700 — 750	700 — 800
6	750 — 950	800 — ?
7	> 950	—

Примечание. Во второй колонке приведены ранние оценки температур, предложенные автором [144].

Данные Хейса позволяют предположить приблизительное распределение петрологических типов хондритов в соответствии с температурой метаморфизма. Используя эти и другие данные, автор предложил температурную шкалу метаморфизма хондритов (табл. 4.4). Рассматриваемый вопрос находится в стадии разработки, и нет нужды предостерегать читателя не делать далеко идущих выводов о хорошем соответствии между шкалой, представленной здесь, и шкалой, которую автор предложил более 10 лет назад [144].

Давление. Астрофизические и петрологические аргументы показывают, что хондриты эволюционировали при низких давлениях в малых родительских телах (разд. 10.4). Астрофизические аргументы основаны на предположении, что большинство, если не все метеориты происходят от малых планет, или астероидов, и данных, что если даже эти тела представляют только малую часть твердого материала, первоначально присутствовавшего между орбитами Марса и Юпитера, то этот материал, вероятно, входил в состав тел радиусом $\leqslant$ 500 км [110]. Минералогическими критериями являются отсутствие минералов, указывающих на высокие давления (исключая минералы, образовавшиеся при ударных событиях), металлографические наблюдения [696] и другие данные [495], которые свидетельствуют, что охлаждение обыкновенных хондритов имело место в областях с давлением около 2 кбар или менее [144]. Эти аргументы более детально рассматриваются в гл. 10.

Данные о содержании второстепенных элементов в пироксенах обыкновенных хондритов также свидетельствуют об этом. Ван-Шмус и Коффман [619] отметили, что отношение Al / Si в диопсидах хондритов типа 6 не превышает 0,01, что указывает на весьма незначительное содержание в них жадеитового ($NaAlSi_2O_6$) компонента, присутствие которого в пироксенах, сформировавшихся при равновесии с глиноземистым минералом, свидетельствует об образовании пироксена при высоком давлении.

Хейс [280] детально исследовал химизм второстепенных элементов в пироксенах LL хондритов и показал, что содержание Na и Al в ортопироксенах (во всех случаях очень низкое) возрастает по мере роста петрологического типа. Это также справедливо для хрома и показывает, что чувствительные к давлению замещения Na^+Cr^{3+} и Na^+Al^{3+} на 2 (Fe, Mg) коррелируют с увеличением температуры метаморфизма в хондритах LL группы. Хотя значительные различия в общем составе исключают точную оценку максимального давления по калибровочным кривым, полученным по земным лерцолитам [472], Хейс пришел к выводу, что максимальное давление, которому подвергались хондриты типа LL7, было менее 1 кбар, что согласуется с метаморфизмом на глубине 80 км в родительском теле 400-километрового радиуса.

Результаты Хейса подтверждают, что метаморфизм обыкновенных хондритов протекал при очень низких давлениях. Более того, они несут минералогические доказательства того, что интенсивность метаморфизма увеличивалась с глубиной, и следовательно, хондриты высоких петрологических типов находились в родительских телах глубже, чем хондриты более низких петрологических типов. Это заключение не согласуется со скоростями охлаждения, полученными по распределению никеля в металле [696], но согласуется со скоростями охлаждения, определенными по трекам деления ^{244}Pu [495] и с тенденцией уменьшения $^{40}Ar - {}^{39}Ar$-возраста хондритов от петрологического типа 4 к типу 7 [604]. Как мы увидим, это доказывает, что давление и температура при метаморфизме обыкновенных хондритов изменялись совместно, и следовательно, некоторые предложенные сценарии метаморфизма становятся неприемлемыми и необходимы другие построения. Это заключение также ограничивает возможные источники тепла для метаморфизма (разд. 10.3).

Фугитивность кислорода. Присутствие никелистого железа в обыкновенных хондритах и отсутствие никеля в окисленном состоянии свидетельствуют о много меньшей фугитивности кислорода, чем в большинстве земных горных пород. По термодинамическим вычислениям [456, 354, 680] и непосредственным измерениям фугитивности кислорода [80], которые хорошо согласуются между собой, хондриты типов 5 и 6 оказываются в интервале фугитивности кислорода f_{O_2} $10^{-16} - 10^{-20}$ при $T = 880$ °C.

Имеющихся данных еще недостаточно для установления систематических вариаций фугитивности кислорода с изменением петрологических типов хондритов. Этот вопрос представляет особый интерес: поскольку обыкновенные хондриты аккретировали при конденсации небулярного газа, они должны, очевидно, нести доказательства увеличения степени окисления по мере протекания аккреции [352, 245]. Поскольку хондриты типов 6 и 7 аккретировали первыми, а хондриты типа 3 – последними, можно ожидать, что первые метеориты будут более восстановленными, чем последние.

Существуют некоторые данные, подтверждающие, что это справедливо для метеоритов H группы, в которых отношение металлического железа к общему необычайно низко в хондритах типа 3 [149]. Однако Хейс [280] установил противоположное соотношение в LL группе: оливин и пироксен становятся более обогащенными Fe и содержание последнего в металле уменьшается при переходе от хондритов типа LL3 к типу LL7 [555]. Хейс представил это соотношение как дометаморфическое и связал его с более интенсивным проявлением высокотемпературных процессов в веществе LL3 до его аккреции. Существуют ли подобные соотношения в хондритах типа L4 – L6 остается неизвестным.

История. Мы пришли к выводу, что каждая группа обыкновенных хондритов является почти изохимической метаморфической серией; образование происходило при низком давлении ($\lesssim$ 1 кбар), в отсутствие сдвиговых напряжений и значительного количества воды в интервале температур < 400 – 950 °C, а в редких случаях и выше.

Отсутствие прямых данных о распределении различных петрологических типов хондритов в пределах единого родительского тела привело к нескольким моделям истории метаморфизма обыкновенных хондритов. Ортодоксальной можно назвать точку зрения, согласно которой хондритовый материал был аккумулирован при температурах, достаточно низких ($\lesssim$ 400 K) для вхождения таких сильно летучих металлов, как Bi, Tl, In, а затем был нагрет до максимальных температур, которые возрастали с глубиной [690, 144]. Разные варианты этой модели рисуют аккрецию из охлаждающегося небулярного газа при температурах, достаточно высоких для удаления сильно летучих металлов из раннего аккретирующего материала [356] и (или) достаточно высоких для проявления метаморфизма [280, 291]. По другим моделям метаморфизм представляется как результат внутреннего нагрева мелких родительских тел (планетезималей [648]) или прогрева материала, образованного и отложенного в результате ударных процессов [342].

Ранее Додд [144] и Вассон [648] детально рассмотрели эти модели и пришли к выводу, что трудно выбрать из них лучшую. Хотя некоторые вопросы, например соотношение между метаморфизмом и распределением летучих элементов, остаются без ответа (разд. 4.4.2), сегодня выбрать модель все же проще. Например, существование положительной корреляции между давлением и температурой в хондритах LL группы [280] и в других обыкновенных хондритах [495], по-видимому, снимает вопрос о внутреннем источнике тепла, предложенном Вассоном [648, 650].

Два типа данных исключают возможность того, что метаморфизм является результатом охлаждения первоначально горячего материала, подобного покровным выбросам. Одним из них является наблюдение Хейса [280] о систематическом увеличении содержания кальция в ортопироксене по мере изменения петрологического типа хондритов, что указывает на возраста-

ние максимальной температуры метаморфизма при переходе от петрологического типа 4 к типу 7. Другой связан с тем, что совершенно различные истории охлаждения были предложены для хондритов, не подвергшихся ударному метаморфизму, и хондритов, которые подверглись интенсивному ударному нагреву. Распределение никеля в металле из ударнонеметаморфизованных хондритов и хондритов, обнаруживающих слабое ударнометаморфическое воздействие, показывает, что скорость охлаждения начиная с температуры 500 °С составляет 2 – 10 °С/млн. лет [690]. В отличие от этого даже нагретые в результате удара хондриты, которые были захоронены на километровых глубинах, охлаждались со скоростью порядка 10^4 °С/млн. лет, что сходно со скоростью охлаждения, установленной для спекшихся лунных брекчий [564]. Таким образом, аналогия между метаморфизованными обыкновенными хондритами и прогретым материалом в покровных выбросах [342] представляется несостоятельной.

Петрологические данные позволяют серьезно говорить только о двух моделях: об ортодоксальной – в интерпретации автора [144] или с изменениями Ларимера и Андерса [356], позволяющими учитывать температурные вариации, и о модели Хейса [280], согласно которой аккреция происходит на поверхности первоначально горячего (~ 750 °С), но охлаждающегося родительского тела. Последняя модель менее приемлема по двум причинам. Во-первых, хотя она и объясняет, почему многие летучие элементы менее распространены в хондритах более высоких петрологических типов, нежели более низких, она не объясняет, почему элементы с температурами конденсации 500 – 600 К (например, Bi, Tl и In) присутствуют в хондритах типа 6. Во-вторых, она оперирует температурами аккреции, при которых сера должна была бы удаляться (≥ 680 К [352]), однако сера не обнаруживает систематического уменьшения содержания при переходе к более высоким петрологическим типам [134]. На основании этого автор предпочитает ортодоксальную модель, в которой материал обыкновенных хондритов испытал аккрецию в холодном состоянии и затем повторно нагревался. Насколько холодным было это состояние – вопрос сложный; он рассматривается в следующем разделе. Источник внутреннего тепла при метаморфизме рассмотрен в гл. 10, где обсуждаются структура и история родительских тел метеоритов.

4.4.3. Химические свидетельства метаморфизма. Андерс [1] установил, что широкий спектр элементов, общим свойством которых является летучесть, менее распространен в обыкновенных хондритах, нежели в углистых. Некоторые элементы – Sb, F, Cu, Ga, Ge, Sn, S, Se – присутствуют в обыкновенных хондритах на уровне одной четвертой их содержания в CI хондритах и не обнаруживают систематических вариаций с изменением петрологического типа. Другие – Te, Ag, Zn, Cd, Bi, Tl, In, C, инертные газы – более сильно обеднены относительно уровня CI хондритов, что впервые было показано Царингером [705] для инертных газов, и содержание их более или ме-

нее закономерно уменьшается при переходе от хондритов типа 3 к хондритам типа 6.

Некоторая неопределенность сохраняется относительно летучести ряда элементов, и в литературе серьезно обсуждались правомерность и значимость выделения двух различающихся по летучести групп [654, 15, 629, 16, 652]. Однако совершенно ясно, что содержание элементов первого типа, названных нормально обедненными [356], или умеренно летучими [654], достигло наблюдаемого ныне значения в ходе или до аккреции обыкновенных хондритов. Низкое содержание этих элементов является первичной характеристикой подобных метеоритов.

Менее ясен вопрос о том, являются межгрупповые вариации сильно летучих элементов вторичной или первичной характеристикой обыкновенных хондритов. Последняя часть настоящего раздела посвящена именно этому вопросу.

Модели. Поскольку содержание сильно летучих элементов закономерно уменьшается при переходе от хондритов петрологического типа 3 к типу 6, совершенно очевидно, что эти элементы терялись во время и вследствие термального метаморфизма. Хотя некоторые аспекты в распределении летучих элементов, например сохранение хлора и ртути в хондритах типа 6 и близкая к пропорциональной потеря элементов, сильно различающихся по геохимическому поведению, по-видимому, не согласуются с этой интерпретацией, Вуд [691] и Додд [144] дали приемлемое объяснение этих данных (см. также [135]). Додд и Вассон [648] придерживаются метаморфической интерпретации распределения летучих элементов в хондритах.

Лаример и Андерс [356] предположили, что распределение сильно летучих элементов является первичным и обусловлено аккрецией вещества типов 6 – 3 при последовательном уменьшении температур в газовом облаке. Согласно их интерпретации, хондриты типа 6 обеднены летучими элементами, поскольку они аккретировали до полной конденсации этих элементов. Эти метеориты являются сильно перекристаллизованными, поскольку они аккретировали рано, и следовательно, были захоронены в глубине родительского тела, но нет причинных взаимосвязей между их метаморфическими градациями и содержанием в них летучих элементов.

По подходу к диапазону температур аккреции модель, предложенная Хейсом [280] для объяснения метаморфизма хондритов LL группы, напоминает модель Ларимера и Андерса [356]. Однако получаемые температурные интервалы совершенно различны. Лаример и Андерс рисуют аккрецию обыкновенных хондритов при температурах ниже 550 К (на основании отсутствия корреляции петрологического типа и содержания серы в хондритах) и выше 400 К (на основании явного отсутствия магнетита в обыкновенных хондритах типа 3). Хейс, напротив, рисует аккрецию при температурах, достаточно высоких для протекания метаморфизма (например, ~1023 К для хондритов типа 6).

Бландер и Абдель-Гавад [57], исходя из кинетических параметров, выдвинутых Бландером и Кацем [60], предложили третью модель, в которой скорость агломерации высокотемпературного материала определяет способность последнего к реакции с обогащенным летучими элементами остаточным газом. Согласно их модели, агрегация такого материала – хондр, металлических зерен – приводит к образованию "кусков" размером с кулак, что препятствует контакту вещества с газом. Наиболее ранние куски были, таким образом, обеднены летучими, поскольку они агломерировали при высокой температуре; для них характерна сильная перекристаллизация (типы 6 и 7). Материал, который вошел в состав кусков после более продолжительного контакта с газом, был богаче летучими, и поскольку его образование связано с более низкими температурами, он менее интенсивно перекристаллизован (тип 3). Если многие исследователи рассматривали аккрецию и метаморфизм как последовательные процессы, то Бландер и Абдель-Гавад считают их синхронными. С тех пор их модели было дано название "одновременная аккреция и конденсация", или ОАК (SAC – в англоязычной литературе) [56].

Все три модели трудно доказать и еще труднее опровергнуть. Модель Ларимера – Андерса, основанная на равновесной конденсации, легко поддается теоретическому описанию, но сложна для воспроизведения в лабораторных условиях. Метаморфическая интерпретация, напротив, трудна в теоретическом отношении, поскольку имеет место потеря летучих многих минералов, но она вполне доступна для экспериментального воспроизведения. Можно принимать или отвергать модель ОАК, но она ни теоретически, ни экспериментально непроверяема. Однако эта модель нереалистична в требовании сушествования промежуточной стадии аккреции – "кусков", для постулирования присутствия которых нет независимого доказательства; к тому же она не согласуется с имеющимися данными, что метаморфизм протекал в условиях градиента давления (разд. 4.4.2). По этим причинам модель ОАК как наиболее слабая из трех моделей не рассматривается автором; последующее обсуждение касается других интерпретаций.

Космотермометрия. Для проверки модели Ларимера – Андерса были проведены интенсивные исследования содержания нескольких элементов – Bi, Tl, In, Pb, для которых предсказанные теоретически температуры конденсации попадают в интервал 400 – 550 К. Поскольку конденсационные интервалы для этих элементов перекрываются, модель может быть проверена двояко: 1) сравнением температур аккреции, предполагаемых на основе распространенности нескольких сильно летучих элементов; 2) сравнением характера межэлементных вариаций, который предсказан для конденсации, с наблюдаемым в хондритах. Андерс с соавторами использовали этот подход для хондритов группы L [317] и H, LL и E групп [362]. Хотя в обеих статьях рассмотрено построение теоретических кривых конденсации, всестороннее обсуждение этого вопроса дал Лаример [355].

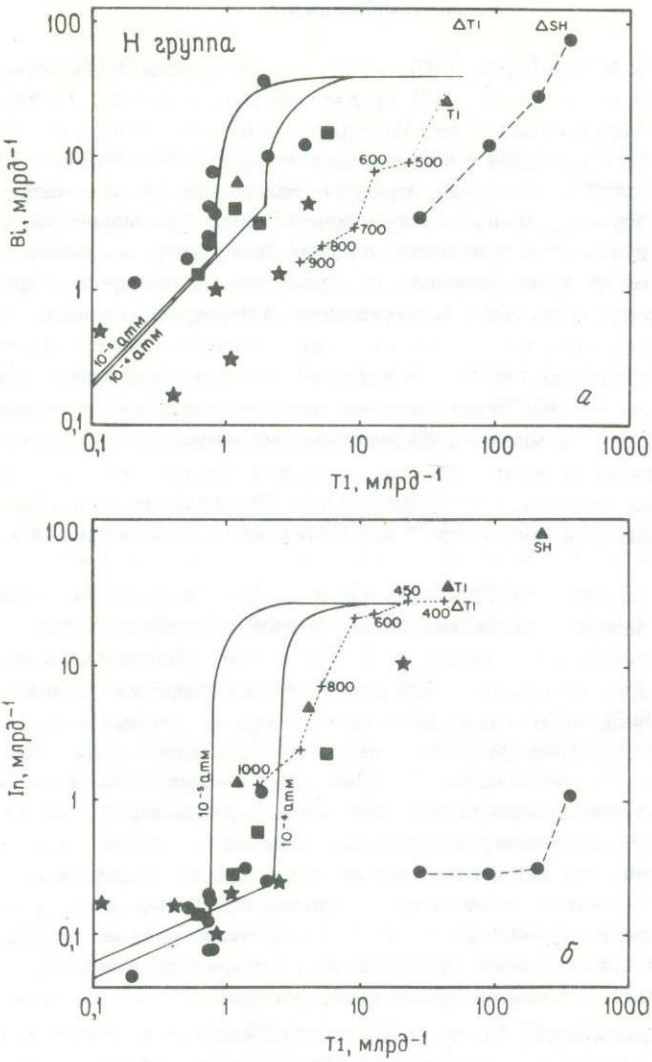
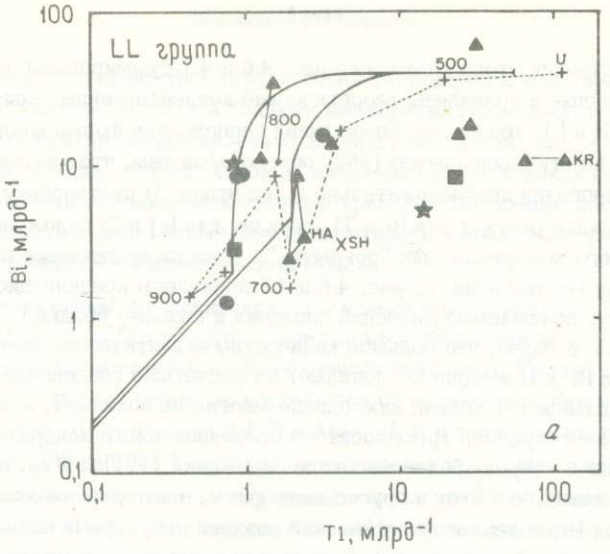


Рис. 4.6. Вариации содержаний Bi, In и Tl в H хондритах [362] и в нагретых образцах H3 хондрита Tieschitz [297]. Условные обозначения образцов те же, что на рис. 4.4; приведены также четыре анализа брекчированного H6 метеорита Supuhee; точки, соответствующие метеоритам Tieschitz и Sharps, обозначены соответственно Tl и SH. Тонкая пунктирная линия с температурами нагрева, пересекающая рисунок, показывает экспериментальные данные и тренды. Расчетные конденсационные кривые для двух значений окружающего давления (сплошные линии) взяты из работы [362].



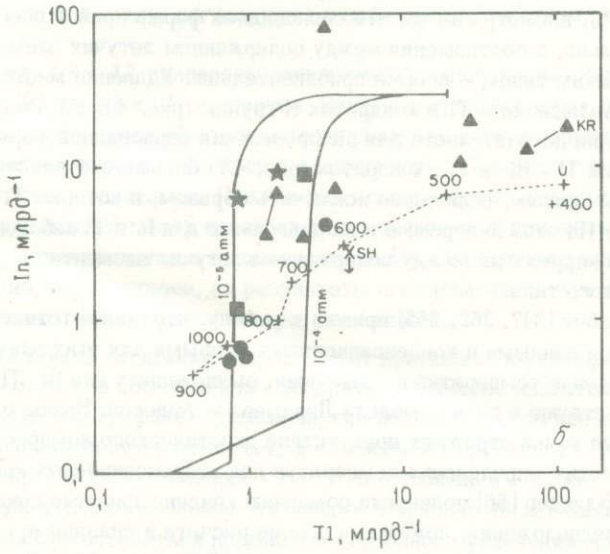


Рис. 4.7. Вариации содержаний Bi, In и Tl в хондритах LL группы [317] и в нагретых и ненагретых (U) образцах хондрита Крымка (LL3) [296]. Точки, относящиеся к различным анализам одного и того же метеорита, соединенены (например, Крымка — KR). Показаны также анализы L7 хондрита Shaw. Условные обозначения те же, что на рис. 4.6.

Для иллюстрации этого подхода на рис. 4.6 и 4.7 суммированы экспериментальные данные и приведены теоретические конденсационные кривые для Tl, Bi и In в H и LL хондритах. Отчетливая серповидная форма конденсационных кривых на этих диаграммах [362] обусловлена тем, что каждый элемент конденсировался предположительно в два этапа: 1) растворение во вмещающем материале (металл для Bi и Tl, троилит для In) и 2) отложение на поверхности этого материала (или "покрытие"). Поскольку давление влияет на температуру конденсации, на рис. 4.6 и 4.7 приведены конденсационные кривые для двух приемлемых значений давления в газовом облаке.

Из рис. 4.6, *а* видно, что большое количество аналитических данных, касающихся Tl и Bi в H хондритах, попадают на расчетные конденсационные кривые или оказываются вблизи них, однако многие не попадают. В частности, точки четырех образцов трещиноватого брекчированного хондрита Supuhee смещены в сторону более высокого содежания Tl. Лал и др. высказали предположение, что этот и другие метеориты, в которых наблюдается избыток Tl над Bi, содержат экзотический поздний небулярный конденсат, который они назвали "мистеритом". Если этими аномальными хондритами пренебречь, то соответствие между теорией и наблюдением достаточно хорошее (рис. 4.6), несмотря на то, что серповидная форма кривой всего лишь предположительна, а соотношения между содержанием летучих элементов и петрологическим типом – весьма приблизительны. Удаление мистерита улучшает корреляцию In – Tl в хондритах H группы (рис. 4.6, *б*), но оставляет еще меньше доказательств для распределения серповидной формы.

Корреляция Tl – Bi в LL хондритах (рис. 4.7) больше соответствует теоретическим кривым, если снова исключить образцы, в которых Tl преобладает над Bi. На этой диаграмме и на диаграмме для In и Tl наблюдается только грубая корреляция между содержанием летучих элементов и уровнем петрологического типа.

Авторы работ [317, 362, 355] пришли к выводу, что соответствие между аналитическими данными и конденсационными кривыми для этих элементов, а также совпадение температур конденсации, вычисленных для Bi, Tl, In и Pb, свидетельствуют в пользу модели Ларимера – Андерса. Вывод о том, что аномальные точки отражают присутствие экзотического компонента, не связан с точностью определения температур для конденсационных кривых. Додд [149] и Бландер [56] подвергли сомнению конденсационные кривые, указав, что предположения, лежащие в основе расчета и связанные с природой, размером частиц и термодинамическими свойствами субстрата, не бесспорны, о чем свидетельствуют местоположение и форма каждой кривой. Хотя Андерс и Лаример [21] дали весьма острую критику на работу Бландера, впоследствии Андерс и др. [586] также выразили опасения относительно точности конденсационных кривых [586].

"Мистерит" только усложняет и без того сложную проблему. Детальный анализ хондрита Supuhee [281] показывает, что в этом брекчированном метео-

рите присутствует не один экзотический компонент, а некоторые метеориты содержат богатый и бедный таллием мистериты. Поскольку детального изучения метеоритов, представленных на диаграммах типа рис. 4.6 и 4.7, не проводилось, трудно сказать, какой из анализов можно, а какой нельзя сопоставить с расчетными конденсационными кривыми. По мнению автора, соответствие теоретических кривых экспериментальным данным не является адекватной проверкой конденсационной модели.

Эксперименты по испарению элементов при нагревании. Чтобы выяснить, является ли метаморфизм приемлемым объяснением распределения сильно летучих элементов в обыкновенных хондритах, Икрамуддин и др. [295–297] провели серию экспериментов по нагреванию образцов хондритов Tieschitz (H3), Крымка (LL3) и Abee (E4) в течение недели при температурах от 400 до 1000 °C и начальном давлении $p_{H_2} = 10^{-5}$ атм. Они установили, что соответствие между анализами нагретых образцов и анализами хондритов H и L групп весьма слабое [1] и пришли к выводу, что эти метеориты не теряли летучих элементов в процессе метаморфизма. Единственной группой хондритов, для которой данные об экспериментально нагретых образцах, по-видимому, согласуются с этим предположением, является E группа.

На рис. 4.6 и 4.7 приведены экспериментальные данные Икрамуддина и др. [296, 297] для H и LL хондритов. Ясно, что тренды нагретых при экспериментах и природных образцов не совпадают, но с точки зрения различий в содержании летучих элементов в хондритах типа 3 более важно то, что эти тренды почти параллельны. Прежде чем использовать экспериментальные данные для окончательной проверки метаморфической гипотезы, следует учесть влияние различия исходных материалов. Экспериментальный подход, несомненно, перспективен, но результаты его применения в данном случае не являются, с точки зрения автора, решающими.

Современное состояние вопроса. Этот краткий обзор распределения летучих элементов в обыкновенных хондритах отнюдь не является исчерпывающим. Такахаси и др. [586] привели другие доказательства несоответствия с метаморфической интерпретацией, и по крайней мере одно из них – данные Аларца и др. [77] об изменении $^{20}Ne/^{36}Ar$-отношения – может оказаться крайне важным. Тем не менее эти данные в течение 10 лет были и, очевидно, продолжают оставаться предметом серьезного увлечения исследователей, отчасти из-за приверженности последних к старым идеям [2], но главным образом потому, что эти данные указывают на серьезные пробелы

[1] Хондрит Крымка, который Икрамуддин и др. [296] отнесли к L3 группе, вероятно, принадлежит к LL3 хондритам; так он классифицирован и в настоящей работе.

[2] "Немного воображения, и созданное ранее русло теории может продолжить свое существование" ([12], с. 586).

в наших знаниях обыкновенных хондритов. Мы почти полностью игнорируем формы нахождения летучих элементов в этих метеоритах, хотя экспериментальные данные Вулама и др. [698] и Кертиса и Шмитта [135] являются хорошей отправной точкой для дальнейшего проведения работ в этом направлении. Мы не уверены также в том, что интенсивные ударные воздействия не повлияли на первичное или вторичное распределение летучих элементов. Имеющиеся данные о том, что сера и редкие летучие элементы высвобождались при ударных событиях [134, 273] и что специфические изменения в распределении летучих элементов в хондрите Supuhee связаны с брекчированием [281], показывают, что ударные эффекты обязательно должны учитываться при последующем изучении содержания летучих элементов. Подобные доказательства локального ударного плавления особенно хорошо проявлены в L хондритах,и данные об их изучении тесно связаны с вопросами термического высвобождения элементов [158].

Автор защищает и продолжает развивать идею о том, что главная тенденция в распределении сильно летучих элементов, выраженная в уменьшении их содержания при переходе от хондритов петрологического типа 3 к типу 6, обусловлена увеличением степени термального метаморфизма. Однако этот вопрос остается еще неясным, что оправдывает скептицизм, а также поиск новых и более точных тестов и альтернативных интерпретаций.

4.5. Третичные признаки и процессы

Характерные признаки в метеоритах, свидетельствующие о высокоскоростных (сверхзвуковых) соударениях, варьируют от дробления и брекчирования до образования минеральных фаз высокого давления и более или менее полного плавления. Те из признаков, которые систематически не связаны с петрологическим типом и появление которых обусловлено процессами, протекавшими после статического метаморфизма, являются третичными. В них нашла отражение различная степень ударного метаморфизма – процесса, который проявлен также во многих лунных породах, но для пород Земли известен только в непосредственной близости от больших ударных кратеров.

Широкие исследования были предприняты для установления значений давлений и температур, связанных с этими ударными явлениями, и главная цель настоящего раздела состоит в обобщении полученных результатов. Читателю, желающему более детально ознакомиться с ударными процессами, можно рекомендовать статью Штёффлера [576], которая является прекрасным обзором ударного воздействия и его проявления на большом числе породообразующих минералов. Более поздняя статья Смита и Голдштейна [564] рисует картину ударных явлений в металле и троилите.

4.5.1. Ударные процессы. Физика сверхскоростного удара выходит за рамки настоящей книги, тем не менее полезно рассмотреть, что происходит при ударе и как этот процесс отражается в подвергшемся удару веществе. Когда свободная поверхность твердой мишени испытывает ударное воздействие

ударная волна, или фронт, движется внутри мишени, а материал мишени и снаряда – за фронтом ударной волны. Волна разрежения распространяется сзади, но быстрее, чем фронт ударной волны, и через некоторое время они перекрываются; при этом давление и объем мишени возвращаются в исходное состояние.

Результат подобного воздействия наилучшим образом проявляется в проникновении снаряда в мишень, при этом часть вещества мишени образует кратер, окруженный твердыми выбросами – факт, отмеченный для любого по масштабу ударного события на поверхности Луны. Сжатие и растяжение также приводят к физическим изменениям в ударнометаморфизованном веществе, которые колеблются от растрескивания до образования минералов, устойчивых только при очень высоких давлениях. Менее выраженный эффект возникает в результате того, что сжатие увеличивает энтропию вещества мишени пропорционально пиковому давлению. Поскольку последующее расширение является адиабатическим, в результате удара энтропия увеличивается, что проявляется в нагреве, плавлении или даже испарении вещества мишени.

Ударный метаморфизм напоминает земной динамо-термальный метаморфизм тем, что сопровождается и прогревом, и изменением давления, но отличается от него по двум главным параметрам. Во-первых, диапазон давлений, возникающих в результате удара, чрезвычайно велик. Хотя пиковое давление функционально связано со скоростью снаряда, его массой, составом и структурой мишени, удары с умеренными скоростями (~ 5 км/с) могут приводить к максимальному локальному давлению, приближающемуся к 1 Мбар [332]. Во-вторых, повышение и падение давления происходят крайне быстро, в результате чего ударный метаморфизм является процессом неравновесным. Только при условии, что остаточное тепло диссипировало очень медленно, например при захоронении под покровом выбросов, процесс, в случае послеударного отжига, может привести к равновесным минеральным ассоциациям.

Итак, ударное воздействие приводит к широкому диапазону физических, минералогических и химических изменений. Эти изменения и их использование в оценке интенсивности ударного воздействия рассматриваются ниже.

4.5.2. Брекчии. Биннс [43] изучил несколько сот обыкновенных хондритов из коллекции метеоритов Британского музея и установил, что примерно 20% из них содержат светло-серые обломки, включенные в более темную основную массу. В большинстве случаев обломки и основная масса, судя по содержанию металла и составу минералов, по-видимому, принадлежат к одной химической группе, но различаются по петрологическому типу. Большинство этих метеоритов, которые Биннс назвал ксенолитовыми, являются геномиктовыми брекчиями (разд. 2.4; рис. 2.4, *б*). Полимиктовые брекчии – каменные метеориты, в которых совместно находятся обломки различных групп хондритов, – менее обычны среди хондритов, чем это предполагалось раньше [627].

В связи с тем, что существует аналогия между хондритами и брекчиями лунной поверхности, несколько хондритов были изучены особенно детально. Примерами такого рода являются метеориты Mezö-Madaras [614, 45], Siena [346], Kelly [91], St. Mesmin [493, 148] и Plainview [194]. Эти исследования подтвердили предположение Биннса о незначительном смешении хондритов H, L и LL групп и отсутствии смешения между ними и ахондритами, хотя вещество углистых хондритов в незначительном количестве установлено в нескольких обыкновенных хондритах [675]. Преобладание геномиктовых брекчий подтверждает точку зрения, согласно которой H, L и LL хондриты находились в отдельных родительских телах, хотя эти тела не были полностью изолированы ни друг от друга, ни от родительских тел других групп хондритов.

Метеорит St. Mesmin, брекчированный хондрит LL группы, обнаруживает большинство характеристик хондритовых брекчий и поэтому представляет собой хороший пример. Некоторые типы вещества, входящего в его состав, показаны на рис. 2.4, *б*. Хондрит St. Mesmin состоит преимущественно из округлых обломков вещества типа LL6, находящихся в основной массе вещества, отвечающего по минералогии и структуре группе LL5, но он содержит также обломки, интенсивная перекристаллизация и состав кальциевого ортопироксена (> 1% CaO) которых вынуждают отнести их к петрологическому типу LL7 (рис. 2.4, *б*). Эти типы вещества LL группы обнаруживают незначительные, но отчетливые вариации в составе минералов, – особенно увеличение содержания железа в оливине и пироксенах по мере роста петрологического типа – которые свидетельствуют, что брекчия после своего образования не достигла химического равновесия. Еще одним свидетельством того, что хондрит St. Mesmin неравновесный, является обнаружение в нем двух других типов вещества: очень сильно ударнометаморфизованного черного вещества H хондритов [493, 156] и агрегатов микропорфирового оливина, структура и минералогия которого является магматической и состав которого почти соответствует наблюдаемому в хондритах LL группы за вычетом большей части их металла и троилита [157]. Подобный материал, по-видимому, имеет ударное происхождение; он показан на рис. 4.9 и обсуждается в разд. 4.5.2.

Хотя брекчии, подобные St. Mesmin и в некоторых случаях метаморфизованные (например, Kelly [91]), особенно характерны для LL хондритов, они установлены и в других группах хондритов (например, Plainview, H группа [194]). Как правило, они обнаруживают деформации и другие свидетельства того, что их составляющие испытали ударное воздействие.

Очевидно, имеются отчетливые структурные различия между неравновесными хондритовыми брекчиями, подобными St. Mesmin, и обыкновенными хондритами типа 3 (рис. 1.4), но эти различия можно рассматривать скорее как видовые, а не родовые понятия. Как уже отмечалось, хондриты типа 3 содержат также ксенолиты размером менее отдельных хондр, и в этом смысле

они являются брекчиями. Геномиктовые брекчии можно, таким образом, считать более широко распространенными среди обыкновенных хондритов, чем это предположил Биннс [43], но детальное изучение нескольких метеоритов подтвердило его заключение, что полимиктовые брекчии являются необычными объектами.

Богатые газами метеориты, состоящие из светлого и темного вещества. Хондрит St. Mesmin и многие другие метеоритные брекчии, как хондритовые, так и нехондритовые, содержат *светлые* обломки, заключенные в *темную* основную массу, что нашло отражение в их названии. Многие подобные метеориты (20–40% геномиктовых брекчий по Вассону [650]) характеризуются высоким содержанием редких газов солнечного типа (разд. 3.4.3). Поэтому они также были названы *богатыми газами* или *богатыми солнечными газами*.

Солнечный тип внедренных газов в богатых газами метеоритах наиболее распространен в темных частях, где он концентрируется вблизи границ зерен. Поскольку треки, образованные тяжелыми ядрами ($Z > 22$) космических лучей, также концентрируются в этих местах [350, 494], возникло предположение, что газы были имплантированы солнечным ветром или солнечными вспышками во время нахождения зерен на поверхности объектов. Эта интерпретация, впервые предложенная Зюссом и др. [583], подтверждает точку зрения, что богатые газом брекчии, а возможно, все хондритовые брекчии, являются ударнопереработанными отложениями, подобными тем, которые в настоящее время покрывают большую часть лунной поверхности.

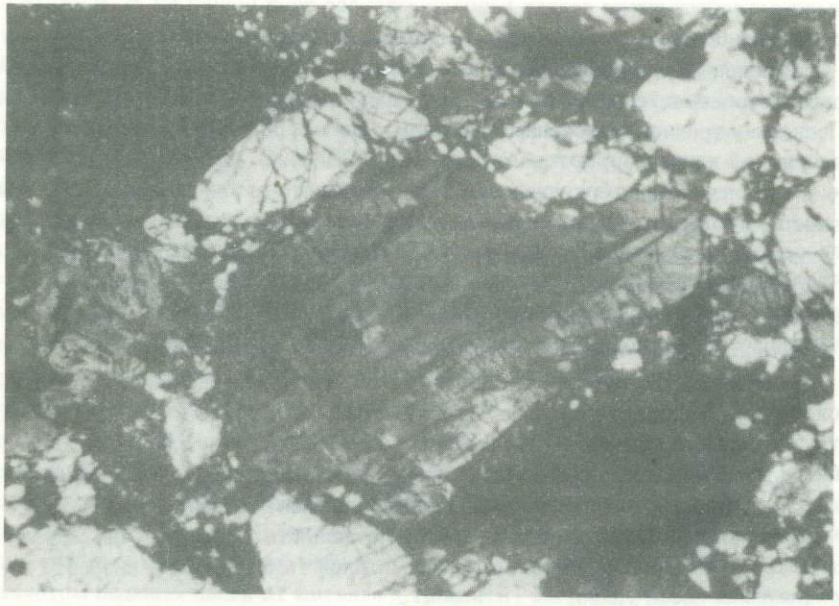
4.5.3. Минералогические эффекты. Хотя брекчированность является прямым выражением ударного воздействия, этот процесс запечатлен также в минералогии хондритов. Все главные минералы – оливин, низкокальциевый пироксен, плагиоклаз, никелистое железо и троилит – обнаруживают ряд характеристик, обусловленных ударным воздействием, которые могут быть использованы для оценки интенсивности удара или – по металлу и троилиту – для определения максимальной температуры и скорости охлаждения после удара.

Картер и др. [106] изучили оливин и, менее детально, ортопироксен в экспериментально деформированных ультраосновных породах (дунитах, гарцбургитах) и сравнили их с теми же минералами в ударнометаморфизованных хондритах и ахондритах. Реймолд и Штёффлер [519] обобщили результаты этой и других работ для выяснения корреляции структуры оливина с интенсивностью ударного воздействия. Характерные признаки, которые они установили, показаны на рис. 4.8 и в обобщенном виде – на рис. 4.9.

При низком давлении (0 ~ 50 кбар) трещиноватость является доминирующим структурным признаком оливина, подвергшегося удару, и направление трещин отличается от направления, возникшего при низких скоростях напряжения [459]. При более высоком давлении (~ 50 – 225 кбар) пластические деформации приводят к волнистому погасанию, которое обусловлено слабой разориентацией соседних доменов в кристалле. Такое погасание пос-

тепенно переходит в трудно от него отличимое мозаичное, которое характеризует давления около 225 – 350 кбар. При давлении 350 – 450 кбар трещины и мозаичное погасание сопровождаются микробрекчированием или грануляцией по границам оливиновых зерен, а при давлении 450 – 590 кбар оливиновые зерна начинают перекристаллизовываться в агрегаты меньших и свободных от напряжений кристаллов. Эта последовательность проиллюстрирована на рис. 4.8 и обобщена на рис. 4.9.

Сходные структурные изменения наблюдаются и в случае ударнометаморфизованного низкокальциевого пироксена, но при более высоких и не



а

Рис. 4.8. Ударные структуры в оливинах хондритов. Все микрофотографии сделаны при скрещенных николях. *а*. Хондрит Tourinnes-la-Grosse (L6). Оливин обнаруживает трещины и волнистое погасание, соответствующие ударной фации *с* на рис. 4.9. Ширина поля зрения 1,07 мм. *б*. Хондрит Tuan Tuc (L6). Одиночный кристалл оливина, занимающий почти все поле зрения (1,1 мм). Для него характерны трещиноватость, ярко выраженное мозаичное погасание и слабое гранулирование на границах. Эти особенности, а также присутствие маскелинита соответствуют ударной фации *е* на рис. 4.9. *в*. Хондрит Ramsdorf (L6). В поле зрения шириной 0,21 мм показана часть перекристаллизованного кристалла оливина, в котором границы доменов пересекаются под характерным углом 120°. Стяжения сульфидных включений выполняют трещины. Ударная фация *f* на рис. 4.9.



б



в

Рис. 4.8 (*продолжение*)

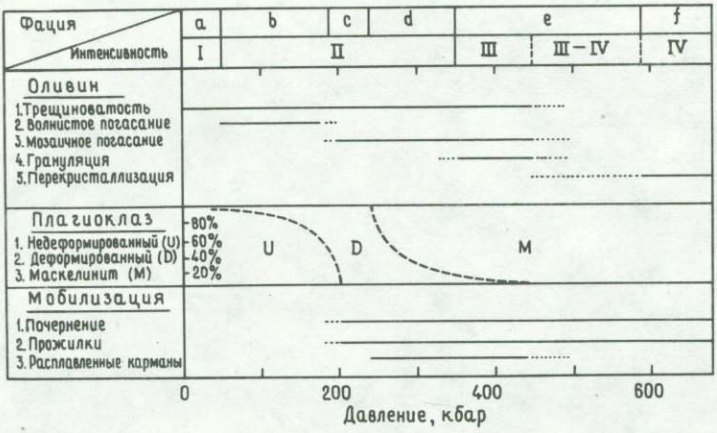


Рис. 4.9. Связь петрографических характеристик с интенсивностью ударного воздействия. Шкала абсолютной интенсивности (давление) и степени интенсивности (I, II и др.) даны по Реймолду и Штёффлеру [519]. Ударные фации (*a*, *b* и др.) соответствуют таковым для хондритов L группы [158].

столь точно откалиброванных давлениях [106]. В сильно ударнометаморфизованных хондритах обычно происходит превращение ортопироксена в сдвойникованный клиноэнстатит [683], однако давление, при котором этот переход имеет место, не установлено.

Вопреки экстремально высоким ударным давлениям, установленным для многих обыкновенных хондритов, минералы высоких давлений встречаются удивительно редко. Рингвудит – плотная полиморфная модификация оливина со структурой шпинели, который, как предполагают, устойчив при 200 кбар и 900 °C [531] – был установлен всего лишь в четырех хондритах (Coorara, Tenham, Coolamon и Catherwood), где он встречается в прожилках или вблизи них. Находки майорита – эквивалента пироксена $(Mg, Fe)SiO_3$ со структурой граната – также крайне ограниченны. По данным Стила и Смита [574], условия, требующиеся для образования этих минеральных фаз высокого давления, точно не известны.

Свойства плагиоклаза являются важным критерием оценки интенсивности ударного воздействия в тех хондритах (главным образом петрологического типа 6), в которых этот минерал образует крупные кристаллы. Биннс [42] отметил, что присутствие маскелинита – изотропного эквивалента плагиоклаза – коррелирует с ударными эффектами в обыкновенных хондритах. Ван-Шмус и Риббе [620] подтвердили это соотношение и предложили классификацию интенсивности ударов, основанную на относительной распространенности: 1) недеформированного полевого шпата, 2) деформированного полевого шпата (идентифицируемого по волнистому погасанию), 3) маскелинита. Диапазоны давлений этой шкалы приведены на рис. 4.9.

Очевидно, плагиоклазовый барометр удобно использовать до максимального давления ~440 кбар, при котором плагиоклаз превращается в маскелинит. Это важно для более точного определения места исследуемого образца метеорита на участке II шкалы интенсивности Реймолда и Штёффлера, который перекрывает широкий диапазон давлений.

Оливин и плагиоклаз являются в настоящее время наиболее удобными минералогическими детекторами ударного давления. На рис. 4.9 показано, как эти детекторы связаны с другими признаками, и представлены две из многих ударных классификаций. Классификация Реймолда – Штёффлера, в которой использованы римские цифры, основана на свойствах оливина. В более поздней классификации Додда – Ярошевича [158] характеристики оливина и плагиоклаза, а также присутствие или отсутствие доказательств плавления in situ использованы для выделения шести ударных фаций. Хотя последняя схема применялась только для L хондритов, она должна хорошо работать и для других групп хондритов, в связи с чем в будущем предполагается использовать трех- или четырехсимвольную аббревиатуру, например CV4a или L6d, для обозначения первичных (группа), вторичных (тип) и третичных (ударные фации) признаков любых хондритов, содержащих оливин.

Ряд металлографических характеристик ударнометаморфизованных хондритов – мартенсит (α_2-никелистое железо), богатый фосфором и относительно гомогенный металл, а также структуры расплава металл – троилит – свидетельствуют о повторном нагреве метеоритов и могут быть использованы для оценки остаточных температур [564]. Другие характеристики – содержание никеля в троилите, градиенты Ni в каймах металлических зерен и присутствие или отсутствие вторичных камасита и фосфидов – могут быть использованы для определения того, как быстро охлаждались метеориты начиная с этих температур. На основе указанных критериев и экспериментов по нагреву Смит и Голдштейн [564] пришли к выводу, что ряд черных сильно ударнометаморфизованных хондритов содержат в себе запись пиковых температур (950 – 1250 °С) и скоростей охлаждения от 10^{-2} до 10^6 °С/год. За некоторым исключением, изменение скоростей охлаждения непосредственно связано с максимальной температурой. Эти наблюдения показывают, что наиболее сильно нагретые метеориты (например, Ramsdorf – рис. 4.8) охлаждались на поверхности родительского тела или очень близко от нее, тогда как менее нагретые хондриты охлаждались на глубинах до 1 км.

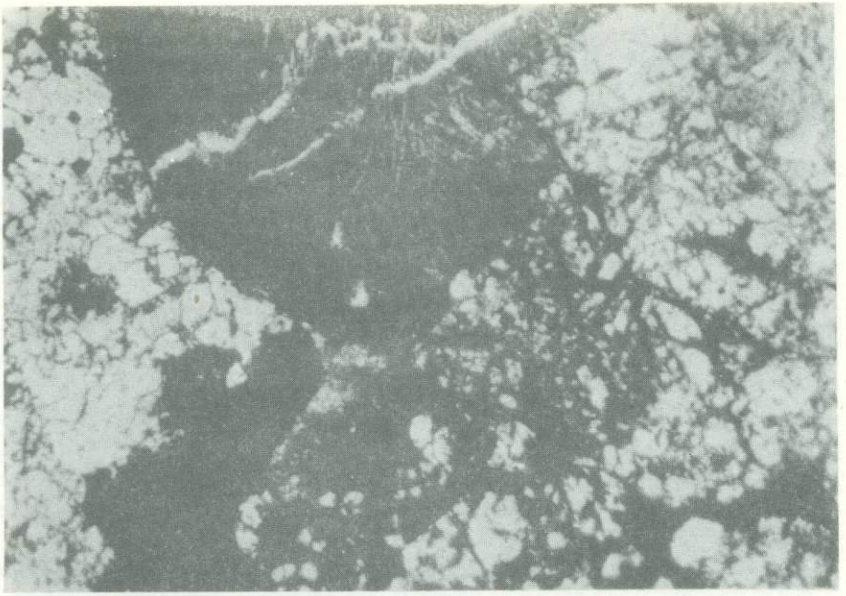
4.5.4. Ударное плавление. Кроме капель троилита и эвтектических срастаний металла и троилита, установленных в сильно ударнометаморфизованных хондритах, эти и другие обыкновенные хондриты содержат ряд признаков, которые указывают на плавление. Ими являются почернение, прожилки, расплавленные карманы и вытянутые агрегаты микропорфирового оливина. Эти признаки проиллюстрированы на рис. 4.10.

Картер и др. [106] отметили, что большинство хондритов, в которых оливины указывают на ударные давления, превышающие 200 кбар, обнаруживают по крайней мере локальное почернение силикатов, обусловленное присутствием очень тонкодисперсного троилита. Это явление широко распространено в сильно нагретых повторно хондритах, изученных Смитом и Голдштейном [564] (рис. 4.10, *а*).

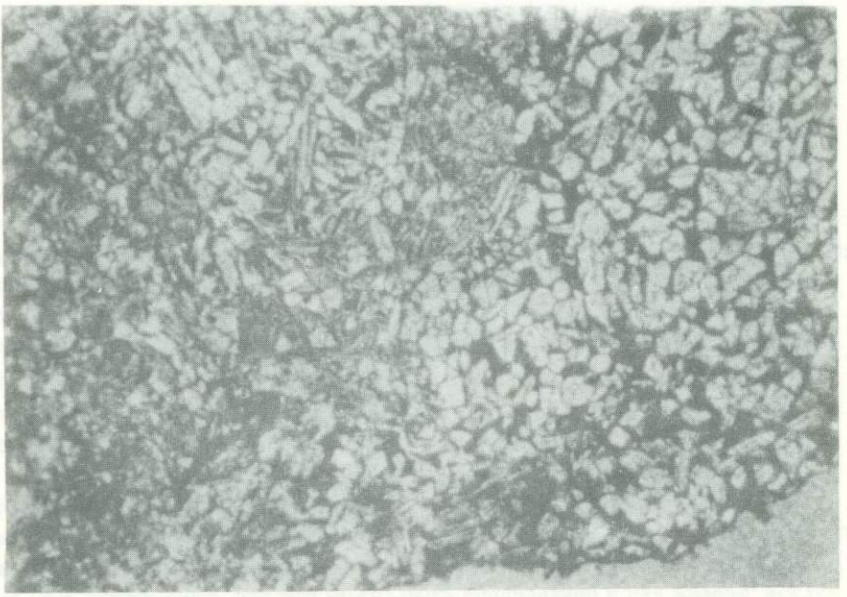
При давлении 200 кбар или несколько ниже также появляются прожилки. Фредрикссон и др. [198] сравнили прожилки в четырех хондритах с прожилками в экспериментально ударнометаморфизованных образцах метеорита Ställdalen и пришли к выводу, что они указывают на ударное воздействие. Хотя эти авторы на рентгеновских дифрактограммах природных прожилков установили только линии оливина, плагиоклаза и троилита, более позднее изучение [566] показало, что прожилки по составу отвечают, как правило, хондритам, но более или менее обеднены металлом и троилитом. Многие прожилки содержат обломки основного вещества метеорита (рис. 4.10, *в*).

Вуд [690] отметил, а Додд и Ярошевич [158] позднее подтвердили, что некоторые хондриты содержат также небольшие (обычно менее 100 мкм в поперечнике) изолированные карманы стекла или девитрифицированного стекла, свидетельствующие о локальном плавлении (рис. 4.10, *г*). Предварительное изучение этих расплавленных карманов показывает, что они химически более изменчивы, чем прожилки, но, как и последние, приблизительно отвечают составу хондритов [158]. Нахождение расплавленных карманов, подобно прожилкам и почернению, по-видимому, характерно для хондритов, испытавших ударное воздействие $\sim$ 200 кбар или более. В отличие от прожилков, расплавленный материал которых мог перемещаться на некоторое расстояние от места его генерации, карманы указывают на плавление in situ.

Рис. 4.10. Проявление ударных изменений в хондритах; все фотографии выполнены в плоскополяризованном проходящем свете. *а*. В пределах поля зрения (3 мм) брекчия хондрита St. Mesmin (LL) обнаруживает вещество типа LL6 (слева), интрузивный контакт микропорфирового оливина (сверху в центре) и потемневшее при ударе вещество LL6 (внизу в центре и справа). Потемнение обусловлено тонким распылением троилита. *б*. Микропорфировый оливин (обломок 369d3) в хондрите St. Mesmin сложен эвгедральными кристаллами оливина (светлое) в красно-коричневом девитрифицированном стекле (темно-серое). Мелкие обломки перекристаллизованной материнской породы видны в верхней центральной части рисунка. Ширина поля зрения 2,8 мм. *в*. Сложные ударные прожилки в хондрите Chantonnay (L6f). Светлый прожилок в верхней части рисунка содержит капельной формы выделения металла и троилита и сечет более ранний темный прожилок. Кристаллы и обломки в обоих прожилках представлены материнскими породами. Ширина поля зрения 2,4 мм. *г*. Расплавленные карманы в хондрите Tuan Tuc (L6e). Два равных кармана (темно-серое) с несколькими ксенолитами материнской породы соединены перешейком светлоокрашенного стекла. Ширина поля зрения 1,1 мм.

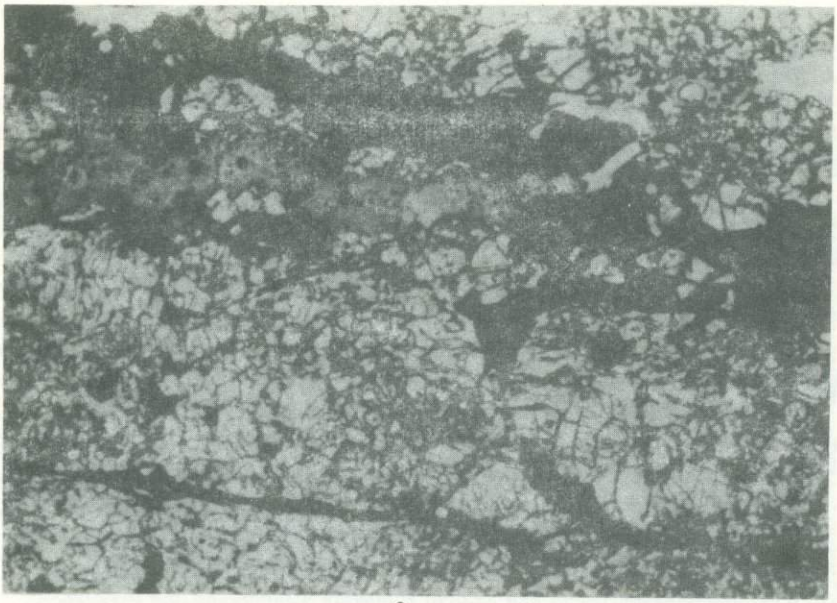


а

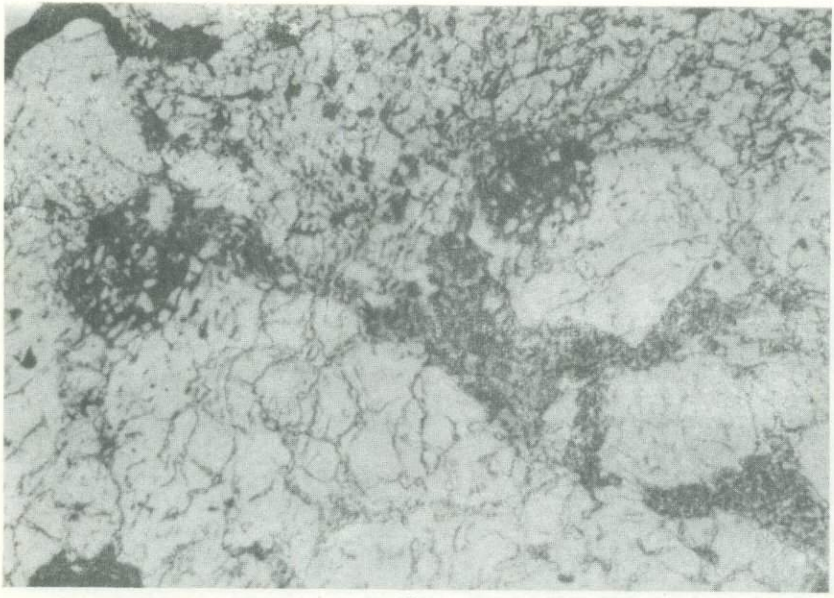


б

Рис. 4.10 (*продолжение*)



в



г

Рис. 4.10 (*продолжение*)

Хотя расплавленные карманы явно коррелируют с другими ударными эффектами и распространенность их возрастает с изменением давления от 200 до по крайней мере 450 кбар [158], присутствие их, очевидно, не согласуется с низкими остаточными температурами, ожидаемыми для удара в области низких давлений [509], поскольку трудно представить плавление при температурах ниже 1000 °С. Это несоответствие между экспериментом и наблюдением пока необъяснимо.

Хондрит St. Mesmin и несколько других брекчий хондритов также содержат обломки, сложенные микропорфировыми обогащенными оливином агрегатами (рис. 4.10, *б*). Как отметили Кайл [320] и Додд и Ярошевич [157], эти образования материала изверженного облика, достигающие иногда сантиметрового размера, почти определенно являются продуктами ударного плавления. Они отличаются от прожилков и расплавленных карманов главным образом по масштабу и могут быть переходным звеном между брекчиями и хондрами; эта возможность детально рассматривается в разд. 4.6.2.

Область применения признаков, свидетельствующих об ударном плавлении, показан на рис. 4.9, который обобщает петрографические критерии оценки интенсивности ударного воздействия. Ясно, что расплавленные карманы появляются при давлении ($\sim$ 200 кбар), когда недеформированный плагиоклаз исчезает. Они обеспечивают возможность дальнейшего подразделения широкого участка II шкалы интенсивности Реймолда – Штёффлера [519] и легче фиксируются, нежели переход от волнистого погасания к мозаичному в оливине [158].

4.5.5. Химические следствия ударного метаморфизма. Поскольку доказано, что ударное плавление широко распространено в L и LL хондритах, необходимо выяснить, сколь значительно оно влияет на химический состав этих метеоритов. Ясно, что оно сказывается на распределении редких газов: величины K – Ar- и U –He- возрастов сильно ударнометаморфизованных хондритов значительно ниже неметаморфизованных [334, 277], что указывает на высвобождение аргона и (или) гелия при ударных событиях. Додд и Ярошевич [158] показали, что низкие возрасты газоудержания хорошо коррелируют с присутствием расплавленных карманов в L хондритах, а Минстер и Аллегр [441] отметили сходные соотношения для Rb – Sr-возрастов. Эти данные обсуждаются в разд. 6.4.

Ударное перераспределение других элементов, очевидно, также имеет место. Крайп и Мур [134] высказали предположение, что вариации содержаний серы, которые они установили в обыкновенных хондритах всех трех групп, свидетельствуют о подвижности этого элемента, а данные, приведенные на рис. 4.4, показывают, что это может быть справедливо и для железа: исключительно низкие отношения Fe/Mg и S/Mg, видимо, характерны для почерненных сильно ударнометаморфизованных L и LL хондритов, например Malakal (L 5), Chantonnay (L6) и Karatu (LL6). Совершенно очевидно, что ударное

плавление является одним из факторов, ответственных за вариации содержаний Fe и S в обыкновенных хондритах.

Наконец, вполне вероятно, что удар, по крайней мере отчасти, ответствен за распределение в обыкновенных хондритах сильно летучих металлов, например Tl, Bi и In [273]. Этот факт указывает на особую важность использования тщательно отобранных и хорошо охарактеризованных образцов хондритов при дальнейшем изучении вопроса, были ли условия аккреции или метаморфизма ответственны за распределение в них летучих элементов (разд. 4.4.3).

Признание ударного плавления как составной части химического фракционирования в эволюции хондритов является важным достижением метеоритных исследований последних лет. Полное значение этого факта еще предстоит определить.

4.6. Первичные свойства и процессы

Проявление эффектов метаморфизма в хондритах типов 4–7 (разд. 4.4) делает такие метеориты неподходящими для исследования аккреционной и доаккреционной истории обыкновенных хондритов. Эти исследования должны проводиться на хондритах типа 3, особенно на тех из них, в которых наблюдаются значительные вариации состава минералов и содержания летучих элементов, что указывает на невысокую степень метаморфизма. Некоторые из таких метеоритов были детально изучены (**Chainpur**, LL3 [325, 244]; Mezö-Madaras, L3 [340, 614]; **Tieschitz**, H3 [342, 344]; Sharps, H3 [200, 146]; Hallingeberg, L3 [150]; Маньч, LL3 [153, 154]; Semarkona, LL3 и Крымка, LL3 [567, 568]). Эти работы дополняют друг друга и дают общую характеристику обыкновенных хондритов типа 3, приводимую ниже.

4.6.1. Компоненты обыкновенных хондритов типа 3. *Хондры.* Хондры в обыкновенных хондритах типа 3 широко варьируют по форме, минералогии и структуре. Хотя некоторые из этих вариаций только кажущиеся и обусловлены случайным срезом прозрачных шлифов [197], тем не менее существуют главные типы хондр, большинство которых встречается также в углистых хондритах. Это микропорфировые, колосниковые оливиновые, радиально-лучистые, пойкилитовые и хондры с темными зонами. Первый, второй и третий типы хондр показаны на рис. 3.5, другие – на рис. 4.11.

Микропорфировые хондры состоят из хорошо образованных кристаллов оливина и (или) низкокальциевого пироксена, находящихся в основной массе стекла или микрокристаллического пироксена и стекла (рис. 4.11, *а*). Большинство таких хондр в обыкновенных хондритах содержат небольшое количество металла и троилита; малая их часть содержит эти фазы в большем количестве, обладает капельной формой (рис. 4.11, *б*) и получила название *богатых металлом* хондр [146].

Бедные металлом хондры микропорфирового типа имеют неправильную форму [435, 45, 146], внутренняя структура их указывает на течение вещества или осаждение кристаллов [160], а состав минералов, например бедный кальцием сильно зональный оливин [146, 150, 154], свидетельствует о том, что они кристаллизовались не из расплавленных капель, а являются обломками более крупных масс магматических пород. С точки зрения терминологии, предложенной ранее (разд. 3.2.1), они являются *обломочными*, а не *капельными*. Малая часть подобных хондр, в которых низкокальциевый пироксен распространен особенно широко, содержат крупные кристаллы пироксена с включенными в них бесформенными зернами оливина. Эти хондры называются *пойкилитовыми* (рис. 4.11, *в*). Бедные металлом микропорфировые и пойкилитовые хондры составляют от ⅔ до ¾ объема хондр в обыкновенных хондритах типа 3.

Большинство капельных хондр в обыкновенных хондритах имеют внутреннюю структуру, подобную описанной для аналогичных хондр в CO и CV метеоритах (рис. 3.6): более богатые пироксеном хондры являются типично *радиально-лучистыми*, а более богатые оливином – *колосниковыми*. Такие и более редкие хондры, нацело сложенные стеклом или микрокристаллическим материалом, по-видимому, являются закаленными каплями расплава и составы их минералов (например, пластинки оливина с высоким содержанием кальция и ограниченной Fe –Mg-зональностью) подтверждают эту интерпретацию. Капельные хондры в обыкновенных хондритах типа 3 составляют примерно 25 об.%.

Ван-Шмус [616] и Додд [146] описали еще один тип хондр, которые широко варьируют по форме и минералогии и состоят из тонкозернистых силикатов, троилита и металла. Такие хондры с темными зонами [162] редки, но петрографически сходны с материалом, обычно окружающим другие типы хондр (рис. 4.11, *г*). В отличие от прочих типов хондр, в хондрах с темными зонами отсутствуют доказательства происхождения из расплава. Они могут отражать ударное преобразование более обычного материала [162] либо более позднюю стадию химического преобразования или отложения [117, 27, 10]. Имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют в пользу последнего.

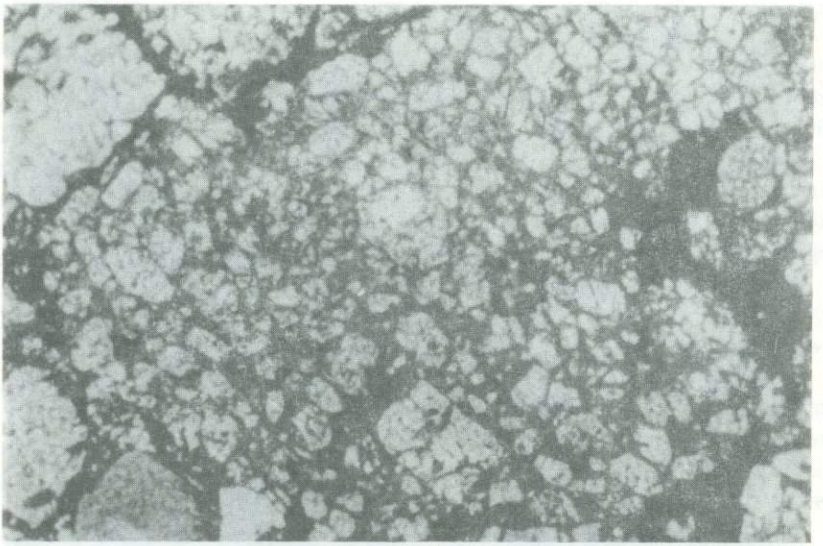
В приведенном описании обращает на себя внимание отсутствие в обыкновенных хондритах богатых Ca и Al хондр, подобных таковым типа IV и CAI в CO и CV хондритах [426]. Нунан [468] описал богатые Ca и Al объекты в метеорите Clovis (H3) и в нескольких хондритах H группы, а Грэхем и др. [240] установили присутствие анортитового стекла в хондрите Bovedy (L4). Подобный материал редок в H и L хондритах и пока не встречен в LL хондритах.

Хотя в большинстве хондр обыкновенных хондритов типа 3 структура и состав минералов согласуются с кристаллизацией из расплава, в некоторых

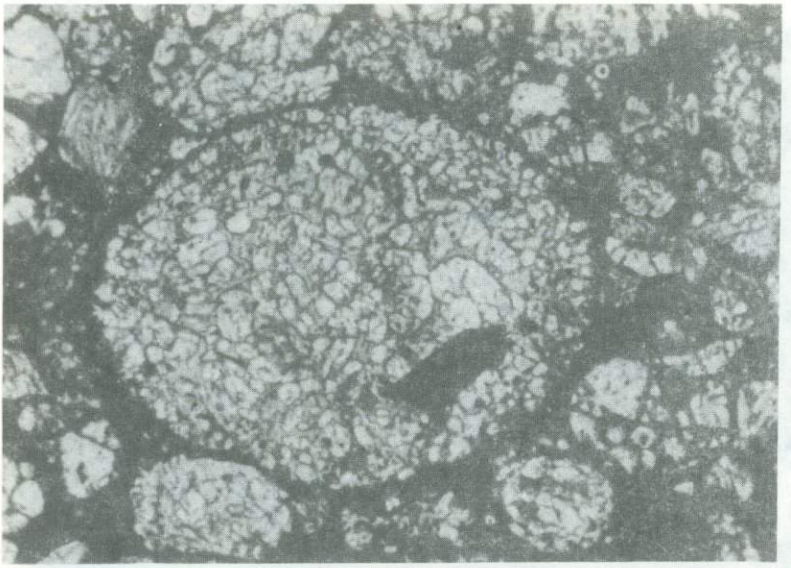
из них обнаруживаются свидетельства более позднего преобразования. Автор отметил, что хондры в хондритах Sharps (H3) и Hallingeberg (L3) имеют широкий диапазон признаков, которые указывают на ударное воздействие различной интенсивности [146, 150]. В некоторых хондрах этих метеоритов обнаружены также вариации в составе минералов, указывающие на незначительный термальный метаморфизм. Хондры, которые достаточно перекристаллизованы, чтобы содержать гомогенные оливин и пироксен, а иногда и натриевый плагиоклаз, редки, однако Ван-Шмус [614] и Додд [143] описали несколько подобных объектов, дав им название *ксенолитовых*. Настоящие ксенолиты, обычно относящиеся к той же группе [614, 43, 45], а иногда и экзотические [200, 675], также присутствуют в обыкновенных хондритах типа 3.

Итак, хондры обыкновенных хондритов типа 3 также перекрывают большой диапазон структурных и минералогических вариаций, которые наблюдались в углистых хондритах. Принципиальное различие заключается в распределении хондр по типам: микропорфировые хондры (тип II по Мак-Суину [426]), редкие в углистых хондритах, преобладают в обыкновенных хондритах, и большинство их имеют обломочную, а не капельную форму. Гранулярные оливиновые хондры (тип I по Мак-Суину), которые преобладают среди высокотемпературного материала в CO и CV хондритах, по-видимому отсутствуют в обыкновенных хондритах, хотя богатые металлом микропорфировые

Рис. 4.11. Типы хондр в обыкновенных хондритах; фотографии выполнены в плоскополяризованном проходящем свете, за исключением особо оговоренных случаев. *а*. Микропорфировая хондра обломочной формы (3,3 мм) в хондрите Маныч (LL3). Зональные эвгедральные кристаллы оливина, содержащие 10—30 мол.% фаялита и местами окруженные пижонитом, находятся в основной массе, состоящей из микрокристаллического пижонита, красно-коричневого кварц-полевошпатового стекла и небольшого количества никелистого железа и троилита. *б*. Обогащенная металлом микропорфировая хондра капельной формы (1,8 мм) в хондрите Mezo-Madaras (L3). Зональные эвгедральные до субгедральных бедные железом оливины и незначительное количество кристаллов пироксена заключены в розовато-лиловом кварц-полевошпатовом стекле. Выделения никелистого железа и троилита капельной формы и почти идентичные оливины и пироксены характерны для таких хондр, которые напоминают хондры типа I в углистых хондритах ([426], рис. 3.1, *а*). *в*. Округлая хондра (1,8 мм) в хондрите Маныч (LL3). На фотографии, сделанной в скрещенных николях в проходящем свете, видны включения оливина (белое) в крупных кристаллах низкокальциевого пироксена. Второстепенные фазы — металл, троилит (обе черные) и кварц-полевошпатовое стекло. *г*. Хондра с темными зонами размером 2,5 мм в хондрите Sharps (H3). Центральная часть представлена обычным микропорфировым материалом, подобным показанному на рис. 4.11, *а*. Кайма сложена тонкозернистым материалом и состоит преимущественно из силикатов с обильным кружевным троилитом и редким металлом.

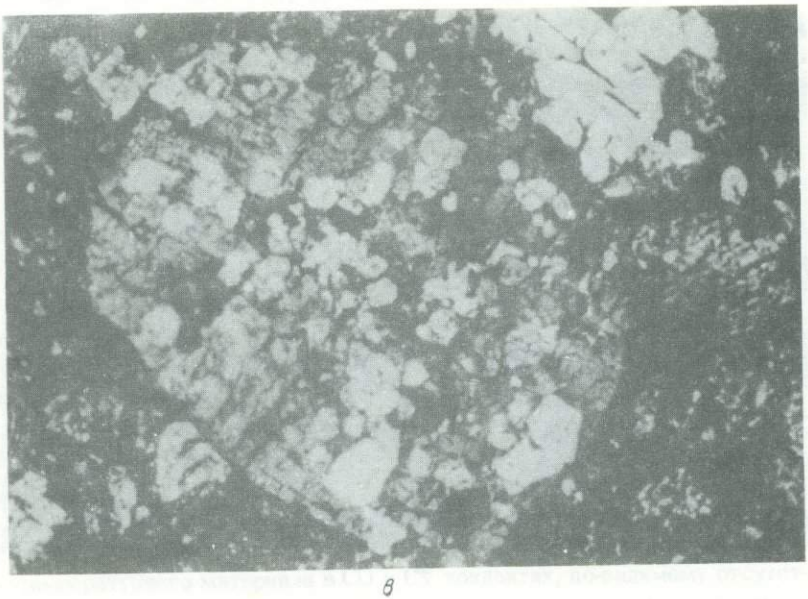


а

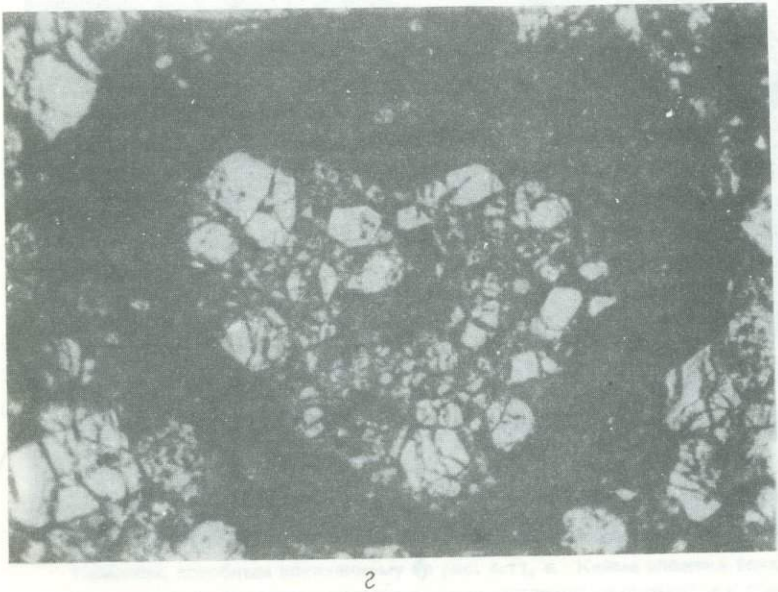


б

Рис. 4.11



в



г

Рис. 4.11 (*продолжение*)

хондры в последних напоминают подобные объекты (рис. 4.11, *б*). Богатый Ca и Al материал, аналогичный CAI углистых хондритов, крайне редок в H хондритах и явно отсутствует в L и LL хондритах.

Металл и троилит завершают перечень высокотемпературных минералов обыкновенных хондритов типа 3. Бóльшая часть металла находится вне хондр: либо в виде кайм на хондрах, либо в виде изометричных, обычно капельной формы, зерен в матрице [349]. Металл в хондритах типа 3 присутствует в двух фазах (бедный никелем камасит и богатый никелем тэнит), и в большинстве случаев в каждой из фаз наблюдается диффузионный градиент Ni, указывающий на медленное охлаждение от температуры 500 °C [690]. Некоторые хондриты типа 3 – среди изученных Вудом метеоритов к ним относятся Крымка и Bishunpur – обнаруживают несоответствие в распределении никеля в металлических фазах и показывают значительно меньшую максимальную температуру (разд. 4.4.2).

Троилит наблюдается в каймах некоторых хондр, в виде капель в богатых металлом хондрах (рис. 4.11, *б*) и в виде срастаний с зернами металла в матрице. Это существенно чистый FeS, за исключением нескольких хондритов низкого петрологического типа 3, где троилит содержит небольшое количество никеля [696].

Матрица. При рассмотрении углистых хондритов отмечалось, что содержании в них летучих элементов тесно связано с содержанием матрицы. Эта взаимосвязь позволяет предполагать, что углистые хондриты являются смесью двух (богатого и бедного летучими) компонентов матрицы, с одной стороны, и хондр плюс агрегаты – с другой [12, 356].

Связь между матрицей и распространенностью летучих элементов в обыкновенных хондритах более сложная. Планиметрические измерения 19 хондритов типов 3H, L и LL групп показывают, что матрица, определяемая как особый тип вещества с размером зерен менее 100 мкм, составляет приблизительно 5 – 15% этих метеоритов; средние значения для H и L хондритов равны соответственно 11 и 8%. В противоположность этому, широкие вариации в содержании элементов с умеренной летучестью указывают на присутствие "низкотемпературного компонента", который должен составлять до 25% этих метеоритов [356], если он содержит летучие элементы в CI-пропорциях.

Более того, компонент обыкновенных хондритов типа 3 с размером частиц 100 мкм является сложным. Петрографическое и электронномикрозондовое исследования показали, что бóльшая его часть представлена обломками, состоящими из зерен оливина и пироксена – минералов, преобладающих в хондрах [343, 117, 27]. Небольшое количество исключительно тонкозернистого (до аморфного) материала окружает хондры и наиболее крупные зерна в матрице. Если летучие элементы находятся преимущественно в этом ультратонком материале, что представляется вполне вероятным, то они должны концентрироваться в гораздо больших количествах по сравнению с CI-уровнем. Хотя детальное химическое изучение различных типов

материала матрицы в обыкновенных хондритах типа 3 остается делом будущего, ясно, что представление матрицы этих метеоритов только как низкотемпературного материала является крайне упрощенным. Дальнейшее подтверждение этому получено при тщательных анализах отдельных хондр метеорита Chainpur, которые содержат значительные количества элементов с умеренной до сильной летучестью [244].

4.6.2. Образование хондр. При обсуждении хондр углистых хондритов отмечалось, что большинство их являются закаленными каплями, форма и структура которых допускают несколько возможных механизмов образования. Химические данные показывают, что наиболее распространенные хондры – гранулярные оливиновые типа I по Мак-Суину [426] – генетически связаны с более магнезиальными агрегатами этих метеоритов. Эти, а, возможно, и все хондры в углистых хондритах являются, по-видимому, закаленными каплями, образовавшимися в результате конденсации небулярного газа или плавления твердых небулярных конденсатов.

Петрографические данные накладывают серьезные ограничения на гипотезы происхождения хондр обыкновенных хондритов, большинство которых является обломочными, а не закаленными каплями. Однако наиболее важная информация о происхождении хондр связана с их химическими особенностями.

Поскольку многие аргументы, обсуждавшиеся при рассмотрении углистых хондритов (разд. 3.3.4), справедливы и для обыкновенных хондритов, наше обсуждение будет кратким. Оно суммирует петрографические и химические данные о происхождении хондр обыкновенных хондритов и предлагает модель, которая их объясняет.

Петрографические ограничения. Следующие петрографические наблюдения ограничивают генетические модели хондр в обыкновенных хондритах:

1. Хотя почти все хондры обыкновенных хондритов типа 3 обладают структурами и составами минералов, которые указывают на кристаллизацию из силикатных расплавов, только небольшая их часть (25 об.% или даже менее) являются закаленными каплями [435]. Большинство хондр, в том числе микропорфировые и пойкилитовые, представляют собой более или менее округлые фрагменты горных пород, структура и минеральный состав которых показывают, что они образовались из обломков магматических пород размером 1 см или более [153]. Эти наблюдения и петрографические свидетельства ударного метаморфизма во многих хондрах [146] указывают на то, что магматический процесс и процесс фрагментации имели место при образовании хондр.

2. В отличие от хондр углистых хондритов, хондры обыкновенных хондритов крайне редко ассоциируются с богатыми Ca и Al и другими непереплавленными высокотемпературными агрегатами. Этот факт, а также при-

сутствие значительных количеств окисленного железа и обнаружение серы в большинстве хондр [153, 154] подтвердили заключение Ларимера и Андерса [357], что хондры обыкновенных хондритов сформировались при температурах в небуле, равных или ниже температуры образования троилита в конденсационной последовательности, которая не превышает 680 К (табл. 3.5). Данные по изотопии кислорода [478] согласуются с этим заключением.

3. Хондры обыкновенных хондритов обычно ассоциируются с обломками метаморфизованного хондритового материала размером с хондру и более. Хотя бóльшая часть этого материала только слабо метаморфизована [614, 153, 154], некоторая часть его имеет характеристики петрологического типа 6 [143]. Очевидно, что образование хондр и метаморфизм перекрывались во времени и пространстве в ходе эволюции обыкновенных хондритов.

Все эти данные, вместе взятые, позволяют предполагать, что хондры обыкновенных хондритов образовались на поздних этапах истории небулярной конденсации, что образование хондр происходило неоднократно и что оно было связано с развитием родительских тел метеоритов. Все это свидетельствует в пользу ударных и других моделей, в которых предполагается образование больших количеств обломочного материала, и несколько усложняет применение моделей, в которых предполагается образование больших количеств капельных хондр – непосредственная конденсация жидкости и плавление пыли.

Химические ограничения. Как отмечалось в разд. 3.3.4, развитие техники общего химического анализа отдельных хондр дало в руки исследователей новый мощный инструмент. В настоящее время имеется несколько наборов анализов хондр в неравновесных обыкновенных хондритах [482, 632, 426], и работы в этом направлении продолжают интенсивно развиваться [231, 244, 204, 384, 182].

На рис. 4.12 – 4.14 обобщены результаты анализов капельных и крупных ($\geqslant$ 1,4 мм) микропорфировых хондр хондрита Маныч (LL3), полученные in situ с помощью микрозонда [153, 154]. Поскольку большинство проанализированных хондр по крайней мере на 95 мол. % состоят из оливина, пироксена и полевого шпата, тройная диаграмма этих нормативных минералов хорошо представляет вариации их главных элементов. Из рис. 4.12, *а* видно, что в хондрах хондрита Маныч отношение оливин/пироксен изменяется в широких пределах при почти постоянном содержании полевого шпата – подобное поведение в соотношениях нормативных минералов отмечено для хондр и других обыкновенных хондритов типа 3 [164, 426]. Также очевидно, что большинство изученных крупных микропорфировых хондр обладают нормативным составом, сходным с составом силикатного компонента в хондритах LL группы. Капельные хондры в хондрите Маныч обнаруживают более широкие вариации состава.

Химическая близость крупных микропорфировых хондр также проявлена на рис. 4.12, *б*. Шесть хондр имеют фактически идентичные отношения

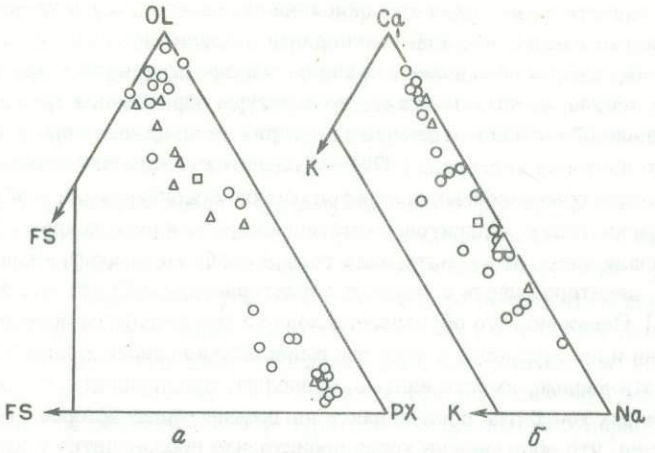


Рис. 4.12. Валовые химические анализы капельных (кружки) и микропорфировых (треугольники) хондр в хондрите Маныч (LL3) [153, 154]. Для сравнения представлен средний состав восьми хондритов LL группы за вычетом металла и троилита (квадраты) (с разрешения Elsevier Scientific Publishing Company). *а.* **Нормативные оливин (OL), пироксен (PX) и полевой шпат (FS).** *б.* **Атомные количества Na, Ca и K. Шесть анализов микропорфировых хондр, которые почти полностью совпадают, показаны в виде одного большого треугольника.**

Na : Ca : K; седьмая хондра отличается от них незначительно. Две микропорфировые хондры имеют очень низкое отношение Na / Ca, а в капельных хондрах этот параметр широко варьирует.

На рис. 4.13 сопоставлены содержания натрия и алюминия в хондрах хондрита Маныч. Большинство крупных микропорфировых хондр и многие капельные хондры имеют отношения Na / Al близкие к единице, но примерно одна треть всех капельных хондр и две обедненные натрием микропорфировые хондры имеют очень низкие отношения Na /Al. Среднее значение отношений Na / Al для LL хондритов несколько ниже отношения, наблюдаемого в большинстве микропорфировых хондр.

На рис. 4.14 рассмотрены вариации отношений ряда элементов в хондрах хондрита Маныч. Здесь, как и на рис. 4.12, составы большинства микропорфировых хондр колеблются около среднего значения для LL группы (за вычетом металла и троилита); там, где этот тренд хорошо проявлен, он включает оба типа хондр.

В той степени, в какой хондры хондрита Маныч представляют таковые и в других обыкновенных хондритах типа 3, можно предполагать, что: 1) обломочные и капельные хондры в этих метеоритах генетически связаны и 2) большинство крупных микропорфировых хондр имеют состав, весьма близкий к составу вещества хондритов LL группы за вычетом металла и троили-

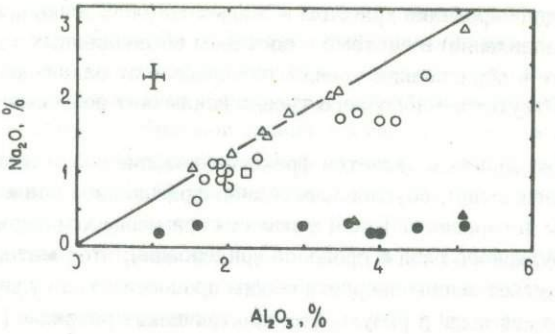


Рис. 4.13. Содержание натрия и алюминия в хондрите Маныч (LL3) [153, 154]. Условные обозначения те же, что на рис. 4.12, однако для хондр с очень низким отношением Na/Al используются закрашенные символы. Сплошная линия показывает атомное отношение Na/Al, равное 1.

та. Хотя последнее заключение основано на нескольких химических анализах, оно подтверждается модальными составами многих других микропорфировых хондр хондрита Маныч [154].

Теперь можно спросить, какой или какие процессы привели к химическим вариациям, проявленным на рис. 4.12 – 4.14. Как отметили Додд и Уол-

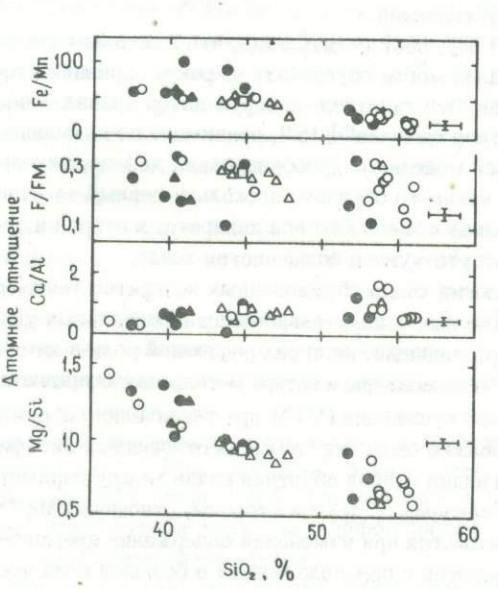


Рис. 4.14. Вариации отношений ряда элементов в зависимости от содержания кремнезема в хондрах хондрита Маныч (LL3) [153, 154]. Условные обозначения те же, что на рис. 4.13.

тер [164], фракционирование кристалл – жидкость (осаждение кристаллов или частичное плавление) в системе с составом обыкновенных хондритов должно привести к образованию тренда, отходящего от оливинового угла (рис. 4.12, *а*). Отсутствие подобного тренда исключает возможность фракционирования.

Другой возможностью является фракционирование пар – жидкость (или пар – твердое вещество), обусловленное либо фракционной конденсацией, либо частичным испарением. Такой механизм применим к материалу, удаленному из небулярного газа в процессе конденсации; этот материал мог затем подвергнуться высокоэнергетическим процессам типа ударного плавления или плавления пыли в результате электрических разрядов [668]. Тот факт, что некоторые хондры несколько обеднены летучим натрием относительно тугоплавкого алюминия, согласуется с обеими возможностями. Однако сравнение величины F/FM[= FeO/(FeO + MgO + MnO)] и отношения Mg/Si на рис. 4.14 указывает на большую вероятность потери летучих, чем фракционной конденсации: при температурах конденсации, которые могут привести к значительной вариации отношения Mg/Si (энстатитовая ступень в табл. 3.5), железо должно быть полностью восстановлено. Даже если кинетические барьеры ограничивают возможность конденсации металла [60], мы вправе ожидать фракционную конденсацию, которая привела бы к увеличению значения параметра F/FM по мере роста содержания кремнезема, а такой тренд не установлен.

Снелленберг [567, 568] предположил, что изменение состояния окисления и потеря металла могли обусловить широкие вариации отношений оливин/пироксен в хондрах. Эта гипотеза, которую автор назвал "окисление – восстановление и потеря металла" [153], принимает во внимание следующую проблему: по любой модели хондрообразования железо, никель и сера должны быть удалены каким-то образом, поскольку первый элемент обеднен в хондрах относительно общего состава хондрита, а второй и третий элементы практически отсутствуют в большинстве хондр.

Хотя минералогия хондр обыкновенных хондритов типа 3 отражает кристаллизацию в различных окислительно-восстановительных условиях [567, 568], этот фактор, очевидно, не играл решающей роли в химической дифференциации хондр. Восстановление и потеря металла могли привести к ступенчатому уменьшению отношения F/FM при увеличении содержания кремнезема, но это не должно было сказаться на отношениях литофильных элементов. На рис. 4.14 видна слабая обратная связь между параметром F/FM и содержанием кремнезема. С другой стороны, отношения Mg/Si и Ca/Al закономерно изменяются при изменении содержания кремнезема. Такая картина не согласуется с предположением о большой роли восстановления и потери металла в химической эволюции хондр хондрита Маныч.

Из вышеизложенного следует, что химические вариации в хондрах хондрита Маныч невозможно объяснить ни фракционированием кристалл – жид-

кость, ни фракционной конденсацией, ни восстановлением и потерей металла. Данные о содержании Na и Al, представленные на рис. 4.13, позволяют предполагать, что частичное испарение сказалось на составе некоторых микропорфировых и многих капельных хондр, но маловероятно, чтобы этот процесс был ответствен за большой диапазон изменения содержания кремнезема, установленного в хондрите Маныч: как следует из рис. 4.14, хондры с обычным отношением Na/Al перекрывают весь диапазон для Si.

Пока мы рассмотрели физические и химические *процессы*, а не *модели* образования хондр. Из моделей, приведенных в табл. 3.5, можно, видимо, не принимать во внимание небулярную конденсацию, поскольку она не согласуется с химическими данными. Те модели, которые включают конденсацию по типу пар – жидкость, сталкиваются с дополнительной сложностью объяснения высокой распространенности обломочных хондр. Модели, включающие плавление твердых конденсатов, должны объяснить, каким образом пылинки микронного размера могли привести к существенным химическим различиям среди миллиметровых хондр [164, 426]. Последняя проблема стоит также перед моделями, в которых исходным веществом является пыль, независимо от источника энергии, обусловившего ее плавление. Все попытки создания моделей предприняты для объяснения значительного уменьшения содержания железа и практически полного удаления никеля и серы из хондритового материала при описании наблюдаемого состава хондр.

Модель. Для того чтобы обойти недостатки рассмотренных моделей и объяснить высокое содержание микропорфировых обломочных хондр в обыкновенных хондритах типа 3, автор предположил [146], что обломочные хондры являются фрагментами крупных масс пород, кристаллизовавшихся из ударных расплавов, а капельные хондры возникли в результате фрагментации таких пород, сопровождавшейся локальным переплавлением, а в некоторых случаях испарением.

Хотя в деталях эта "модель отбора" [633] и нова, она вытекает из ранних наблюдений Меррилла [435], который отметил преобладание обломочных хондр в обыкновенных хондритах, и Биннса [45], который описал сантиметровый микропорфировый обломок оливина в хондрите Parnallee (LL3) и отметил его структурное, химическое и минералогическое сходство с микропорфировыми хондрами. С тех пор сходные микропорфировые оливины, которые химически напоминают вещество обыкновенных хондритов, обедненное металлом и троилитом, неоднократно отмечались в хондритовых брекчиях (например, Krähenberg [328], Plainview [194], Adams County [195], Bhola [196, 203], St. Mesmin [157]; разд. 4.5.4). Таким образом, один из аспектов модели отбора – существование подходящих пород-предшественников (рис. 4.10, *г*) – имеет серьезное подтверждение.

Попытки определить, могут ли составы фрагментов таких микропорфировых пород привести к химическим трендам, показанным на рис. 4.13 – 4.15, начались с графического [164] и ЭВМ-моделирования процесса отбора [633].



Рис. 4.15. Схематическое представление модели эволюции хондр в обыкновенных хондритах ([154], с разрешения Elsevier Scientific Publishing Company).

Хотя результаты подобного моделирования были многообещающими, данные о хондрите Маныч все же более информативны. Как было показано Доддом [153], составы близких по размеру к хондрам обломков типичных микропорфировых хондр в хондрите Маныч повторяют химические *тренды* на рис. 4.12 – 4.14. Однако *диапазоны изменения составов* на этих диаграммах наводят на мысль, что часть отобранного материала была более грубозернистой, нежели типичные микропорфировые хондры, или что часть этого материала была обогащена пироксеном.

Модель отбора в обобщенном виде показана на рис. 4.15. Большинство ступеней выведенной последовательности объясняются ниже. Вывод о том, что Fe, Ni и S были удалены из расплавов в результате разделения несмешивающихся жидкостей, основан на наблюдении, что такое разделение быстро и эффективно происходит в прожилках хондрита ([566] и неопубликованные данные Додда, Ярошевича и Хилла о прожилках в хондрите Chantonnay, L6). Уилкининг [676] описал в хондрите Tysnes Island (H4) обломок, в котором запечатлено развитие процесса. Вывод о том, что фрагментация сопровождалась локальным восстановлением, основан на нескольких наблюдавшихся в обыкновенных хондритах хондрах (микропорфировых, богатых металлом –

рис. 4.12, *б*), которые содержат высокомагнезиальные силикаты и выделения бедного никелем металла капельной формы [146, 567, 568]. Присутствие перекристаллизованных хондр и обломков в хондритах типа 3 показывает, что некоторые хондры испытали подобные процессы не один раз, чем и объясняется "повторение цикла" на рис. 4.15.

Модель, показанная на рис. 4.15, учитывает петрографические и химические характеристики хондр в обыкновенных хондритах. Несмотря на сложность модели, все ступени в ней следуют за произвольно заданным первичным плавлением пыли в сантиметровом и большем масштабе. Ударное плавление, несомненно, имело место на стадиях эволюции обыкновенных хондритов, на что указывает присутствие расплавленных карманов (рис. 4.10, *в*), прожилков (рис. 4.10, *б*) и микропорфировых обломков, встреченных во многих брекчиях (рис. 4.10, *г*). Была ли энергия удара достаточной для плавления хондритового материала на ранних этапах эволюции хондритов – один из вопросов, имеющих отношение как к этой, так и к другим моделям, включающим ударное плавление для объяснения образования хондр. Второй вопрос – близость размера частиц, которые слагают обыкновенные хондриты типа 3 (рис. 3.5); эта особенность отличает данные метеориты от другого материала (хондритовых и лунных брекчий, лунного реголита), ударное происхождение которого не вызывает сомнения. Третий вопрос состоит в том, почему (и опять не так, как в брекчиях и лунном реголите) бóльшая часть материала в хондритах типа 3 является магматическим.

Вуд и Мак-Суин [696] высказали мнение, что сверхскоростные соударения маловероятны в богатом газом облаке из-за аэродинамического торможения, однако если такие соударения имели место в малых телах после диссипации небулярного газа, они должны были привести к диспергированию, а не к аккреции продуктов соударения. Автор считает эти аргументы менее убедительными, чем петрографические и электронномикроскопические данные [146, 137], свидетельствующие, что сверхскоростные удары в действительности имели место. Эти данные еще не опровергнуты, однако некоторые наблюдения, по-видимóму, противоречат им [232]. Необходимы новые работы по изучению поверхностных характеристик хондр.

То, что в хондритах типа 3 вариаций размеров частиц меньше, а количество расплавленного материала больше, чем в брекчиях или лунном реголите, обусловлено, вероятно, совершенно разными процессами происхождения и различием исходного материала. Близкие размеры силикатных и металлических частиц в обыкновенных хондритах (рис. 3.6) и четкая взаимосвязь между размером частиц и их плотностью предполагают, что материал хондритов типа 3 был механически сортирован в процессе аккреции, а не отлагался в быстротекущем процессе типа земных палящих туч или образования лунных покровных выбросов. Аэродинамическая сортировка в ходе аккреции является, видимо, удовлетворительным объяснением структур обыкновенных хондритов типа 3 [669, 151].

То, что хондриты типа 3 содержат меньше обломочного материала, нежели лунный реголит, отражает различие в субстрате. Бо́льшая часть материала, подвергшегося удару на лунной поверхности, является древними изверженными породами. В соответствии с моделью отбора близповерхностный материал родительского тела обыкновенных хондритов представляет собой слабо метаморфизованные хондриты, структура которых незначительно отличается от наблюдаемой в "чистых" хондритах. То, что компоненты повторного цикла обыкновенных хондритов типа 3 состоят в основном из такого слабо метаморфизованного хондритового материала [146, 614], показывает, что в привлечении экзотического материала нет необходимости.

Ясно, что многие аспекты выдвинутой модели подлежат проверке. Предполагаемая связь между хондрами и различными проявлениями ударного плавления, описанными в разд. 4.5.1, нуждается в исследовании происхождения и химической эволюции ударных расплавов; вопросы эти достаточно детально изучены для лунных и земных базальтов, но не для хондритов. Предположение, что микропорфировые хондры представляют собой фрагменты ударнообразованных магматических горных пород, основано главным образом на структурных наблюдениях и может быть проверено экспериментально при определении влияния валового состава и скорости охлаждения на форму и состав кристаллов в хондритовых расплавах. То, что эти факторы важны, следует из результатов работы Цутиямы и др. [600].

Ясно, что модель отбора – далеко не последнее слово в вопросе, который привлекает внимание ученых уже полторы сотни лет. Она иллюстрирует важность анализа хондр, который, с точки зрения автора, подчеркивает разницу между правдоподобной гипотезой и умозаключением.

4.7. Заключение

Сравнение настоящего раздела с предыдущим показывает, что с точки зрения автора, углистые и обыкновенных хондриты – совершенно различные образования с различной историей. Первые содержат хондры и агрегаты, которые сформировались в широком интервале небулярных температур; их генетическая связь с конденсацией в газовом облаке очевидна. Хондры в обыкновенных хондритах скорее всего отражают низкотемпературные процессы в облаке. В этом смысле обыкновенные хондриты содержат в себе запись сокращенной истории: они много говорят нам о переработке небулярного материала в процессе и после формирования родительских тел метеоритов, но практически ничего не говорят о небулярной истории этого материала.

Представляется не совсем правильным существование одного объяснения для хондр углистых хондритов и другого – для хондр обыкновенных хондритов, но эти объяснения, возможно, более связаны, чем кажется на первый взгляд. Как отмечалось в разд. 3.3.4, некоторые хондры углистых хондритов – микропорфировые и колосниковые оливиновые типа II по Мак-

Суину [426] – плохо соответствуют схеме небулярных конденсатов. Они могли иметь историю, подобную предложенной здесь для обыкновенных хондритов. Детальное изучение таких хондр было бы крайне желательно.

В настоящее время не ясно, почему углистые и обыкновенные хондриты различаются. Различия в химии главных элементов, свидетельствующие о доаккреционном химическом фракционировании, детально рассмотрены в гл. 6, но вопрос, почему углистые хондриты содержат, а обыкновенные хондриты практически лишены реликтов высокотемпературных стадий небулярной конденсации, остается нерешенным.

Можно предложить два наиболее приемлемых объяснения:

1. Высокотемпературные процессы, обобщенные в термине "образование хондр", в области генерации углистых хондритов начинались и заканчивались при более высоких температурах по сравнению с температурами в области генерации обыкновенных хондритов. В последнем случае богатых Ca и Al агрегатов и включений, а также сильно восстановленных гранулярных оливиновых хондр просто не было в родительских телах обыкновенных хондритов; напротив, слабоокисленные хорошо выраженные хондры существовали в родительских телах углистых хондритов.

2. Образование хондр началось при одной и той же окружающей температуре для обоих классов хондритов, но продолжалось при более низких температурах – ниже троилитовой ступени (табл. 3.5) – только для обыкновенных хондритов. В этом случае почти полное отсутствие в обыкновенных хондритах богатого Ca и Al материала обусловлено разрушением его в результате повторных процессов, отмеченных в этих метеоритах. Сохранение подобного материала в углистых хондритах указывает на аккрецию последних без интенсивной переработки в условиях низких окружающих температур.

Весьма вероятно, что время конденсации, образования хондр, аккреции и, в случае обыкновенных хондритов, метаморфизма контролировало характер вещества, что привело к образованию различных типов хондритов. Данные, полученные на сегодняшний день, позволяют проследить эту последовательность, а временную шкалу этих событий мы рассмотрим в гл. 6.

Рекомендуемая литература

Метаморфизм, распределение летучих элементов

Blander M., Abdel-Gawad M. 1969. The origin of meteorites and the constrained equilibrium condensation theory. Geochim. Cosmochim Acta, **33**, 701–716.

Dodd R.T. 1969. Metamorphism of the ordinary chondrites; a review. Geochim. Cosmochim. Acta, **33**, 161–203.

Larimer J.W. 1973. Chemical fractionations in meteorites – VII. Cosmothermometry and cosmobarometry. Geochim. Cosmochim. Acta **37**, 1603–1623.

Wasson J.T. 1972. Formation of ordinary chondrites. Rev. Geophys. Space Phys. **10**, 711–759.

Брекчирование, ударные эффекты

Carter N.L., Raleigh C.B., DeCarli P.S. 1968. Deformation of olivine in stony meteorites. J. Geophys. Res. **73**, 5439–5461.

Dodd R.T. 1974a. Petrology of the St. Mesmin chondrite. Contrib. Mineral. Petrol. **46**, 129–145.

Fodor R.V., Keil K. 1976. Carbonaceous and non-carbonaceous lithic fragments in the Plainview, Texas, chondrite: origin and history. Geochim. Cosmochim. Acta **40**, 177–189.

Reimold W.U., Stöffler D. 1978. Experimental shock metamorphism of dunite. Proc. Ninth Lunar Plan. Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl. Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 2805–2824.

Smith B.A., Goldstein J.I. 1977. The metallic microstructures and thermal histories of several reheated chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta **41**, 1061–1072.

Образование хондр, аккреция

Dodd R.T. 1976a. Accretion of the oridinary chondrites. Earth Planet. Sci. Lett. **30**, 281–291.

Dodd R.T. 1978a. Compositions of droplet chondrules in the Manych (L3) chondrite and the origin of chondrules. Earth Planet. Sci. Lett. **40**, 71–82.

McSween H.Y., Jr. 1977b. Chemical and petrographic constraints on the origin of chondrules and inclusions in carbonaceous chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta **41**, 1843–1860.

Wood J.A., McSween H.Y., Jr. 1976. Chondrules as condensation products. In: Comets, Asteroids and Meteorites (ed. A.H. Delsemme). Toledo, Ohio: University of Toledo, pp. 365–373.

5. Ассоциация энстатитовых хондритов и ахондритов

Энстатитовые хондриты представляют собой более или менее перекристаллизованные агломераты, структурные и минералогические различия которых свидетельствуют о термальном метаморфизме при температурах от > 600 °С (тип Е4) до > 870 °С (тип Е6). Эти метеориты отличаются от обыкновенных хондритов большей степенью восстановленности, более низкими отношениями Mg / Si и (Ca, Al, Ti) / Si, а также тем, что для главных и второстепенных элементов с различной летучестью и различными геохимическими свойствами наблюдается тенденция к уменьшению их содержания относительно MgO с увеличением степени перекристаллизации. Сходные с энстатитовыми хондритами по химическому, изотопному и минеральному составу энстатитовые ахондриты более грубозернисты, чем хондриты, но в них сохраняются химические тренды, наблюдаемые в хондритах.

Эти две группы метеоритов образовались в одном и том же регионе допланетного облака и, вероятно, в одном и том же родительском теле. Среди многих объяснений различий в химическом составе энстатитовых метеоритов процессы метаморфизма и связанного с ним частичного плавления представляются в настоящее время наиболее приемлемыми.

5.1. Ассоциация энстатитовых метеоритов

При рассмотрении классификации метеоритов (разд. 1.2) отмечалось, что традиционное подразделение метеоритов на железные, железокаменные, хондриты и ахондриты затрудняет понимание некоторых важных закономерностей, которые существуют между метеоритами различных групп. Современные данные свидетельствуют, например, что одна из групп железных метеоритов и большинство палласитов представляют единую петрогенетическую ассоциацию. Три типа ахондритов – эвкриты, говардиты и диогениты и мезосидериты образуют другую. Эти ассоциации рассматриваются в гл. 7 и 8 соответственно.

Сейчас существуют веские доказательства того, что энстатитовые хондриты и ахондриты также связаны. Как отметил Мейсон [407], обе эти группы сильно восстановлены, минералогически похожи и обнаруживают хоть и неполный, но достаточно значимый взаимный переход в структурах [660]. Наблюдаемые в хондритах тренды вариаций в химическом и минеральном составе приводят к ахондритам [658], отношения изотопов кислорода в метеоритах этих двух групп очень сходны и совершенно отличны от наблюдаемых в других метеоритах [596, 131].

По этим причинам в данной главе мы рассмотрим энстатитовые хондриты и энстатитовые ахондриты вместе. Так же как и в гл. 3 и 4, мы внача-

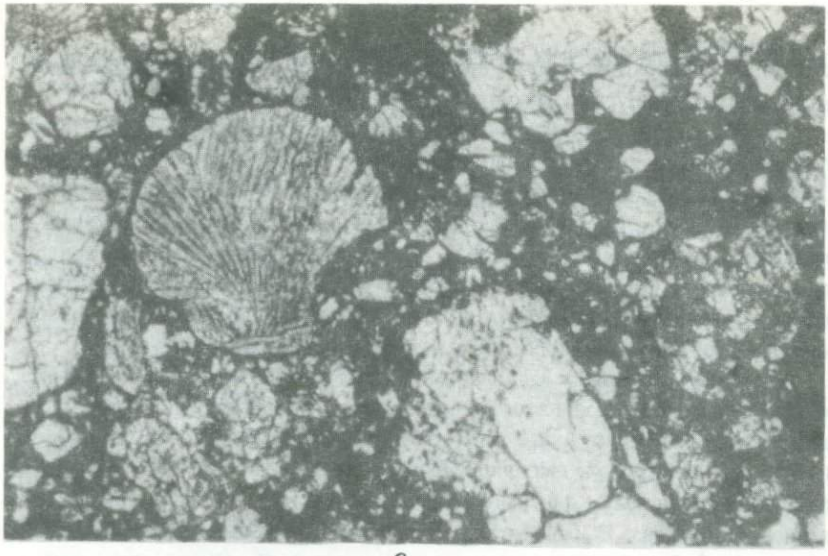
ле опишем петрографию и химию этих метеоритов, а затем обратимся к вопросам, которые в связи с этим возникают: 1) физические условия, на которые указывают вторичные (метаморфические) характеристики этих хондритов; 2) значение химических трендов в этих метеоритах; 3) природа взаимосвязи хондритов и ахондритов. Другие темы, рассмотренные в предшествующих главах, – третичные (ударные) особенности, образование хондр – уместно рассмотреть и здесь, но мы опустим их из-за недостатка данных: ни хондры энстатитовых хондритов, ни их ударные характеристики не исследованы настолько детально, чтобы было возможно всестороннее их обсуждение.

5.2. Петрография

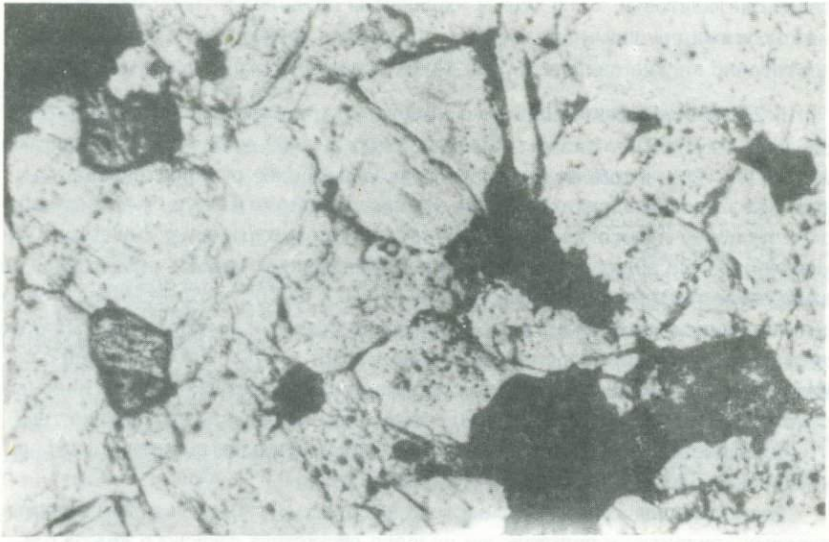
Энстатитовые хондриты (11 падений, 8 находок) отличаются от обыкновенных значительно более низкими Mg/Si-отношениями (табл. 2.2, рис. 2.1) и крайней степенью восстановления, что отражено в минеральной ассоциации, для которой типичны отсутствие оливина и преобладание почти безжелезистого низкокальциевого пироксена (энстатита $MgSiO_3$). Как и в обыкновенных хондритах, в этих метеоритах наблюдаются широкие структурные вариации, что свидетельствует о термальном метаморфизме. Однако, в отличие от обыкновенных хондритов, в энстатитовых хондритах наблюдаются также широкие и систематические вариации валового состава в зависимости от петрологического типа, что не согласуется с представлениями о метаморфизме в закрытой системе единого родительского материала и указывает на более сложную химическую эволюцию энстатитовых метеоритов.

Энстатитовые ахондриты (девять падений, одна находка), называемые также обритами, или, реже, буститами [402], представляют собой грубозернистые не содержащие хондр породы, почти нацело сложенные энстатитом. Большинство из них являются мономиктовыми брекчиями, состоящими из обломков (размером 2–3 см), заключенных в разрушенной матрице. Один из ахондритов, Cumberland Falls, является полимиктовой брекчией, в состав которой входит хондритовый материал с неопределенными геохимическими характеристиками [46, 239]. Shallowater, единственный энстатитовый ахондрит-находка, не брекчирован и состоит из монокристаллов энстатита до 4,5 см длиной.

5.2.1. Структура. Структура E4 хондрита Kota-Kota показана на рис. 5.1,*а*. Разновидности структур в энстатитовых хондритах аналогичны описанным в обыкновенных хондритах (рис. 2.1), и нет необходимости специально иллюстрировать их. Структурные и минералогические особенности этих метеоритов соответствуют петрологическим типам 4 – 6, по классификации Ван-Шмуса и Вуда [622], или типам I (= 4), промежуточному (= 5) и II (= 6) в альтернативной классификации, предложенной Кайлом [319]. Олсен и др. [474] описали сильно выветрелый метеорит-находку – Happy Canyon, состав и



а



б

Рис. 5.1. Микрофотографии двух энстатитовых хондритов в проходящем плоскополяризованном свете. Ширина поля зрения в обоих случаях 1,6 мм. *а.* Хондрит Kota-Kota (E4). Видны хорошо различимая радиально-лучистая хондра и множество обломков хондр. *б.* Хондрит Ufana (E_6): гранобластовая порода, состоящая главным образом из ортопироксена (светло-серое), металла и троилита (непрозрачные). Несколько гипидиоморфных зерен ольдгамита (на самом деле коричневые) видны здесь как темные пятна с кажущимся высоким рельефом. Видны также несколько зерен олигоклаза (белое, низкий рельеф).

структура которого позволяют предполагать, что интервал петрологических типов энстатитовых хондритов простирается до типа 7.

То обстоятельство, что неизвестно ни одного хондрита типа E3[1], затрудняет изучение хондр и других первичных характеристик энстатитовых хондритов (см. предисловия к русскому изданию). Метеорит Adhi-Kot, который Ван-Шмус и Вуд [622] ориентировочно отнесли к типу E3, скорее всего является хондритом типа E4 [28]. Фрагмент неравновесного хондрита в метеорите Cumberland Falls [46], по-видимому, не является энстатитовым хондритом, а относится к небольшой группе аномальных хондритов, которую Грэхем и др. [239] назвали форстеритовыми хондритами.

Наиболее перекристаллизованные энстатитовые хондриты отличаются от грубозернистых ахондритов резким различием в структуре, причем промежуточные структурные типы отсутствуют. Хотя метеорит Shallowater и является наиболее хондритоподобным среди ахондритов [407, 658], слагающие его кристаллы сантиметрового размера резко отличаются от кристаллов энстатита в E6 хондритах, которые редко превышают миллиметр в поперечнике (рис. 5.1, *б*). Структурные различия и заметная дискретность составов энстатитовых хондритов и ахондритов приводят к тому, что связь между этими группами метеоритов становится труднодоказуемой, хотя есть достаточно веские свидетельства такой связи, обсуждаемые ниже.

5.2.2. Минералогия. Данные о минералогии энстатитовых метеоритов сведены в табл. 5.1. Низкокальциевый пироксен (60 – 80 об.%), никелистое железо (13–28%) и троилит (5–17%) являются наиболее распространенными фазами в хондритах, причем содержание пироксена увеличивается за счет троилита и металла от типа E4 к типу E6. Выполненные Кайлом [319] микрозондовые анализы пироксенов показывают, что для E4 и E5 хондритов характерны обедненные кальцием (0,06 – 0,32% CaO), но относительно богатые алюминием (0,25 – 0,3% Al_2O_3) клиноэнстатит и неупорядоченный ортоэнстатит; пироксен, содержащий больше Ca (0,7 – 0,8% CaO), типичен для метеоритов типа E6. Неизвестно сообщений о находках диопсида в виде отдельной фазы в энстатитовых хондритах, что, вероятно, обусловлено тем, что большая часть содержащегося в них кальция входит в состав сульфида кубической сингонии – ольдгамита (рис. 5.1, *б*).

Как отмечалось выше, вследствие высокого Si/Mg-отношения в энстатитовых хондритах и практически полного отсутствия закисного железа оливин является редким акцессорным минералом. Тем не менее в некоторых хондритах типа E4 присутствует форстерит (< 1 мол.% Fe_2SiO_4), и его ассоциация с кремнеземом (кристобалит) явно свидетельствует об отсутствии равновесия [41].

[1] Согласно последней классификации энстатитовых метеоритов (Prinz, M., et al., Abstr. XV Lunar Planet. Sci. Conf., 1984, Pt 2, p. 653) к типу EH3 относятся метеориты: Kota-Kota, Qingzhen, Parsa, South Oman, Yamato – [691]. – *Прим. перев.*

Таблица 5.1. Главные и некоторые акцессорные минералы энстатитовых хондритов

Минерал	Состав	Петрологический тип			
		4	5	6	Ахондриты
Энстатит	$MgSiO_3$	к,од	к,од	о	о, од, к
Диопсид	$CaMgSi_2O_6$	–	–	–	+
Оливин	Mg_2SiO_4	+	–	–	+
Кремнезем[1)]	SiO_2	кр, тр	кр, кв	тр, кв, кр	кв, тр
Альбит (стекло?)	$NaAlSi_3O_8$	+	+	–	–
Олигоклаз	An_{15}	–	–	+	+
Металл	Fe, Ni	+	+	+	+
Троилит	FeS	+	+	+	+
Кубические сульфиды					
Ольдгамит	CaS	+	+	+	+
Алабандин	(Mn, Fe)S	–	–	+	+
Найнинджерит	MgS	+	+	–	–
Добреелит	$FeCr_2S_4$	±	±	+	±
Графит	C	+	+	+	+
Когенит	Fe_3C	+	+	+	–
Шрейберзит	$(Fe, Ni, Co)_3P$	+	+	+	±
Синоит	Si_2N_2O	–	–	±	–
Перриит	$(Ni, Fe)_x(Si, P)_y$	+	?	+	±
Джерфишерит	$K_3(Na, Cu)(Fe, Ni)_{12}S_{14}$	+	+	–	±

Примечания: Минерал присутствует (+), отсутствует (–) или присутствует не во всех метеоритах (±). Пироксены: клиноэнстатит (к), неупорядоченный ортопироксен (од), ортопироксен (о). Полиморфные модификации кремнезема: кристобалит (кр), тридимит (тр), кварц (кв). Данные взяты из работ [319, 410 и 660 (только для ахондритов)].

[1)] В двух метеоритах, отнесенных Р.Т. Доддом к типу E4, – Kota-Kota и South Oman – обнаружены сразу три полиморфные модификации кремнезема: кристобалит, кварц и тридимит (Binns R.A., Amer. Miner., 1967, 52, № 9/10, p. 1549). Более подробную таблицу по минеральному составу энстатитовых метеоритов можно найти в работе Петаева М.И. и Скрипника А.Я. (Метеоритика, 1983, Вып. 42, с. 86). – *Прим. перев.*

Металлические фазы в энстатитовых хондритах по ряду признаков отличаются от соответствующих минералов обыкновенных хондритов. Камасит преобладает; он содержит значительное количество элементарного кремния ($\geqslant$ 2,6% в E4 и E5, $\leqslant$ 1,7% в E6, [527]) и фосфора [319]. Тэнит редок.

Как и в обыкновенных хондритах, в энстатитовых хондритах троилит обеднен никелем. Однако он содержит необычно большое количество титана (от 0,2 до 1%) и значительное количество Cr, Mn и Zn [319].

Натриевый плагиоклаз и хотя бы одна из полиморфных разностей кремнезема присутствуют во всех энстатитовых хондритах, однако специфическая ассоциация меняется в зависимости от петрологического типа. E4 хондриты содержат кристобалит и альбит, часть которого (или весь) может быть в виде стекла; в E5 хондритах наряду с этими минералами присутствуют тридимит и кварц; E6 хондриты содержат более кальциевый плагиоклаз (олигоклаз), тридимит и кварц.

В энстатитовых хондритах найдено много акцессорных минералов, причем некоторые из них не найдены ни в каких других породах. Из минералов, перечисленных в табл. 5.1, наиболее интересными и важными в петрологическом отношении являются три сульфида кубической сингонии, а также синоит и джерфишерит. Все три кубических сульфида – ольдгамит CaS, алабандин MnS и найниджерит MgS имеют структуру типа NaCl, но радиусы их катионов существенно различаются, что препятствует образованию широкой области твердых растворов между ними. Вследствие этого, хотя ольдгамит и присутствует во всех энстатитовых хондритах, он ассоциируется либо с алабандином (E6), либо с найниджеритом (E4, E5), но не с обоими сразу. Бьюсек и Холдсуэрт [98] в хондрите Yilmia (E6) обнаружили четвертый кубический сульфид. Значение этих сульфидов для решения вопросов термической истории обсуждается ниже.

Присутствие синоита, найденного только в E6 хондритах, объясняет удивительно высокое содержание азота в этих метеоритах. Этот минерал также имеет потенциальное значение для выяснения их термической истории.

Джерфишерит является, вероятно, самым необычным из всех акцессорных минералов энстатитовых хондритов, поскольку он свидетельствует о халькофильном поведении калия в сильно восстановительных условиях. После обнаружения его в энстатитовых метеоритах возникла точка зрения, что калий может также входить в состав ядра Земли [223].

Даже при беглом взгляде на табл. 5.1 видно, что многие минералы, найденные в энстатитовых хондритах, также обнаружены хотя бы в одном из энстатитовых ахондритов. В настоящее время не ясно, являются ли известные различия значимыми, поскольку преобладание энстатита в ахондритах и присутствие его здесь в виде очень больших кристаллов крайне затрудняют составление точного списка акцессорных минералов ахондритов.

В табл. 5.1 перечислено большинство минералов энстатитовых метеоритов и все те, которые фигурируют при рассмотрении истории энстатитовых метеоритов, однако таблица не является исчерпывающей. Заинтересованный читатель может найти более полный список в работе Мейсона [410].

5.3. Химия

Энстатитовые метеориты иллюстрируют проблему, обычную при исследовании метеоритов: мы знаем их состав на уровне тысячных долей процента лучше, чем на процентном уровне. Данные о микроэлементах этих метеори-

тов быстро накапливались в течение последних 20 лет, и благодаря взаимным проверкам в различных лабораториях они для многих микроэлементов весьма надежны. Напротив, анализы на главные элементы методами "мокрой химии" для 10 энстатитовых хондритов – падений и трех находок – получены 10 аналитиками, работавшими в период, охватывающий почти 80 лет; в одном случае, когда имеются два анализа (Daniel's Kuil [507, 176]), они достаточно различаются. Анализ рентгено-флуоресцентным методом, который особенно привлекателен для энстатитовых хондритов из-за незначительного содержания в них закисного железа, выполнен пока лишь для пяти таких метеоритов, два из которых являются выветрелыми находками [625].

Еще хуже ситуация с энстатитовыми ахондритами, в которых из-за грубозернистой структуры возникает проблема представительности образца. Поскольку имеется лишь несколько современных анализов этих метеоритов, мы вынуждены полагаться на более ранние анализы, часть которых имеет сомнительную точность и (или) в них отсутствуют данные о важных второстепенных элементах. Данные о микроэлементах в ахондритах, также отрывочные и разрозненные, были недавно суммированы Уоттерсом и Принцем [660]. При рассмотрении химической эволюции ахондритов мы основывались на главных элементах.

5.3.1. Классификация. В энстатитовых хондритах, как отметил Андерс [12], наблюдаются широкие вариации содержаний железа и серы в зависимости от петрологического типа. При рассмотрении этих метеоритов Андерс, вслед за Явнелем [702], подразделил их на: тип I ($Fe/Si > 0{,}85$, $S/Si > 0{,}25$; слабо перекристаллизованные) и тип II ($Fe/Si \leqslant 0{,}85$, $S/Si \leqslant 0{,}25$; сильно перекристаллизованные). Существование двух метеоритов – Saint Sauveur и St. Marks – с промежуточным составом и структурой побудило Кайла [319] выделить третий тип между типами I и II.

Известная дискретность составов между E4, E5 (тип I и промежуточный тип) и E6 (тип II) хондритами и явное различие между ними в возрастах облучения космическими лучами привели Бедеккера и Вассона [28] к предположению, что класс энстатитовых хондритов включает две химические группы, которые Вассон [651] обозначил как EH (богатые железом) и EL (бедные железом). Хотя дискретность составов реально существует и ясно видна на приведенных диаграммах, на автора данной работы большое впечатление производят непрерывность химических трендов от E4 к E6 хондритам и параллельное изменение структуры и состава. Автор разделяет точку зрения Мейсона [407], Ван-Шмуса и Вуда [622] и Кайла [319], что все энстатитовые хондриты образуют единую химическую группу, которая недостаточно полно представлена в наших коллекциях (см. предисловия к русскому изданию). Как отметили Вассон и Вэй [658], определений возраста космического облучения, которые указывают на существование двух групп, мало, они не вполне согласуются и могут быть интерпретированы иначе.

5.3.2. Химия главных элементов. Степень и характер вариаций содержаний главных элементов в энстатитовых хондритах, а также между ними и энстатитовыми ахондритами показаны на рис. 5.2 и 5.3. На этих диаграммах все компоненты нормализованы по MgO, который менее подвижен по сравнению с SiO_2 в процессах конденсации и частичного плавления, привлекаемых для объяснения вариаций химического состава в энстатитовых хондритах.

Существенные вариации в содержаниях железа и серы, отмеченные Явнелем [702], Андерсом [12] и Мейсоном [407], отчетливо видны на рис. 5.2. Несмотря на то, что разрыв почти в 2% MgO отделяет E4 и E5 от E6 хондритов, метеориты по обе стороны от этого разрыва явно попадают на те же самые тренды. Гораздо больший разрыв отделяет энстатитовые хондриты от крайне бедных железом, никелем и серой ахондритов.

Данные о более распространенных литофильных элементах суммированы на рис. 5.3; они показывают, что некоторые из этих элементов фракционированы в энстатитовых хондритах так же, как Fe, Ni и S. Отношения Si/Mg и Na/Mg изменяются обратно пропорционально содержанию MgO; хотя Na–Mg-тренд характеризуется значительным разбросом данных, ней-

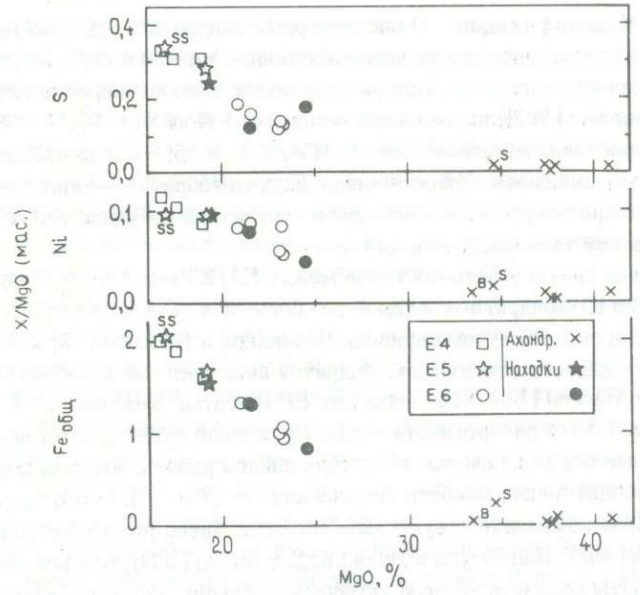


Рис. 5.2. Зависимость валовых отношений Fe/MgO, Ni/MgO и S/MgO в энстатитовых хондритах и ахондритах от содержания MgO. Данные о хондритах взяты из работ [407, 556, 307], об ахондритах – из работ [613, 276, 458, 672]. Обозначения метеоритов: Saint Sauveur (SS), Bishopville (B), Shallowater (S).

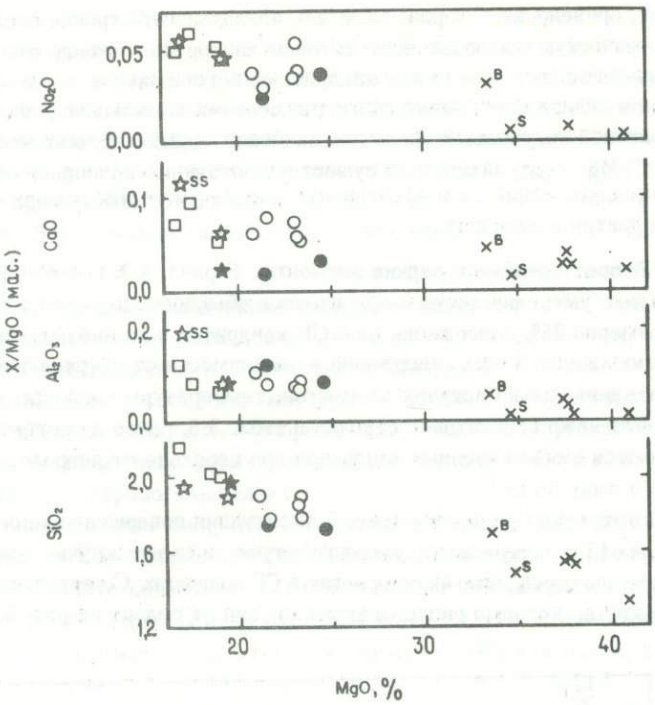


Рис. 5.3. Зависимость отношений SiO_2/MgO, Al_2O_3/MgO, CaO/MgO и Na_2O/MgO в энстатитовых хондритах и ахондритах от содержания MgO. Источники данных и обозначения те же, что и на рис. 5.2.

тронно-активационные анализы 8 хондритов подтвердили его [28]. Для других элементов картина менее ясная. Если не учитывать старый анализ метеорита Saint Sauveur (SS на рис. 5.2) и анализы трех выветрелых находок, в которых содержание кальция, вероятно, занижено из-за растворения ольдгамита, то можно предположить, что Ca /Mg-отношение приблизительно постоянно для хондритов. Отношение Al /Mg также почти постоянно, хотя полученные Бедеккером и Вассоном [28] нейтронно-активационные анализы показывают, что оно слегка увеличивается от типа E4 к E6.

Все рассмотренные здесь отношения литофильных элементов явно ниже в энстатитовых ахондритах, чем в энстатитовых хондритах. Есть указание на то, что в ахондритах они также изменяются обратно пропорционально содержанию MgO и что натриевый и кремниевый тренды для этих метеоритов продолжают тренды, наблюдаемые в хондритах. Однако данных слишком мало, и неопределенность их делает картину более чем двусмысленной. Крайне необходимы новые химические анализы валового состава ахондритов.

Данные, приведенные на рис. 5.2 и 5.3, накладывают строгие ограничения на химическую эволюцию энстатитовых хондритов и ахондритов, поскольку они показывают, что между хондритами и ахондритами наблюдаются различия в содержаниях элементов с различными химическими свойствами и различной летучестью. Лишь для наиболее трудно летучих элементов – Ca, Al, Mg – сохраняются по существу постоянные пропорции от E4 к E6, и даже содержания Ca и Al относительно Mg уменьшаются при переходе от хондритов к ахондритам.

5.3.3. Второстепенные и редкие элементы. В разд. 4.4.3 отмечалось, что содержание умеренно летучих элементов в обыкновенных хондритах составляет примерно 25% содержания их в CI хондритах и не наблюдается систематических вариаций в их содержании в зависимости от петрологического типа. Содержания сильно летучих элементов, температуры конденсации которых лежат ниже троилитовой строчки в табл. 3.5, резко и систематически уменьшаются в обыкновенных хондритах при переходе от петрологического типа 3 к типу 6 или 7.

Для энстатитовых хондритов (рис. 5.4) ситуация совершенно иная. Как отметил Андерс [12], содержание и умеренно летучих, и сильно летучих элементов в E4 хондритах примерно равно их содержанию в CI хондритах. Содержание сильно летучих элементов, которые располагаются справа от селена на рис. 5.3 (ве-

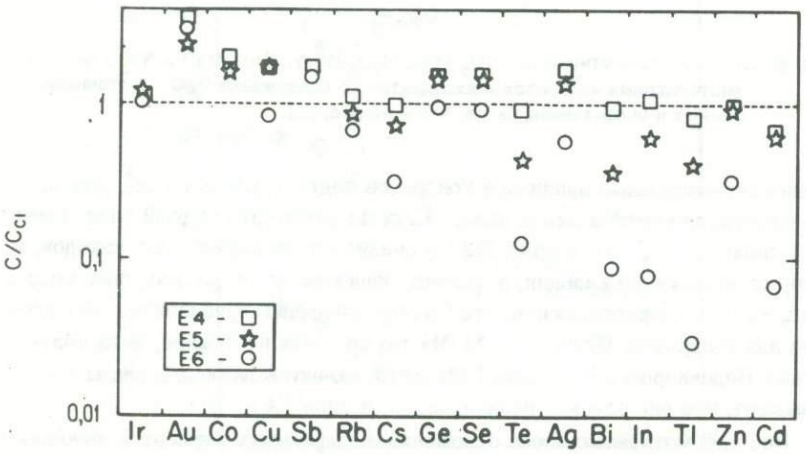


Рис. 5.4. Распространенность микроэлементов в E4 – E6 хондритах относительно CI хондритов. Данные взяты из работ [50, 28, 362 и 336 (только для CI хондритов)]. Горизонтальная пунктирная линия показывает распространенность элементов в CI хондритах. Летучесть увеличивается в общем слева направо. Элементы слева от Te, кроме Ir и Co, являются умеренно летучими. Элементы справа от Se, возможно за исключением Ag и Zn, являются сильно летучими.

роятно, за исключением Ag и Zn, которые могут быть умеренно летучими [50]), уменьшается при переходе от E4 к E6, подобно тому, как это наблюдается в обыкновенных хондритах, но в несколько меньшей степени. Для элементов средней летучести (тех, что левее селена за исключением Ir и Co) в энстатитовых хондритах также характерно обеднение, связанное с петрологическим типом. Хотя это обеднение слабее, оно затрагивает литофильные (например, Rb, Cs), сидерофильные (Au, Co, Ge) и халькофильные (Cu, Sb, Se) элементы, и не очевидно, что степень обеднения связана с летучестью.

5.3.4. Основные химические закономерности. Вероятно, лучший способ суммировать тренды, рассмотренные выше, заключается в том, чтобы сравнить их с наблюдениями в обыкновенных хондритах. В последних все элементы, более трудно летучие, чем сера, – главные элементы и те микроэлементы, которые называются умеренно летучими, – присутствуют по существу в постоянных пропорциях в метеоритах каждой химической группы независимо от петрологического типа.

В энстатитовых хондритах химические вариации, связанные с петрологическим типом, существуют для всех элементов, кроме наиболее трудно летучих главных элементов – для умеренно летучих и сильно летучих элементов. В E6 хондритах относительно E4 для главных и умеренно летучих рассеянных элементов характерно обеднение на 60% или менее, для сильно летучих элементов – на 90% и более.

Очевидно, что вариации химического состава в энстатитовых хондритах сложны. И нет ничего удивительного в том, что объяснение этих вариаций, приведенное в разд. 5.5, также сложное.

5.4. Метаморфическая история

Процесс метаморфизма сам по себе не может объяснить химические тренды, наблюдаемые в энстатитовых хондритах, но он несомненно ответствен за структурные различия между ними. Справедливость этого утверждения для энстатитовых ахондритов не столь очевидна, поскольку и минералогические, и структурные данные о происхождении этих метеоритов неоднозначны [658, 660].

Для определения условий метаморфизма, который претерпели энстатитовые хондриты, использованы различные данные, но до сих пор успехи ограниченны. Это еще один аспект проблемы энстатитовых метеоритов, который требует дальнейшего исследования.

5.4.1. Температура. В E6 хондритах ортопироксен представлен практически чистым энстатитом ($\sim$0,2 мол.% $FeSiO_3$), а диопсид как фаза отсутствует; поэтому ни распределение железа между сосуществующими пироксенами, ни содержание кальция в ортопироксене не подходят для геотер-

мометрии. На основании низкобарного сольвуса энстатит – диопсид [464] по содержанию CaO в энстатите E6 хондритов (0,7 – 0,8%) можно предположить равновесие при температурах 870–910 °C, но это минимальная оценка, поскольку нет избытка диопсида. Крайне низкокальциевый пироксен в E4 и E5 хондритах, представленный главным образом клиноэнстатитом, не позволяет оценить температуры метаморфизма, который претерпели эти метеориты.

Полиморфные модификации кремнезема в принципе дают информацию и о давлении, и о температуре [605]. Практически ценность их снижается из-за того, что имеющиеся данные (да и то ограниченные) касаются лишь E4 и E5 хондритов, а также потому, что эти фазы кремнезема могут быть дометаморфическими реликтами. Присутствие тридимита во всех, кроме одного, E6 хондритах [41] имеет, вероятно, более важное значение, и можно предположить, что эти метеориты были нагреты по меньшей мере до 870 °C. Поскольку температура перехода кварца в тридимит зависит от давления, более высокие минимальные температуры могли достигаться в том случае, если метаморфизм происходил при повышенном давлении (например, 1050 и 1250 °C при 1 и 2 кбар, соответственно). Интересно, что метеорит Blithfield, единственный E6 хондрит, в котором Биннс [41] нашел кристобалит, к тому же наиболее беден железом среди энстатитовых хондритов, в связи с чем его можно отнести к наиболее высокотемпературным разностям типа E6 (рис. 5.2). Если кристобалит метеорита Blithfield образовался в равновесных условиях, его присутствие свидетельствует о температуре метаморфизма по меньшей мере 1470 °C [605].

Скиннер и Льюс [563] определили температурную зависимость образования твердых растворов между MgS, CaS и MnS и сравнили полученные результаты с составами кубических сульфидов энстатитовых хондритов. Исходя из составов найнинджерита MgS и ольдгамита CaS в хондритах типов E4 и E5, они пришли к выводу, что эти метеориты испытали нагрев до температуры как минимум 600 – 800 °C, тогда как присутствие алабандина MnS в E6 хондритах указывает на температуру образования по меньшей мере 200 °C. Лаример [353] для ольдгамита E6 хондрита Jajh deh Kot Lalu независимо установил минимальную температуру образования 720 ± 140 °C.

Скиннер и Льюс на основании своих наблюдений сделали вывод, что E6 хондриты нельзя получить из E4 и E5 хондритов в результате метаморфизма. Однако этот вывод не оправдан, поскольку все полученные ими температуры являются минимальными, а отсутствие алабандина в E4 и E5 хондритах, вероятно, обусловлено литофильным поведением марганца в этих метеоритах, а не особенностями их термической истории. Тем не менее кубические сульфиды пригодны для термометрии, поскольку они дают минимальную температуру метаморфизма для E4 хондритов 600 °C. Исследование карбидов в одном из этих метеоритов (Abee) позволяет предполагать

еще более высокую температуру (700 °С) и крайне быстрое охлаждение [267].

Присутствие в большинстве Е6 хондритов синоита Si_2N_2O объясняет явную аномалию азота, весьма летучего элемента, который более распространен в Е6, чем в Е4 и Е5 хондритах [319][1]. Хотя поле устойчивости синоита неизвестно, этот минерал был синтезирован [535] в результате реакции кремнезема с бедным кислородом и богатым азотом газом при 1400 и 1500 °С.

Имеющиеся минералогические данные дают запутанную и неполную картину. На их основании можно предположить, что все энстатитовые хондриты претерпели метаморфизм при температурах выше 600 °С (по кубическим сульфидам) и что температуры метаморфизма Е6 хондритов были выше 870 (по тридимиту) или 910 °С (по содержанию Са в энстатите). Присутствие кристобалита в метеорите Blithfield [41] поднимает значение возможной температуры метаморфизма для этого метеорита до 1470 °С. Синоит в Е6 хондритах, по-видимому, также указывает на температуру метаморфизма выше 900 °С.

Изучение редких газов, выделяющихся из хондритов при ступенчатом отжиге, дает косвенный способ проверки полученных выше выводов. В основе этого способа лежит распад вымершего радиоактивного нуклида ^{127}I с образованием ^{129}Xe (период полураспада 17 млн. лет). Хоэнберг и др. [285] показали, что отношение $^{129}Xe/^{127}I$ практически постоянно (10^{-4}) в газах, выделяющихся при высоких температурах из хондритов различных групп и петрологических типов. В газах, выделяющихся при более низких температурах, это отношение непостоянно, но оно обычно меньше указанного значения, что позволяет предполагать большую или меньшую потерю ^{129}Xe из каждого метеорита после того, как этот метеорит образовался.

Значение данных по ксенону для определения возраста рассматривается в разд. 6.5.3. Сейчас же представляет интерес тот факт, что температура, выше которой наблюдается постоянное отношение $^{129}Xe/^{127}I$, по-видимому, является функцией петрологического типа [394, 648]. Мануэл и др. [394] наблюдали постоянные отношения $^{129}Xe/^{127}I$ при температурах выше 1100 °С в L6 хондрите Bruderheim и в светлоокрашенном материале хондрита Pantar (L6), состоящего из светло- и темноокрашенных частей. В метеорите Bjurböle (L4) постоянное отношение наблюдалось в образцах, нагретых выше 900 °С, а в темноокрашенном (богатом газами и треками заряженных частиц) материале метеорита Pantar постоянство этого отношения наблюдалось при $T > 600$ °С. Эти температуры почти на 200 °С выше

[1] Следует заметить, что содержания азота в Е4—5 хондритах (не имеющих синоита) и в Е6 (имеющих синоит) — это величины одного порядка, и явной аномалии в содержании азота в Е6 хондритах не наблюдается. Синоит имеет узкое поле устойчивости в системе Si—N—O, чем и объясняется наличие его лишь в одном типе метеоритов (см. статью — Ходаковский И.Л., Петаев М.И., Геохимия, 1981, № 3, с. 329). — *Прим. перев.*

температур метаморфизма, полученных по другим данным для этих метеоритов, однако порядок величин правильный для метеорита Bjurböle и хондритов типа 6.

Интересно сравнить эти результаты с данными для энстатитовых хондритов. Постоянство отношений $^{129}Xe/^{127}I$ наблюдалось в метеорите Abee (E4) при $T \geqslant 1000$ °C [591], в метеорите Индарх (E4) при $T \geqslant 1100$ °C и в метеорите St. Marks (E5) при $T \geqslant 1200$ °C [285]. По аналогии с "ксеноновыми температурами" для обыкновенных хондритов, которые примерно на 200 °C выше температур, определенных с помощью минеральных термометров, на основании приведенных выше данных можно предполагать, что E4 хондриты были нагреты до 800 – 900 °C, а E5 хондриты – почти до 1000 °C.

Ясно, что эти температуры требуют проверки, вероятно по данным изотопии кислорода [479] или путем тщательного исследования влияния температуры на содержание алюминия и других второстепенных элементов в энстатите. Однако имеющиеся данные позволяют предполагать, что E5 и E6 хондриты претерпели термальный метаморфизм при более высоких температурах, чем обыкновенные хондриты типа 6. Эти температуры были достаточно высоки, и следовательно, могло начаться частичное плавление металла и троилита, а возможно, и силикатов.

5.4.2. Давление. Предел давлений, характерных для процесса метаморфизма E6 хондритов, устанавливается по присутствию в них тридимита и составляет менее 3 кбар [605]. Для установления более узкого предела давлений можно использовать распределение второстепенных элементов в пироксене, в частности количество ионов Al^{3+} в октаэдрической координации. С помощью этого же параметра можно установить, существовала ли прямая зависимость в вариациях температуры и давления в родительском теле энстатитовых хондритов, подобная той, которая установлена в обыкновенных хондритах [280]. Однако точность имеющихся данных о содержании второстепенных элементов в пироксенах энстатитовых метеоритов недостаточна для проведения такого анализа.

В настоящее время не ясно, соответствует ли последовательность от типа E4 к типу E6 увеличению глубины, или, как считают Бедеккер и Вассон [28], уменьшению глубины. Тенденция уменьшения возрастов экспозиции космическими лучами при переходе от типа E6 к типу E4 [658], по-видимому, свидетельствует в пользу предположения Бедеккера и Вассона о том, что энстатитовые хондриты были нагреты теплом источника, находившегося вне их родительского тела. Однако,с точки зрения автора, этот аргумент не убедителен.

5.5. Химическая эволюция энстатитовых метеоритов

Тот факт, что в энстатитовых хондритах структурные, минералогические и химические вариации коррелируют между собой, привел почти всех

современных исследователей к убеждению, что эти метеориты когенетичны, причем большинство исследователей объединяют их в одно родительское тело. Сходство минералогических и изотопных характеристик энстатитовых хондритов и ахондритов позволяет предполагать, что эти две группы также генетически связаны, хотя вследствие отсутствия промежуточных по структуре и составу образцов эта связь представляется неясной.

Как уже отмечалось при рассмотрении обыкновенных хондритов (гл. 4), в интерпретации истории хондритов решающим оказывается тот факт, какие из их свойств отражают процессы в допланетном облаке, а какие являются результатом метаморфических (вторичных) или ударных (третичных) процессов, протекающих в родительских телах. Те химические характеристики энстатитовых хондритов, которые отличают их от обыкновенных и углистых, – низкие отношения трудно летучих элементов к кремнию (табл 2.1 и 2.2) и крайне восстановленное состояние – явно первичны. Первично также и высокое содержание в энстатитовых хондритах летучих элементов, достигающее в E4 метеоритах уровня CI .

Значение химических вариаций в энстатитовых хондритах, а также между энстатитовыми хондритами и ахондритами менее понятно. Сейчас многие исследователи связывают систематическое уменьшение содержаний элементов (от умеренно летучих до нелетучих) при переходе от типа E4 к E6 с химическим фракционированием, происходившим до или во время аккреции родительского тела (или тел) [319, 658, 353, 28, 50]. Более резкое обеднение сильно летучими элементами связывают либо с фракционированием в допланетном облаке [355, 28], либо с потерей их при термальном метаморфизме [50, 295]. Вопрос о том, что все эти процессы фракционирования протекали в родительском теле (или телах) при метаморфизме и частичном плавлении, был поднят Мейсоном [407] и, в несколько иной форме, Уоттерсом и Принцем [660].

В нижеследующем обсуждении показаны сильные и слабые стороны различных способов объяснения химических вариаций, наблюдаемых в энстатитовых метеоритах.

5.5.1. Первичное фракционирование. В отличие от обыкновенных хондритов, в которых межгрупповые вариации содержаний химических элементов наблюдаются лишь среди сильно летучих элементов, энстатитовые хондриты показывают сложную картину, которой присущи вариации содержаний элементов с сильно различающимися летучестью и другими геохимическими свойствами. Как отметили Бинц и др. [50], резкое уменьшение содержания сильно летучих элементов при переходе от типа E4 к E6 можно объяснить *термальным* фракционированием, однако для объяснения более умеренных вариаций содержаний элементов с меньшей летучестью необходимо привлечь хотя бы один из процессов *геохимического* фракционирования, сопровождающийся разделением двух или более минеральных фаз. Эти

процессы термального и геохимического фракционирования, по-видимому, происходили совместно, но полезно рассмотреть их в отдельности.

Термальное фракционирование. Лаример [355] сравнил наблюдаемые в энстатитовых хондритах распространенности ряда сильно летучих элементов (Bi, Cd, In, Pb, Tl) с распространенностями, рассчитанными при моделировании равновесной конденсации газовой фазы допланетного облака. Он отметил хорошее соответствие теории и наблюдаемых данных и пришел к выводу, что наблюдаемое увеличение содержания этих элементов от типа E6 к E4 отвечает аккреции при все более низких температурах в допланетном облаке.

Бинц и др. [50] отметили, что в действительности данные о летучих элементах слабо согласуются с конденсационными кривыми. С другой стороны, наблюдаемое в метеоритах распределение элементов хорошо согласуется с результатами экспериментов [295] по нагреву хондрита Abee (E4) при заданных температурах. Результаты какого-либо отдельного эксперимента по нагреву необходимо интерпретировать с осторожностью (разд. 4.4.3), но эти данные позволяют предположить, что наблюдаемое в энстатитовых хондритах распределение сильно летучих элементов обусловлено метаморфизмом, а не аккрецией при изменяющихся температурах.

Геохимическое фракционирование. Если вариации в содержании умеренно летучих до нелетучих элементов в энстатитовых хондритах отражают разделение двух или более фаз, то следует попытаться идентифицировать эти фазы. Бинц и др. [50] выполнили детальное исследование корреляции элементов в энстатитовых хондритах и пришли к выводу, что большинство из варьирующих компонент являются либо сидерофилами, либо халькофилами. Такая картина, включающая элементы – щелочи и кремний, – которые обычно литофильны, но в энстатитовых метеоритах проявляют халькофильные или сидерофильные тенденции, позволяет предполагать, что геохимическое фракционирование заключалось в разделении металл-троилитовой и силикатной компонент. Бедеккер и Вассон [28] весьма детально рассмотрели такое металл-троилитовое фракционирование.

Разделение металл-троилитовой и силикатной компонент может объяснить главные тренды, наблюдаемые в энстатитовых метеоритах, но не объясняет некоторые более частные тренды. Как отметили Бинц и др. [50], миграция единой металл-троилитовой компоненты должна была привести к параллельному изменению содержания второстепенных сидерофильных элементов от метеорита к метеориту. В действительности же эти элементы – Au, Co, As, Cu, Sb и Ga – плохо коррелируют в энстатитовых хондритах.

Кремнезем и щелочи представляют более серьезную проблему. Несмотря на то что кремний показывает слабую сидерофильную тенденцию в энстатитовых метеоритах, перевод его из имеющегося в этих метеоритах металла может объяснить лишь малую часть – примерно 3% – от наблюдаемой вариации SiO_2 относительно MgO [28]. Бедеккер и Вассон [28] попытались

обойти эту проблему, предположив, что металл-силикатная компонента содержала как минимум один обогащенный кремнеземом минерал, однако у этого предположения нет других аргументов, кроме того, что оно необходимо. Щелочи представляют сходную проблему, и хотя джерфишерит свидетельствует, что эти элементы отчасти халькофильны, значительная часть калия и большая часть натрия в энстатитовых метеоритах находится в плагиоклазах.

Среди различных "дометаморфических" моделей, предложенных до настоящего времени, лишь модель Бедеккера и Вассона [28] разработана достаточно детально для того, чтобы оценить ее. Недостатки этой модели в объяснении литофильных элементов, по мнению автора, достаточно серьезны. Другие модели, такие, как модель Бландера [54] о конденсации в условиях ограниченного равновесия, дают слишком мало проверяемых предсказаний, и практически невозможно критиковать или защищать их.

5.5.2. Вторичное фракционирование. Вероятно, из-за того, что несколько авторов подняли вопрос, представляют ли энстатитовые метеориты некую метаморфическую серию [319, 353, 563], не было сделано ни одной попытки проверить предположение Мейсона [407], что все энстатитовые метеориты связаны процессами метаморфизма и частичного плавления. Уоттерс и Принц [660], изучив возможность связи между хондритами и ахондритами, нашли доказательства связи между E6 хондритами и ахондритами, но оставили открытым вопрос о связи между E6 хондритами и более низкими петрологическими типами. По мнению автора, высокие температуры метаморфизма, полученные для E хондритов (разд. 5.4), и трудности в объяснении вариаций литофильных элементов в этих метеоритах как результата процессов в допланетном облаке (разд. 5.5.1) заставляют более подробно рассмотреть модель Мейсона.

Поскольку энстатитовые метеориты почти не содержат закисного железа, можно рассматривать их металл-сульфидную и силикатную ассоциации как отдельные системы и попытаться определить, согласуются ли наблюдаемые в них вариации химического состава с экспериментальными данными о плавлении. Конечно, подход, использованный в данной работе, всего лишь первое приближение, однако он может, по меньшей мере, показать, есть ли необходимость проведения более тщательных исследований.

Металл-сульфидная ассоциация энстатитовых хондритов и ахондритов с достаточно хорошим приближением соответствует системе Fe –Ni –S, для которой Куллеруд [338] опубликовал экспериментальные данные, полученные при давлении 1 атм. В системе, отвечающей по составу металлу и троилиту E4 хондритов, первые жидкости появляются при температурах ниже 1000 °C, и они обогашены серой относительно твердых фаз. Составы жидкостей при 1000 и 1100 °C показаны на рис. 5.5, где также приведены валовые составы металл-сульфидных ассоциаций энстатитовых метеоритов.

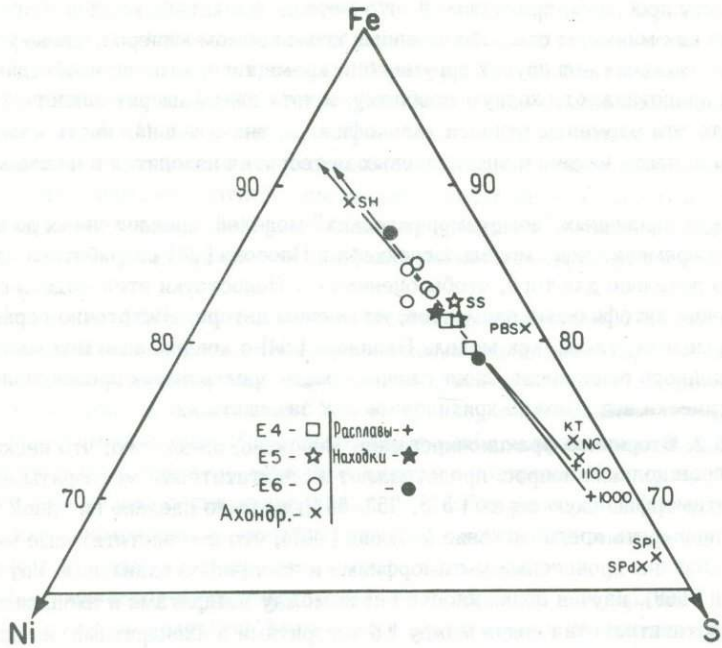


Рис. 5.5. Сравнение весовых отношений Fe, Ni и S, наблюдаемых в энстатитовых метеоритах, с величинами, характерными для выплавляющихся из E4 хондритов расплавов. Составы расплавов взяты у Куллеруда [338]. Знаком (+) показаны составы расплавов и температуры их выплавления. Источники данных и обозначения те же, что на рис. 5.2.

Линии, соединяющие расплавы и составы E4 хондритов на рис. 5.5, проходят через составы других энстатитовых хондритов, и это позволяет предполагать, что при выносе таких жидкостей из E4 материала могла оставаться металл-троилитовая ассоциация, подобная наблюдаемой в E5 и E6 хондритах. Линия расплава при 1100 °C проходит также через состав метеорита Shallowater, который, согласно наблюдениям Мейсона [407], является наиболее хондритоподобным из энстатитовых ахондритов.

Соотношения в системе Fe – Ni – S для других энстатитовых ахондритов объяснить труднее. Один метеорит (Peña Blanka Spring, PBS) лежит далеко в стороне от тренда расплав – остаток, два других (Khor Temiki и Norton County) почти совпадают с составом *расплава* при 1100 °C, а светлая и темная фракции метеорита Старое Песьяное лежат на одном тренде с остальными данными, но имеют аномально высокое содержание серы. Данные для энстатитовых хондритов и метеорита Shallowater согласуются с анатексисом; что́ означают другие данные – не совсем понятно.

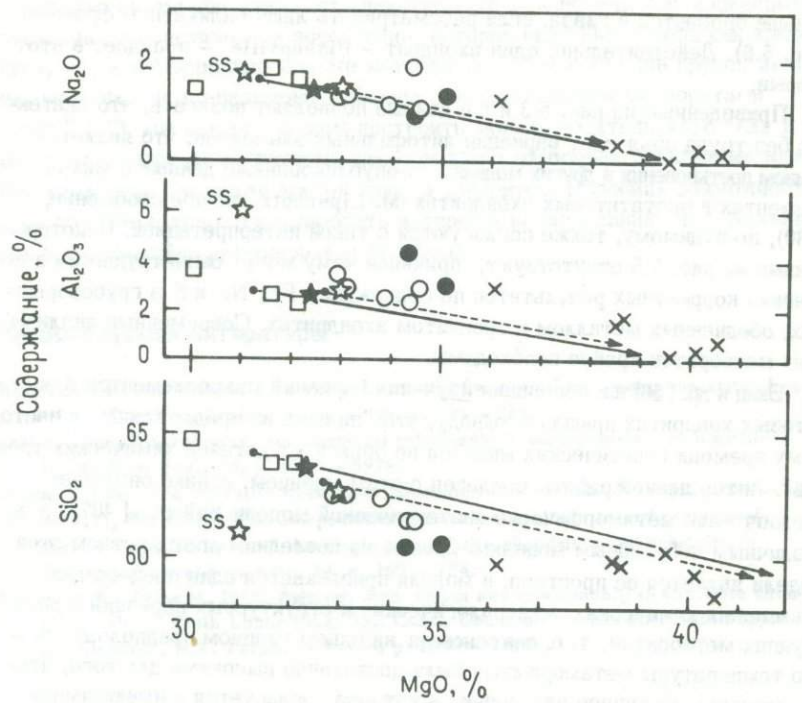


Рис. 5.6. Сравнение весовых отношений главных литофильных элементов, характерных для энстатитовых метеоритов, с величинами, представляющими твердый остаток, получающийся при частичном плавлении. Состав начального расплава [539] был рассчитан из: 1) усредненного состава трех E4 хондритов (сплошная линия) и 2) усредненного состава двух E5 хондритов, St. Marks и Yamato (пунктирная линия). Источники анализов и обозначения те же, что на рис. 5.2.

Силикатные фракции энстатитовых метеоритов химически сходны с обогащенной пироксеном частью системы форстерит – альбит – кремнезем [539]. При начальном составе, близком к E4 или E5 хондритам и давлении 1 атм плавление в этой системе начинается при 1045 °C, в результате чего образуется жидкость, состоящая из 78% SiO_2, 13% Al_2O_3 и менее 1% MgO. На рис. 5.6 показан эффект удаления такой жидкости из состава силикатной ассоциации E4 и E5 хондритов.

Поскольку состав жидкости меняется при плавлении, линии на рис. 5.6 показывают лишь приблизительную эволюцию состава остаточных твердых фаз. Тем не менее они достаточно хорошо описывают наблюдаемые в хондритах тренды и приводят почти непосредственно к ахондритам. Важно, что разрыв в составах этих двух групп метеоритов, который достаточно велик, если наносить на график результаты валовых анализов (рис. 5.3), гораздо

меньше бросается в глаза, если рассматривать лишь силикатную фракцию (рис. 5.6). Действительно, один ахондрит – Bishopville – попадает в этот разрыв.

Приведенные на рис. 5.3 и 5.6 данные позволяют полагать, что анатексис без труда объясняет вариации литофильных элементов, что является камнем преткновения в других моделях. Неопубликованные данные о микроэлементах в энстатитовых ахондритах (M. Lipschutz, личное сообщение, 1980), по-видимому, также согласуются с такой интерпретацией. Некоторые данные на рис. 5.5 отсутствуют, причиной чему могут быть трудности в получении корректных результатов по содержанию Fe, Ni и S в грубозернистых, обедненных металлом и троилитом ахондритах. Современные анализы этих метеоритов крайне необходимы.

Бинц и др. [50] на основании изучения вариаций микроэлементов в энстатитовых хондритах пришли к выводу, что "ни одна из предложенных к настоящему времени генетических моделей не объясняет деталей химических трендов". Автор данной работы согласен с этим мнением, однако он отдает предпочтение метаморфическо-анатектической модели Мейсона [407], а не различным небулярным моделям. Далеко не последним достоинством этой модели является ее простота: в модели привлекается один процесс для объяснения химических, минералогических и структурных вариаций в двух группах метеоритов, т. е. она основана на одном главном предположении – что температуры метаморфизма были достаточно высокими для того, чтобы началось частичное плавление, – которое согласуется с имеющимися данными и поддается дальнейшей проверке.

Сейчас неясно, представляют ли энстатитовые ахондриты твердый остаток, образовавшийся при частичном плавлении, или, как считают Уоттерс и Принц [660], они являются продуктами фракционной кристаллизации хондритовых расплавов. Автор данной работы предпочитает первую интерпретацию, поскольку вторая предполагает существование форстерит-энстатитовых кумулатов. Такие породы среди метеоритов не встречены.

5.6. Современное состояние вопроса

Краткость этой главы отражает почти полное наше неведение по многим аспектам, касающимся энстатитовых метеоритов. За рамками рассмотренных в этой главе остался спорный вопрос об образовании хондр: являются ли хондры энстатитовых метеоритов продуктами небулярных процессов, или они есть результат переработки полностью сконденсированного материала? Разрозненные данные оставляют этот вопрос, как и вопрос о механизме аккреции энстатитовых хондритов, вне рамок данного обобщения.

Если предложенная Мейсоном [407] интерпретация происхождения энстатитовых метеоритов правильна (либо в том виде, как она была первоначально сформулирована, либо в модификации Уоттерса и Принца [660]), то энстати-

товые метеориты представляют единственный хорошо документированный пример петрогенетической ассоциации, которая включает в себя как хондриты, так и дифференцированные метеориты. Поскольку одна группа железных метеоритов, по-видимому, связана с энстатитовыми метеоритами (разд. 7.5.2), мы вскоре сможем построить модель родительского тела Е хондритов от ядра до поверхности, при этом такое достижение в настоящее время невозможно ни для какой другой группы хондритов. Подобная возможность сама по себе должна стимулировать интерес к исследованию этих необычных и чрезвычайно интересных метеоритов.

Рекомендуемая литература

Baedecker P. A., Wasson J.T. 1975. Elemental fractionations among enstatite chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta **39**, p. 735 – 765.

Keil K. 1968. Mineralogical and chemical relationships among enstatite chondrites. J. Geophys. Rev., **73**, p. 6945 – 6976.

Mason B. 1966. The enstatite chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta **30**, p. 23 – 39.

Wasson J.T., Wai C.M. 1970. Composition of metal, schreibersite and perryite of enstatite achondrites and the origin of enstatite chondrites and achondrites. Geochim. Cosmochim. Acta, **34**, p. 169 – 184.

Watters T.R., Prinz M. 1979. Aubrites: their origin and relationship to enstatite chondrites. Proc. Tenth Lunar Plan. Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl. **10**, Elmsford, N.Y, Pergamon Press, p. 1073 – 1093.

6. Время и процессы в эволюции хондритов

Определения радиологического возраста, основанные на нескольких изотопных системах, показывают, что ранняя эволюция хондритов, от начала небулярной конденсации до образования хондр, аккреции и статического метаморфизма, охватывала не более 100 млн. лет. Небулярная конденсация, которая имела место в первые 8 ± 2 млн. лет, сопровождалась: 1) фракционированием тугоплавких элементов и металла от силикатов, которое протекало в интервале небулярных температур 1350 — 1450 К, и образованием материала, который ныне представляет четыре группы углистых хондритов, энстатитовые хондриты и обыкновенные хондриты группы L; 2) повторным фракционированием металл — силикат при температурах 700 — 1000 К, в результате которого окисленный материал был дифференцирован и образовались обыкновенные хондриты H, L и LL групп.

После аккреции обыкновенных и энстатитовых хондритов эти метеориты подверглись метаморфизму, и члены энстатитового класса прошли стадию частичного плавления. Среди многих вторичных особенностей, явившихся следствием этих процессов, можно отметить различное распределение окисного и металлического железа, что характерно для равновесных хондритов H, L и LL групп, и уменьшение содержания сильно летучих элементов в хондритах более высоких петрологических типов в каждой группе. Время аккреции и метаморфизма обыкновенных и энстатитовых хондритов неопределенно, но свинцово-свинцовый возраст и изучение треков показывают, что углистые хондриты имели нынешний облик, возможно, через 60 — 150 млн. лет после начала конденсации. Эти и другие характеристики углистых хондритов позволяют предполагать, что последние эволюционировали в ядрах комет или подобных объектов.

По-видимому, активная химическая история большинства хондритов закончилась менее чем через 100 млн. лет после своего начала. Однако брекчирование, сложный спектр радиационных повреждений и низкий возраст газоудержания показывают, что значительная часть хондритового материала была позднее переработана в результате ударов, которые испытали родительские тела хондритов. Химические эффекты этой третьей фазы истории хондритов были, вероятно, незначительны, однако они заслуживают детального рассмотрения.

6.1. Введение

В предыдущих главах мы кратко коснулись временно́й шкалы эволюции хондритов, но ограничили дискуссию химическими вариациями в пределах каждого их класса. Первая задача этого раздела состоит в обобщении физической истории хондритов, вторая — в использовании радиологического возраста и других данных для выявления места отдельных процессов на временно́й шкале и третья — в обсуждении связи предполагаемого фракционирования с химическими вариациями среди различных групп хонд-

ритов. Короче говоря, мы должны суммировать знания об эволюции хондритов, прежде чем перейдем к рассмотрению дифференцированных метеоритов (гл. 7 – 9) и природы и истории источников метеоритов и родительских тел (гл. 10).

6.2. Стадии в истории хондритов

Петрографические данные, обобщенные в гл. 3 – 5, позволяют выделить 10 стадий в истории хондритов. Этими стадиями (в порядке увеличения возраста) являются:

10. Находка метеорита, его обнаружение.
9. Удар о Землю.
8. Потеря части вещества в космосе.
7. Выброс метеорита из родительского тела.
6. Ударная переработка и ударный метаморфизм.
5. Статический метаморфизм.
4. Аккреция.
3. Образование хондр (и агрегатов)
2. Конденсация.
1. Нуклеосинтез.

Эта последовательность событий является, конечно, несколько произвольной. Не все стадии запечатлены в хондритах: стадия 3 отсутствует в CI метеоритах, стадия 5 – в CI и многих других углистых хондритах, а присутствие в обыкновенных хондритах типа 3 перекристаллизованных обломков свидетельствует о том, что некоторые стадии перекрываются во времени. Даже нуклеосинтез не может более рассматриваться как простой процесс, ибо некоторые хондритовые родительские тела были доступны для вхождения в их состав изотопно аномального материала, часть которого, несомненно, образовалась незадолго до начала конденсации (разд. 3.4). Несмотря на все эти оговорки, намеченная последовательность является основой при дальнейшем обсуждении.

Важнейшей целью метеоритных исследований является датировка каждой стадии в истории хондритов. Задачи этого раздела более скромные: рассмотреть главным образом те стадии (примерно 2 – 7), которые оказали влияние на химию, минералогию и петрологию хондритов. Поэтому наше обсуждение возраста хондритов будет сфокусировано именно на этих стадиях, но прежде мы кратко рассмотрим более поздние этапы в истории хондритов.

6.3. Экспозиционный и земной возрасты (стадии 7 – 10)

После того, как метеороид покинул родительское тело, и перед тем, как он попал под защиту земной атмосферы, он подвергался воздействию космических лучей, – главным образом протонов со средней энергией около 1 млрд. эВ – которые взаимодействовали с элементами метеороида с обра-

зованием космогенных нуклидов (например, ^{3}He, ^{21}Ne, ^{38}Ar, ^{53}Mn). Содержание этих нуклидов (с поправкой на потерю массы при прохождении через земную атмосферу), откалиброванное в единицах скоростей образования нуклидов, может быть использовано для определения того, сколь долго метеорит существовал как тело размером порядка нескольких метров в космосе, т. е. его *радиационный*, или *экспозиционный*, возраст.

Вассон [650] весьма детально рассмотрел определение и интерпретацию экспозиционных возрастов и обобщил многие данные. Распределение возрастов изменяется в зависимости от типа метеорита. Фосхаге [626] определил возраст (от 0 до 2,3 млрд. лет) для 60 железных метеоритов, причем большое количество определений попадает в интервал 0,2 – 1,0 млрд. лет. Экспозиционные возрасты хондритов обычно много меньше ($\leqslant$ 60 млн. лет), и распределение их различно для различных групп хондритов [680, 543]. То, что метеориты сходного состава (например, черные интенсивно ударнометаморфизованные L хондриты [277]), имеют, как правило, сходные экспозиционные возрасты, является одним из доказательств того, что они находились в пределах одного родительского тела.

Малые экспозиционные возрасты хондритов активно обсуждались в связи с возможностью лунного источника этих метеоритов. Хотя детальное изучение лунных образцов исключило такую возможность (разд. 8.1), проблема малых возрастов остается нерешенной. Этот вопрос обсуждается в разд. 10.3.

Когда метеороид проникает в атмосферу Земли, он оказывается защищенным от космического излучения. Образование космогенных нуклидов прекращается, и радиоактивные нуклиды распадаются. Таким образом, протяженность распада короткоживущих космогенных нуклидов (например, ^{39}Ar, ^{14}C и ^{36}Cl) можно использовать для определения времени падения метеорита, т. е. его *земного возраста*. Земной возраст метеоритов колеблется от 0 до 1,5 млн. лет, но для большинства лежит в интервале 0 – 20 тыс лет. [680]. Изучение возраста метеоритов данного климатического региона позволяет определить, как долго метеорит мог подвергаться выветриванию в климатических условиях этого региона [63]. Земные возрасты могут быть использованы в ряде случаев для выяснения вопроса о том, принадлежат ли две находки метеорита к одному и тому же падению. Поскольку земные возрасты не влияют на химическую и петрологическую историю хондритов, они не рассматриваются в этой книге. Интересующемуся читателю можно рекомендовать работу Вассона [650].

6.4. Возраст газоудержания (стадии 5 – 7)

Главные изотопные системы, которые используются для датировки ранних событий в истории хондритов, представлены в табл. 6.1. Эти системы имеют различные характеристики и характеризуют различные события. Наи-

Таблица 6.1. Главные изотопные системы, используемые для датировки ранних фаз в истории хондритов (стадии 2 – 7)

Материнский	Дочерний (ие)	Период полураспада, лет
^{40}K	^{40}Ar	$1{,}31 \cdot 10^9$
^{87}Rb	^{87}Sr	$4{,}88 \cdot 10^{10}$
^{235}U	$^{207}Pb + 7\,^4He$	$7{,}04 \cdot 10^8$
^{238}U	$^{206}Pb + 8\,^4He$	$4{,}47 \cdot 10^9$
^{232}Th	$^{208}Pb + 6\,^4He$	$1{,}40 \cdot 10^{10}$
^{129}I	^{129}Xe	$1{,}7 \cdot 10^7$

Примечание. Периоды полураспада были рассчитаны из постоянных распада, взятых из работы [575].

более приемлемыми для установления времени образования и статического метаморфизма хондритов являются следующие системы: $^{87}Rb - {}^{87}Sr$; U – Th – Pb; $^{129}I - {}^{129}Xe$. Они обсуждаются в следующем разделе.

Системы, в которых дочерние изотопы представлены газами, в том числе I – Xe, столь активно реагируют на нагревание, что они используются главным образом для датировки подобных событий. Возрасты *газоудержания*, основанные на системах U – Th – He и K – Ar, являются главным окном в историю хондритов после термального метаморфизма, но до удаления метеоритов из родительских тел.

В некоторых случаях ^4He- и ^{40}Ar-возрасты хондритов близки между собой и к возрастам, определенным для тех же самых метеоритов Rb – Sr- и свинцовым методами. Во многих случаях возраст газоудержания значительно ниже, что предполагает более поздний нагрев систем U – Th – He и K – Ar, который слабо сказался (если сказался вообще) на других изотопных системах. Малые возрасты газоудержания отмечены для хондритов всех групп, но наиболее типичны для L хондритов, где они сопровождаются петрографическими доказательствами ударного метаморфизма [12, 277, 594, 158]. Эта взаимосвязь видна на рис. 6.1, где показаны содержания ^4He и ^{40}Ar в 39 хорошо классифицируемых L хондритах. За небольшим исключением, хондриты типов 4 – 6, которые несут в себе доказательства ударного плавления (ударные фации *d* – *f* на рис. 4.9), имеют низкие содержания обоих изотопов, и, соответственно, малые возрасты газоудержания. Те из хондритов, в которых отсутствуют следы плавления вещества, имеют бо́льшие возрасты, хотя ^4He-возраст обычно несколько меньше, чем возраст, определенный по ^{40}Ar.

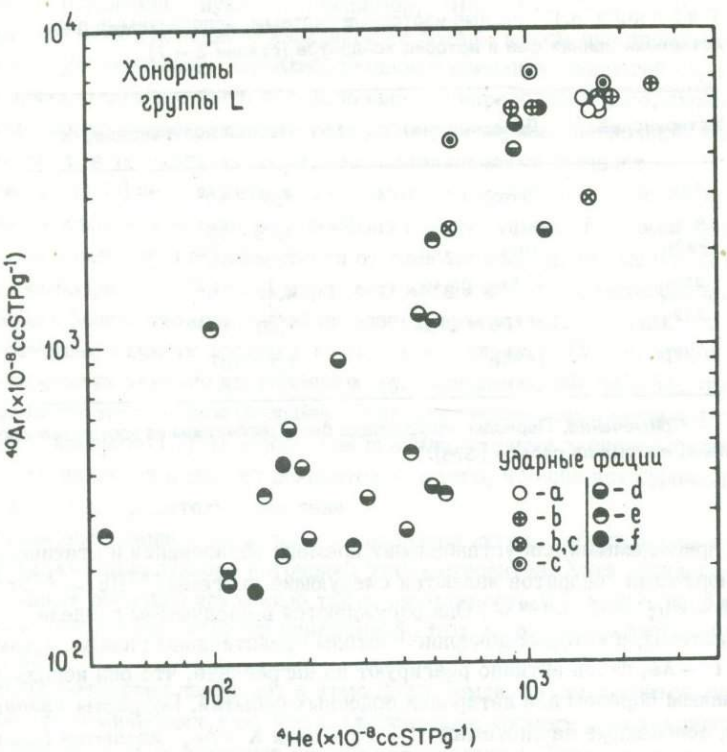


Рис. 6.1. Содержание ^4He и ^{40}Ar в L хондритах, подвергшихся ударному воздействию различной степени ([258], с разрешения Elsevier Scientific Publishing Company). Данные о распространенности инертных газов взяты из работы [544] и в случае использования более одного анализа представлены средними значениями. Ударная классификация идентична приведенной на рис.4.9.

В принципе, если повторный нагрев метеорита полностью удалил его радиогенные ^4He и ^{40}Ar, то возрасты газоудержания должны совпадать и будут означать время повторного нагрева. Андерс [12] отметил, что в сильно ударнометаморфизованных L хондритах обычно наблюдается соответствие возрастов, определенных по ^4He и ^{40}Ar, в интервале 0,4–1,3 млрд. лет. Хейманн [277] изучил ряд подобных метеоритов и установил более узкий возрастной интервал, что указывает на грандиозное ударное событие, имевшее место 520 млн. лет назад. Сейчас ясно, что родительское тело L хондритов испытало по крайней мере очень крупное столкновение и, возможно, при этом распалось.

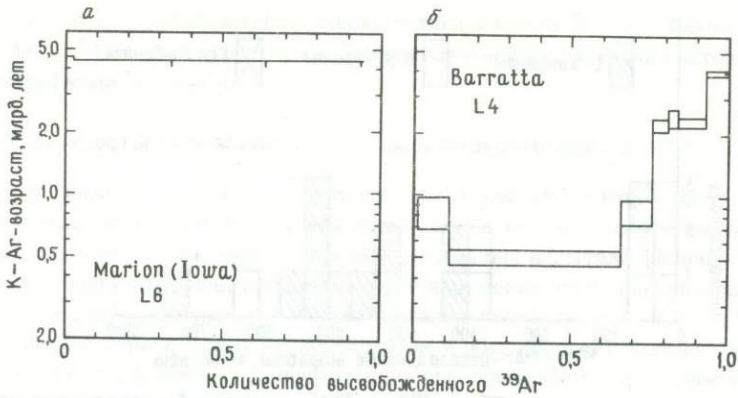


Рис. 6.2. Характер высвобождения ^{40}Ar и ^{39}Ar для двух L хондритов ([602], с разрешения Springer-Verlag, Inc.) *а*. Слабо ударнометаморфизованный или даже ударнонеметаморфизованный хондрит Marion (L6), Айова. Образует хорошо определяемое плато, возраст близок к Rb – Sr-возрасту других подобных хондритов. *б*. Умеренно ударнометаморфизованный хондрит Barratta (L3) со следами начинающегося ударного плавления (фация *d* [158]). Образует низкотемпературное плато, которое датирует ударное событие.

Возрасты, использованные Андерсом [12] и Хейманном [277], были определены по валовому содержанию ^{40}Ar; при этом предполагалось, что столкновение привело к полной дегазации. Поскольку полная дегазация крайне редка, более точные возрасты газоудержания могут быть определены с помощью одного из вариантов аргонового метода, который позволяет различать компоненты ^{40}Ar, образовавшиеся до и после повторного нагрева. Этот вариант метода $^{39}Ar - ^{40}Ar$ [434] основан на превращении стабильного изотопа ^{39}K в ^{39}Ar в результате нейтронного облучения [636]. После того как образец облучен, он последовательно нагревается до высоких температур, при этом газ, высвобождающийся в каждом температурном интервале, собирается и анализируется, и наблюдаемые отношения $^{40}Ar/^{39}Ar$ используются для расчета кажущегося возраста для каждого температурного интервала. Диаграмма зависимости кажущегося возраста от доли высвобождающегося газа (рис. 6.2) приводит, таким образом, к корреляции время – температура [602].

$^{39}Ar - ^{40}Ar$-метод применялся при изучении многих хондритов. На диаграммах, представляющих метеориты, не подвергшиеся ударному метаморфизму, образуются возрастные плато, подобные показанному на рис. 6.2, *а*, которое соответствует возрастам (приблизительно 4,55 млрд. лет), определенным другими методами [181, 604, 165]. Сильно ударнометаморфизо-

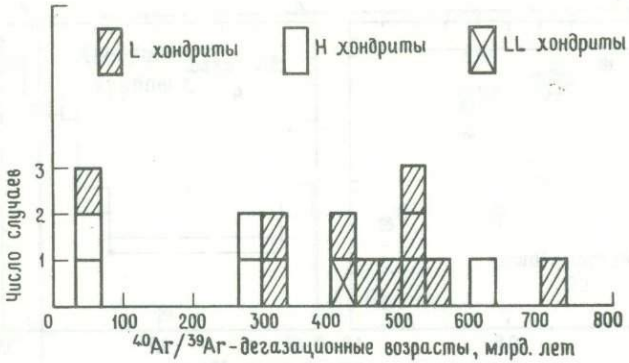


Рис. 6.3. Суммарные дегазационные $^{40}Ar - ^{39}Ar$-возрасты обыкновенных хондритов ([70], с разрешения American Geophysical Union).

ванные метеориты приводят к температурно-временно́му спектру, который в деталях нередко сложен, но имеет плато низкотемпературного возраста, которое датирует ударное событие. Имеющиеся в нашем распоряжении возрасты соударения, полученные по $^{39}Ar - ^{40}Ar$-методу (рис. 6.3), показывают, что многие L хондриты попадают в интервал, определенный Хейманном [277], но некоторые из этих метеоритов и хондриты других групп обнаруживают соударения в другое время: 0 – 800 млн. лет назад. Не ясно, какое из этих соударений отвечает разрушению родительского тела и произошло ли подобное разрушение в результате одного события или серии последовательных ударных событий.

Рисунок 6.3 позволяет предполагать, что фрагментация хондритов началась около 800 млн. лет назад, но эта цифра справедлива не для всех случаев. Изучение инертных газов и треков высокоэнергетических частиц в хондритовых брекчиях указывает на сложную историю фрагментации и облучения на поверхности родительских тел хондритов [493]. Например, в брекчии St. Mesmin бок о бок с обломками LL6 хондрита с большими возрастами газоудержания находится обломок потемневшего при ударе H6 хондрита, который начал удерживать радиогенные газы только 1,36 млн. лет назад [595]. Дальнейшее изучение подобных брекчий позволит, вероятно, установить более или менее непрерывную историю переработки хондритов в результате ударных процессов, подобную отмеченной в лунном реголите.

По причинам, рассмотренным в начале этого раздела, возрасты газоудержания использовались главным образом в работах, не связанных с изучением постметаморфической истории хондритов. Эта ситуация может скоро измениться; Энрайт и Тернер [181] сообщили, что 15 определений $^{39}Ar - ^{40}Ar$-возраста 11 обыкновенных хондритов, не подвергшихся ударному метаморфизму, свидетельствуют о слабом уменьшении возраста при пе-

реходе от хондритов петрологического типа 4 к типу 7 [604]. Таким образом, $^{40}Ar - {}^{39}Ar$-метод может также использоваться при изучении истории метаморфизма хондритов.

6.5. Возрасты образования и метаморфизма (стадии 2 – 5)

С химико-петрологической точки зрения наиболее интересными ступенями в истории хондритов является время, когда хондриты достигли изотопного равновесия, и время или времена, когда они испытали физическое или химическое изменение, достаточное для нарушения этого равновесия. Первое изотопное равновесие в хондрите обычно называют его *образованием*. Временной период между нуклеосинтезом и образованием получил название *интервала образования*, а период между образованием и настоящим моментом – *возраста образования*. Временное различие между последним изотопным перераспределением и настоящим моментом называют *возрастом метаморфизма*.

Четверть века известно, что возраст всех хондритов составляет приблизительно 4,55 млрд. лет [491], и десять лет, что их дометаморфическая история охватывает не более 100 млн. лет [487]. Какая часть этой короткой высокотемпературной истории отведена образованию хондр, аккреции и метаморфизму, не ясно, и не всегда можно сказать, к какой стадии относится запись той или иной изотопной системы.

В этом разделе мы рассмотрим Rb – Sr-, U – Th – Pb- и I – Xe-данные для хондритов и попытаемся выяснить, какие заключения можно сделать о ранней истории хондритов. Для краткости мы опустим системы (например, Sm – Nd [381]), использование которых эффективно в случае других метеоритов (разд. 8.7), но которые пока не нашли интенсивного применения к хондритам.

6.5.1. Рубидиево-стронциевый метод. Поскольку система $^{87}Rb - {}^{87}Sr$ является важной и иллюстрирует принципы, которые применимы также к другим системам, мы рассмотрим ее в первую очередь и весьма детально. Папанастассиу и Вассербург [487] дали более полное описание Rb – Sr-систематики.

Основой Rb – Sr-датировок является β-распад ^{87}Rb (период полураспада 48,8 млн. лет) с образованием ^{87}Sr. Если распад происходил без нарушений минеральной системы, которая первоначально была равновесной, то со временем происходят увеличение отношения радиогенного ^{87}Sr к нерадиогенному ^{86}Sr и соответствующее уменьшение $^{87}Rb/^{86}Sr$. Эти изменения показаны на рис. 6.4, который представляет собой схематическую стронциевую эволюционную диаграмму истории двух образцов, имевших одно и то же первичное отношение $^{87}Rb/^{86}Sr$, но различающихся по величине отношения Rb/Sr. Через промежуток времени t_1 после времени своего об-

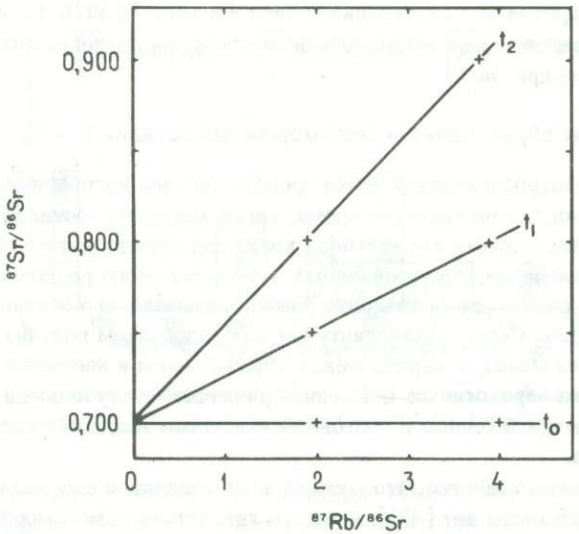


Рис. 6.4. Схематическая эволюционная диаграмма стронция. Объяснения см. в тексте.

разования t_0 различные образцы попадут на прямую линию, или *изохрону*, которая отсекает на ординате отрезок, равный первоначальному отношению $^{87}Sr/^{86}Sr$ в системе. При дальнейшем распаде (от t_1 до t_2) наклон изохроны будет увеличиваться, но она будет проходить через ту же самую точку на ординате. Это соотношение важно, так как по нему можно определять первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr - (^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ для серии совместно образующихся минералов, даже если ни один из них не лишен полностью рубидия.

Диаграмму, подобную изображенной на рис. 6.4, можно использовать двояко для определения, когда система достигла изотопного равновесия. В первом случае используется наклон изохроны, первичное отношение, константа скорости распада ^{87}Rb ($1{,}42 \cdot 10^{-11}$ лет$^{-1}$) и уравнение

$$\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr} = \frac{^{87}Rb}{^{86}Sr\,(e^{\lambda t} - 1)} + \left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_0,$$

которое определяет возраст t относительно настоящего времени. Во втором случае используется различие между наблюдаемым значением $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ и значением этого отношения в период нуклеосинтеза для определения временно́го интервала образования системы. Практически поскольку нуклеосинтетическое отношение известно плохо, наблюдаемое отношение в образце обычно сопоставляется с одним или несколькими из очень низких

Таблица 6.2. Рубидиево-стронциевые возрасты обыкновенных и энстатитовых хондритов, нормированные по стандартной постоянной распада ^{87}Sr ($1{,}42 \cdot 10^{-11}$ лет$^{-1}$)

Группа и характеристика образца	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	Возраст, млрд. лет	Литературный источник
H группа			
Валовые пробы (13)	0,6983 ± 24	4,59 ± 0,14	[315]
Валовые пробы (8)	0,69876 ± 40	4,52 ± 0,05	[446]
Tieschitz (H3), внутренняя изохрона	0,69880 ± 20	4,53 ± 0,06	[446]
Richardton (H5), хондры	0,7003 ± 7	4,39 ± 0,03	[182, 183]
Guarena (H6), внутренняя изохрона	0,69995 ± 15	4,46 ± 0,08	[644]
L группа			
Валовые пробы (5)	0,7008 ± 10	4,39 ± 0,14	[235]
Peace River (L6), внутренняя изохрона	0,69970 ± 10	4,46 ± 0,03	[241]
LL группа			
Валовые пробы (11)	0,7005 ± 3	4,46 ± 0,15	[236]
Parnallee (LL3), хондры	0,69900 ± 9	4,53 ± 0,02	[182, 183, 257]
Olivenza (LL5), внутренняя изохрона	0,6994 ± 17	4,53 ± 0,16	[536]
Krähenberg (LL5), внутренняя изохрона	0,6989 ± 5	4,60 ± 0,14	[328]
St. Severin (LL6), внутренняя изохрона	0,69904 ± 18	4,45 ± 0,09	[392]
E группа			
Валовые пробы (8)	0,6993 ± 15	4,44 ± 0,13	[237]
Валовые пробы (4)	0,69874 ± 22	4,52 ± 0,03	[443]
Индарх (E4), внутренняя изохрона	0,7005 ± 9	4,39 ± 0,04	[443]
Индарх (E4), внутренняя изохрона	0,7005 ± 30	4,46 ± 0,08	[237]

Примечание. Неопределенность первичных отношений относится к последней значимой цифре (или цифрам).

отношений, установленных в обедненном рубидием метеоритном веществе: BABI (наилучшее первичное отношение для базальтовых ахондритов, 0,69898 [487]), ADOR (ахондрит Angra dos Reis, 0,69884 [485]) или ALL (хондра D7 из CV3 хондрита Allende, 0,69877 [241]). Интервалы, определенные этим методом, выражаются, например, так: *n* млн. лет после ADOR.

Последние данные, полученные обоими методами, суммированы в табл. 6.2. Поскольку первичное отношение для системы определяется достаточно точно ($\pm 5 \cdot 10^{-5}$ [487]), второй метод может разрешить временные интервалы порядка 2 млн. лет. С другой стороны, опубликованные данные о наиболее точных изохронных возрастах имеют неопределенность ± 30 млн. лет.

На рис. 6.5 приведены валовые анализы и изохрона для 15 хондритов H группы [315]. Такая *валовая изохрона* основана на предположении, что определяющие ее образцы когенетичны. Хотя это предположение подтверждается на рисунке тем, что все образцы, за исключением двух сильно выветрелых находок, попадают на изохрону, валовая изохрона может скрывать тонкие различия в истории образцов. По этой причине и поскольку Rb/Sr-отношение изменяется, как правило, незначительно для членов одной и той же хондритовой группы, обычно анализируют компоненты в одном метеорите – хондры и матрицу или минеральные фракции – для получения *внутренней изохроны*.

Даже при беглом просмотре табл. 6.2 ясно, что большинство Rb – Sr-возрастов хондритов близки к возрастам метеоритов и Земли (4,55 млрд. лет), которые Паттерсон [491] вычислил на основании изотопных данных по свинцу. Этот факт подчеркивает непродолжительность периода эволюции хондритов и большую сложность разрешения отдельных событий в пределах этого периода.

Обыкновенные и энстатитовые хондриты. Наиболее интенсивное Rb–Sr-изучение хондритов выполнено Везериллом с соавторами из Калифорнийского университета, Лос-Анджелес; ими опубликованы валовые изохроны для H [315], L [235], LL [236] и E [237] групп хондритов. Хотя среди этих групп установлены явные возрастные различия, последние находятся в пределах неопределенности возрастов для каждой группы (140 – 150 млн. лет). Более поздние исследования [439, 443] в основном подтверждают результаты работ группы Везерилла и свидетельствуют, что единая изохрона описывает как H хондриты, так и хондриты L, LL и E групп за исключением сильно ударнометаморфизованных разностей. Ясно, что временные различия среди групп составляют порядка 50 млн. лет или менее – приблизительная точность валового метода.

Для трех обыкновенных хондритов типа 3, изученных Rb–Sr-методом более детально, получены противоречивые результаты. Хондрит Tieschitz (H3) попадает на изохрону H группы [442, 443], но хондры из Parnallee (LL3), по-видимому, значительно древнее большинства хондритов LL груп-

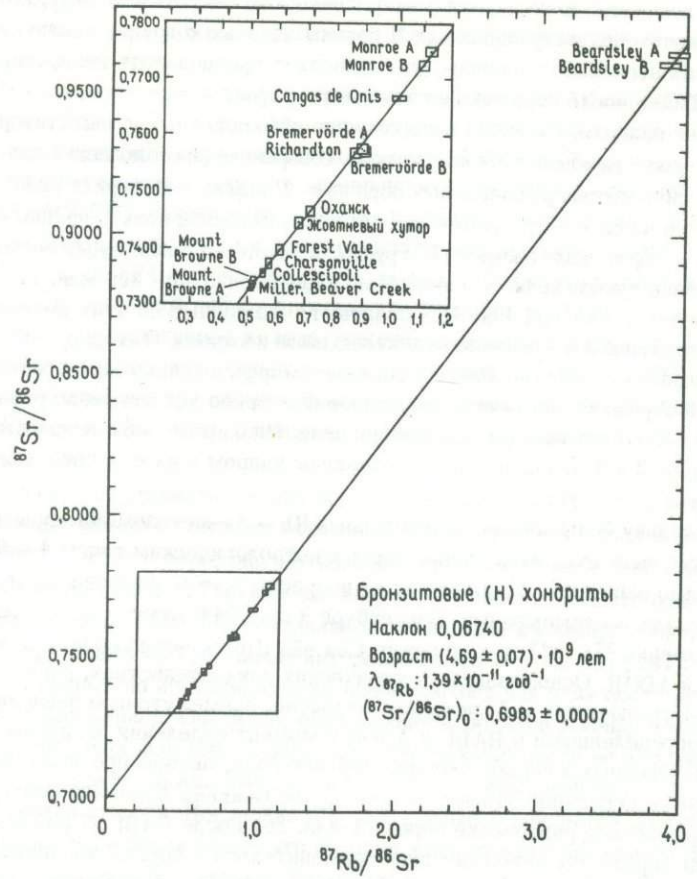


Рис. 6.5. Rb – Sr-изохрона валовых проб H хондритов ([315], с разрешения American Geophysical Union).

пы [182]. Отдельные компоненты хондрита Mezö-Madaras (L3) обнаруживают разброс около изохроны H группы, что свидетельствует о последующем изменении в Rb – Sr-системе [441]. Еще не ясно, могут ли возрастные различия среди компонентов неравновесных обыкновенных хондритов быть разрешимы Rb – Sr-методом и связаны ли небольшие, но систематические вариации с петрологическим типом обыкновенных и энстатитовых хондритов.

Минстер и др [443] повторно изучили рубидиево-стронциевые возрастные соотношения в энстатитовых хондритах и ахондритах. Валовые анализы

четырех хондритов и ахондрита Norton County определяют изохрону, которая неотличима от полученной для H группы. Данные о других энстатитовых ахондритах несколько рассеяны, что позволяет предполагать перераспределение рубидия после образования этих метеоритов.

Общее правило, согласно которому все обыкновенные и энстатитовые хондриты лежат на одной и той же изохроне, совершенно не соблюдается для сильно ударнометаморфизованных образцов. Гопалан и Везерилл [238] установили, что данные об ударнометаморфизованных хондритах L группы обнаруживают разброс около изохроны L группы; в некоторых таких хондритах зафиксировано приближение к изотопному равновесию 200 – 300 млн. лет назад. Минстер и Аллегр [439, 441] полагают, что данные об этих метеоритах и хондритах типов 3 и 4 оказываются обычно выше изохроны. Очевидно, низкие кажущиеся возрасты сильно ударнометаморфизованных метеоритов типов 5 и 6 отражают частичное или полное повторное установление равновесия в Rb – Sr-системе при ударном нагреве. Низкие Rb – Sr-возрасты хондритов типов 3 и 4, очевидно, не обусловлены ударом и их еще предстоит объяснить.

Поскольку большинство датированных Rb – Sr-методом обыкновенных и энстатитовых хондритов принадлежат к петрологическим типам 4 – 6, необходимо выяснить, отражают ли их возрасты время образования хондр, аккреции или метаморфизма. Вассербург и др. [644] отметили, что первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в хондрите Guareña (H6) значительно выше таковых в BABI и ADOR. Основываясь на химических доказательствах, согласно которым отношение в небуле имело, вероятно, промежуточное значение между определенными в BABI и ADOR в момент отделения родительских тел обыкновенных хондритов от небулярного газа, авторы предположили, что высокое первичное отношение в хондрите Guareña отражает повторное метаморфическое равновесие через 74 млн. лет после BABI. Грей и др. [241] расширили эту интерпретацию применительно к другим хондритам типов 4 – 6, для которых внутренние изохроны приводили к первичным отношениям, превышающим величины BABI, ADOR и ALL.

Весьма вероятно, что внутренние Rb – Sr-возрасты равновесных хондритов датируют термальный метаморфизм, так как минералы этих метеоритов, являющиеся главными носителями Rb и Sr (полевой шпат, фосфаты), подверглись радикальным физическим изменениям при метаморфизме. Действительно, трудно представить, чтобы превращение кварц-полевошпатового стекла (тип 3) через микрокристаллический плагиоклаз (типы 4 и 5) в грубозернистый плагиоклаз (типы 6 и 7) могло не затронуть Rb – Sr-систему.

Углистые хондриты. Многие углистые хондриты (CO, CV и некоторые CM) определяют ту же самую изохрону, что и не подвергшиеся ударному метаморфизму обыкновенные и энстатитовые хондриты, но далеко не все (CI и некоторые CM хондриты) [316]. Миттлфелд и Везерилл [445] повторно изучили пять несогласующихся CI и CM хондритов и пришли к выводу,

что испытанные ими преобразования произошли не более 3,6 млрд. лет назад и связаны, возможно, с миграцией летучих при удалении от кометного родительского тела.

В настоящее время только один углистый хондрит Allende (CV3) детально изучен Rb–Sr-методом. Его агрегаты и хондры имеют различные, но как правило, низкие первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$; одна хондра – ALL – имеет самое низкое отношение, измеренное в веществе Солнечной системы [241, 667, 593]. Для хондрита Allende не обнаружено внутренней изохроны, что свидетельствует о более позднем изотопном преобразовании.

Грей и др. [241] отметили, что если ALL отражает изотопный состав стронция в солнечной небуле в начале конденсации, а BABI – ее состав в момент, когда закисное железо становится довольно распространенным в конденсате, то различие между этими двумя значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ может быть использовано при расчете длительности процесса конденсации. Результат (около 8 млн. лет) близок к оценкам, полученным I–Xe-методом (разд. 6.5.3).

Оценить продолжительность образования хондр и агрегатов в метеорите Allende можно с помощью отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в хондрах и агрегатах и предполагаемого первичного отношения для расчета модельных возрастов этих компонентов. Если модельные возрасты значительны, это означает, что высокотемпературные составляющие в Allende сформировались или были преобразованы во временно́м интервале около 10 млн. лет [241]. Как мы увидим, данные по изотопии свинца предполагают для этих составляющих еще больший период. Очевидно, образование агрегатов и хондр в метеорите Allende сопровождало конденсацию или происходило после ее завершения, на что указывает также химический состав этих компонентов.

Краткие выводы. Последние Rb–Sr-данные о хондритах подтверждают сделанное ранее заключение, что история хондритового материала от конденсации до статического метаморфизма продолжалась не более 100 млн. лет и началась 4,55 ± 0,05 млрд. лет назад. Эти данные также показывают, что конденсация совершилась менее чем за 10 млн. лет и сопровождалась образованием агрегатов и хондр, установленных в CV хондритах.

Значение Rb–Sr-данных, полученных для обыкновенных и энстатитовых хондритов, менее ясно; систематического изучения связи возрастных вариаций с петрологическим типом пока не проведено, а детальная работа с веществом хондритов типа 3 только началась. Таким образом, хотя ясно, что Rb–Sr-возрасты хондритов типов 4 – 7 скорее всего датируют время метаморфизма, а не образования или аккреции хондр, имеющиеся данные не позволяют ответить на вопрос, происходили ли эти события в одно и то же время для хондритов различных петрологических типов.

Доказательства позднего низкотемпературного преобразования Rb–Sr-системы во многих углистых хондритах согласуются с петрографическими

характеристиками этих метеоритов [523, 429, 430] и увеличивают вероятность того, что последние были переработаны при низких температурах в кометоподобных родительских телах [445]. Медленная, низкотемпературная потеря ^{40}Ar в CM хондрите Murchison [165] также согласуется с подобной историей.

6.5.2. U – Th –Pb-метод. В принципе $^{235}U - {}^{207}Pb$-, $^{238}U - {}^{206}Pb$- и $^{232}Th - {}^{208}Pb$-системы обеспечивают определение трех различных возрастов для исследуемого образца или группы когенетичных образцов. На практике большинство исследователей вслед за Паттерсоном [491] использовали отношения радиогенных ^{207}Pb и ^{206}Pb к нерадиогенному ^{204}Pb для определения возраста метеоритов (*свинцово-свинцовый метод*) и диаграмму в координатах $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{235}U$ для определения и датировки времени последнего изотопного преобразования (*метод соответствия*). Хорошие примеры применения обоих методов даны в работах Тацумото и др. [593] и Чена и Тилтона [112].

Свинцово-свинцовый метод был первым методом, обеспечившим получение точной изохроны для метеоритов и Земли, но он связан с рядом проблем, которые делают его в последнее время менее популярным, нежели Pb –Sr-метод. Одна из этих проблем – контаминация современным свинцом, которую трудно избежать в современном "автомобильном" обществе и в связи с которой необходимы тщательные подготовка и анализ образцов. Вторая проблема связана с подвижностью свинца и урана, что делает U –Th –Pb-системы крайне чувствительными к более позднему изотопному нарушению. Третья обусловлена тем, что, в отличие от Rb –Sr-метода, свинцово-свинцовый метод не позволяет получить первичное отношение в случае серии анализируемых образцов. Первичное отношение $^{207}Pb/^{206}Pb$ обычно принимается равным таковому в троилите железного метеорита Canyon Diablo, что, по-видимому, справедливо для большинства, но, возможно, не для всех метеоритов [216, 593].

Эти проблемы и слабые, но явно систематические различия между возрастами, определенными в различных лабораториях (ср. например, работы [593 и 112]), делают рискованным сопоставление данных из различных литературных источников при попытке разрешить малые временные различия. Вопреки этим ограничениям, свинцово-свинцовые данные, полученные в последнее время, осветили несколько аспектов хондритовой истории и подняли интересные вопросы в других областях. Эти данные в обобщенном виде представлены в табл. 6.3 и кратко рассмотрены ниже.

Обыкновенные хондриты. Наиболее многочисленные данные об обыкновенных хондритах принадлежат Хею и Команду [287], установившим валовую изохрону для этих, углистых и энстатитовых хондритов и рассчитавших модельный возраст отдельных метеоритов. Из сравнения табл. 6.3 и 6.2 очевидно, что свинцово-свинцовый и Rb –Sr-возрасты обыкновенных хондритов очень близки.

Таблица 6.3. Свинцово-свинцовые возрасты хондритов, основанные на периодах полураспада, указанных в табл. 6.1

Хондриты	Возраст, млрд. лет	Литературный источник
Все классы (16), валовые пробы	4,505 ± 0,008	[287]
Все классы (6), валовые пробы	4,57	[598]
Обыкновенные (12), модельные возрасты		
Диапазон	4,45 — 4,576	[287]
Среднее	4,503	[287]
Обыкновенные (12), модельные возрасты		
Диапазон	4,519 — 4,574	[592]
Среднее	4,538	
St. Severin (LL6), внутренняя изохрона	4,53 ± 0,02	[392]
Orgueil (CI), валовая проба, модельный возраст	4,50	[593]
Murray (CM), валовая проба, модельный возраст	4,511 ± 0,042	[592]
Murchison (CM), валовая проба, модельный возраст	4,52	[598]
Allende (CV3)		
Валовая проба, модельный возраст	4,528 ± 0,040	[287]
Валовая проба, модельный возраст	4,52	[598]
Валовая проба, модельный возраст	4,496 ± 0,010	[592]
Хондры, агрегаты, внутренняя изохрона	4,553 ± 0,004	[593]
Все компоненты, внутренняя изохрона	4,565 ± 0,004	[112]
Хондры, агрегаты, модельный возраст		
Диапазон	4,535 — 4, 575	[593]
Среднее	4,560	[112]
Матрица (5 образцов), модельные возрасты, среднее	4,499	[593]
Матрица (6 образцов), модельные возрасты, среднее	4,505	[112]

Примечание. При определении модельного возраста предполагалось, что первичный свинец эквивалентен свинцу в троилите метеорита Canyon Diablo.

Широкие вариации модельных возрастов, установленные Хеем и Команом [287] и Тацумото и др. [592], – в первом случае 120 млн. лет – крайне интересны, ибо если исключить один метеорит из данных Хея и Комана, то оказывается, что обыкновенные хондриты типа 4 несколько старше хондритов типов 5 и 6. К сожалению, Хей и Коман проанализировали слишком мало образцов, чтобы говорить об этом факте со всей определенностью, и, поскольку многие проанализированные метеориты ударнометаморфизованы, не ясно, как величина модельных возрастов связана с более поздним повторным нагревом.

Судя по немногочисленным данным, свинцово-свинцовый возраст равновесных обыкновенных хондритов, как и их Pb – Sr-возраст, отражает метаморфизм. В одном случае, когда возраст был определен сразу обоими методами (St. Severin [392, 393]), результаты оказались в хорошем соответствии между собой. Крайне необходимы дополнительные исследования. Данные об энстатитовых хондритах еще более ограниченны, причем их так мало, что отсутствие их обсуждения здесь оправданно.

Углистые хондриты. Свинцово-свинцовые данные, полученные для углистых хондритов в последнее время, также немногочисленны, однако один из этих метеоритов – Allende (CV3) – явился объектом многих исследований. Компоненты этого метеорита показывают интересное возрастное распределение. Абсолютные возрасты, определенные Тацумото и др. [593] и Ченом и Тилтоном [112], несколько различаются, но обе группы исследователей отметили, что матрица Allende примерно на 60 млн. лет моложе хондр и агрегатов. Ее возраст ближе к возрасту метеорита Orgueil (CI). Тацумото и др. [593] высказали предположение, что эти различия отражают неправильный выбор величины первичного отношения изотопов свинца для матрицы Allende и Orgueil. Они предположили, что внутренняя изохрона для метеорита Allende датирует его аккрецию 4,553 млрд. лет назад. Возможно также, что низкий возраст матрицы связан каким-то образом с более поздним изотопным перераспределением в метеорите, которое установлено и свинцово-свинцовым, и Rb – Sr-методами.

Альтернативная интерпретация, согласно которой возрастное различие является реальным и оба метеорита (Allende и Orgueil) аккретировали достаточно поздно, по-видимому, не согласуется с данными, показывающими, что некоторые компоненты этих метеоритов образовались на очень ранних этапах истории Солнечной системы (разд. 6.5.3). Однако другие данные подтверждают эту интерпретацию. Макдугалл и Котари [389] отметили, что отдельные кристаллы оливина и пироксена в CM хондритах содержат большое количество треков заряженных частиц, что указывает на продолжительное их облучение до аккреции. Известны также данные, свидетельствующие о протекании распада ^{244}Pu до аккреции, из чего Макдугалл и Котари заключили, что CM хондриты не могли существовать как таковые более 4,45 млрд. лет назад. Если их наблюдения приложимы также к CI и CV хондритам, то поздняя аккреция этих метеоритов становится весьма вероятной.

Другой интересный аспект свинцовых данных об Allende – это большой интервал модельных возрастов отдельных хондр и агрегатов. Диапазон (60 млн. лет) шире установленного Rb –Sr-методом [241], и весьма вероятно, что эти высокотемпературные составляющие более или менее непрерывно изменялись до образования матрицы и (или) до аккреции. Очевидно, эволюция хондр не была мгновенным событием, а растянулась на 10 (Rb –Sr) – 60 лет (свинцово-свинцовый).

Краткие выводы. Один из многих парадоксов метеоритики состоит в том, что свинцово-свинцовый метод, который дал первое указание на большой возраст метеоритов и Земли, остается более ценным на бумаге, нежели в действительности. Данные о некоторых группах хондритов немногочисленны, и важные вопросы – изменяется ли свинцово-свинцовый возраст с изменением петрологического типа обыкновенных и энстатитовых хондритов и как ударный метаморфизм влияет на U – Th –Pb-системы – остаются невыясненными.

Судя по имеющимся данным, свинцово-свинцовые возрасты большинства обыкновенных хондритов отражают скорее метаморфизм, нежели образование хондр или аккрецию. Если принять, что наибольший модельный возраст агрегата Allende (4,562 млрд. лет [593, 112]) датирует начало конденсации, а средний модельный возраст обыкновенных хондритов – метаморфизм этих метеоритов, то получается, что метаморфизм происходил через 24 [287] – 59 млн. лет [593] после начала конденсации. Последнее значение основано на данных одной лаборатории, представляется более надежным и в общих чертах согласуется с Rb –Sr-датировками. И снова 100 млн. лет оказываются приемлемым верхним пределом продолжительности стадий 2 – 5 в истории обыкновенных хондритов.

Хотя свинцово-свинцовые данные, полученные для хондритов Allende и Orgueil, можно объяснить и иначе, они свидетельствуют о том, что образование и аккреция материала углистых хондритов были разделены между собой большим временным интервалом. Возможное объяснение этой задержки состоит в том, что материал аккретировал дважды: вначале он был объединен с водными и другими льдами в кометах или обогащенных льдом астероидах, а современную свою форму обрел позже, когда летучие компоненты диссипировали [445]. Поскольку вымершие кометы рассматриваются некоторыми исследователями в качестве источника метеоритов, эта гипотеза обсуждается в гл. 10.

6.5.3. Иодо-ксеноновый метод. Радиоизотопы, рассмотренные в разд. 6.5.1 и 6.5.2, имеют периоды полураспада, которые сопоставимы с возрастами хондритов. ^{129}I, напротив, имеет очень малый период полураспада (17 млн. лет). К счастью, как показал Рейнолдс [520], измеряемое количество этого ныне вымершего изотопа просуществовало достаточно долго после нуклеосинтеза, чтобы войти в состав метеоритов. Степень его

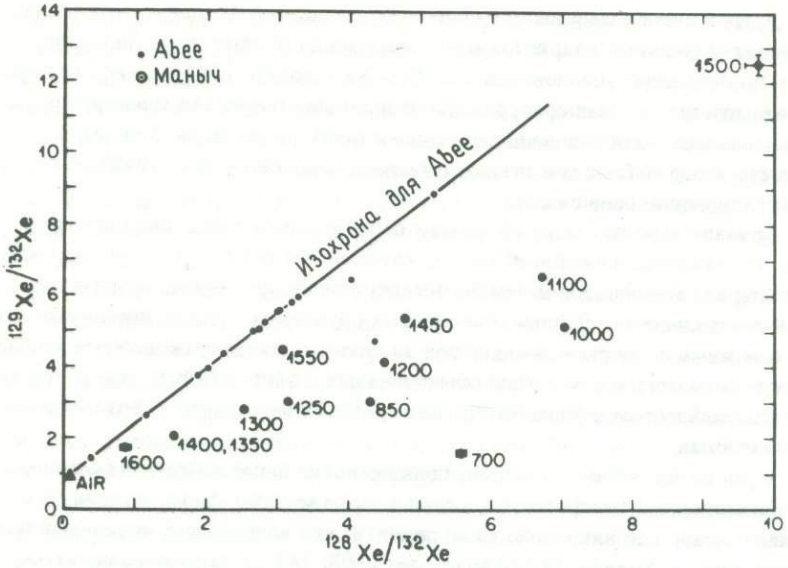


Рис. 6.6. Взаимосвязь изотопов ксенона в хондритах Abee (E4) и Маныч (LL3). Точки, соответствующие хондриту Abee (мелкие), лежат на хорошо определяемой изохроне, а точки, соответствующие хондриту Маныч (крупные, с температурой), не попадают на прямую, что указывает на неравновесность иода и ксенона после того, как этот метеорит был образован ([499], с разрешения Elsevier Scientific Publishing Company).

распада можно, следовательно, использовать для определения временных интервалов образования метеоритов.

Определение возраста I – Xe-методом в принципе достаточно просто. Для идентификации и анализа той части ^{129}Xe, которая является продуктом распада ^{129}I, образец облучается нейтронами для перехода стабильного ^{127}I в ^{128}Xe. Затем образец ступенчато отжигается, и выделяющийся в каждом температурном интервале газ анализируется на масс-спектрометре. Бо́льшая часть хондритов обнаруживает спектр выделяющихся газов, подобный установленному для хондрита Abee (E4) (рис. 6.6): отношения ^{129}Xe и ^{128}Xe к ^{132}Xe в высокотемпературных фракциях имеют линейную зависимость. Газы, выделившиеся при более низких температурах (обычно ниже 1100 °C) и, очевидно, функционально связанные с петрологическим типом [394] (разд. 5.4.1), занимают область ниже этой линии, указывая на дефицит ^{129}Xe относительно ^{128}Xe (т. е. ^{127}I). Наклон высокотемпературной линии характеризует отношение ^{129}I к ^{127}I, когда система становится закрытой относительно этих изотопов.

Подосек [497] детально рассмотрел возможности использования и интерпретации I – Xe-данных. Если известно отношение $^{129}I / ^{127}I$ при нуклеосинтезе, то можно использовать это первичное отношение, отношение, определенное для образца, и константу распада ^{129}I для расчета интервала образования. Этот расчет зависит от выбора нуклеосинтетической модели, и результаты его существенно различаются (например, от 60 до 200 млн. лет для хондрита Bjurböle [497]). Однако они попадают в пределы интервалов, определенных для хондритов другими способами (40 – 300 млн. лет [64]).

Поскольку нас больше интересуют временны́е различия, а не абсолютные интервалы образования, мы можем соотносить наши данные с отноше-

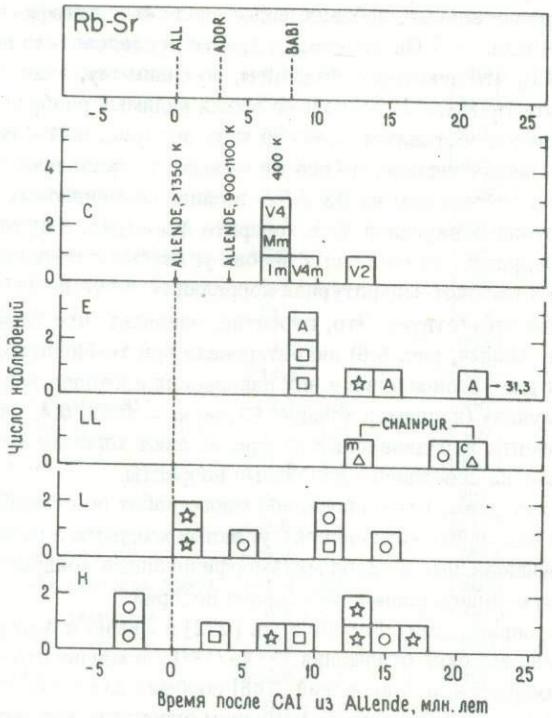


Рис. 6.7. I – Xe-возрасты хондритов относительно CAI из Allende [706]. Для сравнения показаны возрасты, определенные по первичным отношениям $^{87}Sr/^{86}Sr$; предполагается, что наименьший из них – для ALL – отмечает тот же временной интервал, что и высокотемпературная I – Xe-корреляция в CAI из Allende. Мнемонические символы обозначают петрологические типы обыкновенных и энстатитовых хондритов; A – ахондриты. Для углистых хондритов показаны группы, типы и минеральные фазы (магнетит = *m*). Данные для двух точек хондрита Chainpur (LL3) представляют матрицу (m) и хондры (c). Источники данных те же, что в табл. 6.4.

нием $^{129}Xe/^{128}Xe$ в хорошо изученном стандартном образце. В последних работах исследователи вслед за Подосеком [497] сопоставляют полученные данные с таковыми для хондрита Bjurböle (L4). По этому же принципу построена табл. 6.4. Рис. 6.7 представляет те же самые данные, пересчитанные для стандарта Allende при условии, что тугоплавкий материал в Allende отражает небулярное отношение $^{129}I/^{127}I$ в начале конденсации.

Видимый разброс I – Xe-возрастов хондритов имеет тенденцию увеличиваться по мере роста числа определений. Хоэнберг и др [285], нашли, что девять хондритов всех химических классов и нескольких петрологических типов определяют одну изохрону и, очевидно, сформировались в пределах 1 – 2 млн. лет относительно друг друга. Подосек [497] пересчитал предшествующие данные, добавил новые анализы и расширил наблюдаемый диапазон до ~14 млн. лет. Он отметил, а другие исследователи подтвердили [169, 312, 313], что некоторые хондриты, по-видимому, значительно старше стандарта Bjurböle. В настоящее время видимый разброс I – Xe-возрастов хондритов составляет около 25 млн. лет (рис. 6.7) – больше, чем предполагалось первоначально, но все же меньше по сравнению с временным диапазоном, основанным на Rb – Sr- и свинцово-свинцовых данных.

Спектр изотопных вариаций Xe в хондрите Abee (рис. 6.6) типичен для равновесных хондритов, но в валовых пробах углистых и обыкновенных хондритов типа 3 высокотемпературная корреляция ^{129}Xe и ^{127}I либо слабая, либо вообще отсутствует. Это, вероятно, означает, что такие метеориты (например, Маныч, рис. 6.6) аккретировали при температурах достаточно низких для установления в них равновесия изотопов иода [499]. В некоторых случаях (например хондрит Chainpur – табл. 6.4, рис. 6.7) отдельные компоненты неравновесных хондритов дают хорошие изохроны, которые указывают на совершенно различные возрасты.

Углистые хондриты. Было проведено много работ по определению состава ксенона в отдельных компонентах углистых хондритов в надежде, что эти неметаморфизованные и слабо метаморфизованные хондриты несут в себе достоверную запись ранней небулярной истории.

И надежды оправдались. Герцог и др. [272] и Льюис и Андерс [369] определили очень высокие отношения $^{129}Xe/^{127}I$ в магнетитовой фракции CI и CM хондритов, а Зайковский [706] сообщил даже о больших отношениях в обогащенных кальцием и алюминием агрегатах хондрита Allende. Если предположить, что эти отношения отражают небулярное отношение $^{129}I/^{127}I$ при высоких температурах конденсации (агрегат из метеорита Allende) и при ~400 K (магнетиты из CI и CM хондритов), то можно получить вторую оценку продолжительности конденсации. Как видно из рис. 6.7, результат сходен с Rb–Sr-данными [241]. Таким образом, два независимых доказательства показывают, что конденсация небулярного газа продолжалась 8 ± 2 млн. лет.

В других отношениях I – Xe-возрасты углистых хондритов не согласу-

Таблица 6.4. Иодо-ксеноновые возрасты хондритов и энстатитовых ахондритов относительно хондрита Bjurböle.

Тип	Метеорит	Δt_{Bj}, млн. лет	Литературный источник
CI	Orgueil (магнетит)	− 3,7 ± 0,2	[369]
CM2	Murchison (магнетит)	− 3,9	[369]
CV2	Renazzo	1,7 ± 3,8	[497]
CV3	Агрегаты Allende		
	высокотемпературные	− 10,5	[706]
	низкотемпературные	− 6,8	[706]
CV?4	Karoonda (валовая проба)	− 3,9 ± 0,3	[497]
	(магнетит)	− 2,1 ± 0,5	[369]
H4	Menow	− 7,8	[312]
	Beaver Creek	− 1,6	[313]
H5	Allegan (матрица)	− 3,9 ± 2,8	[497]
	(хондры)	− 2,3 ± 0,8	[497]
	Richardton	2,7 ± 6,1	[497]
	Pantar (темная часть)	2,6 ± 0,7	[497]
	(светлая часть)	7,0 ± 1,1	[497]
	Nadiabondi	− 13,3	[312]
H6	Ambapur Nagla	3,9	[313]
	Kernouvé	− 14,4	[313]
LL3	Chainpur (матрица)	3,1 ± 0,1	[497]
	(хондры)	10,5 ± 0,3	[497]
LL6	St. Severin	7,5 ± 0,8	[497]
L4	Bjurböle	0	[497]
L5	Ausson	− 9,6	[313]
	Arapahoe	− 9,9	[169]
L6	Bruderheim (валовая проба)	− 7,4 ± 4,7	[497]
	(хондры)	0,6 ± 0,5	[497]
	Peetz	5,3	[313]
E4	Индарх	− 0,8 ± 0,3	[497]
	Abee	− 0,7 ± 0,5	[497]
E5	St. Marks	3,1 ± 0,8	[497]
Ахондриты	Peña Blanca Spring	3,6 ± 0,3	[497]
	Shallowater	− 0,6 ± 0,1	[497]
	Bishopville	20,8 ± 9,5	[497]

Примечание. Отрицательный возраст означает, что образование метеорита предшествовало образованию хондрита Bjurböle.

ются с возрастами, определенными другими методами. Rb – Sr- и свинцово-свинцовые данные, рассмотренные в предыдущих разделах, позволяют предполагать, что, хотя некоторая часть вещества углистых хондритов сформировалась рано, аккретировало оно позже. С другой стороны, Льюис и Андерс [369] на основании I – Xe-данных для магнетита слабо метаморфизованного углистого хондрита Karoonda (CV?4) установили, что полная высокотемпературная история этого метеорита, включая метаморфизм, была завершена через 8,4 млн. лет после начала конденсации. Не ясно, как разрешить это противоречие, если не предположить, – и не от хорошей жизни – что магнетит из метеорита Karoonda датирует скорее время образования материала, который был захвачен метеоритом, но не метаморфизм.

Обыкновенные и энстатитовые хондриты. I – Xe-возрасты, полученные для обыкновенных и энстатитовых хондритов, поднимают тот же вопрос, который возник при рассмотрении Rb – Sr- и свинцово-свинцовых возрастов: какой процесс или процессы они зафиксировали? Поскольку ксенон и химически инертен, и сильно летуч, можно ожидать, что он будет также легко теряться при повторном нагреве, как гелий и аргон. Таким образом, в принципе I – Xe-часы должны датировать последний значительный нагрев в истории хондритов.

Однако предположения не подтвердились. Подосек [497] и Йордан и др. [313] отметили, что нет систематической связи между I – Xe-возрастом и петрологическим типом или ударной историей обыкновенных хондритов. Более того, I – Xe-возрасты этих метеоритов больше метаморфических возрастов, полученных по Rb – Sr- и U – Th – Pb-системам, и гораздо больше возрастов агломерации, полученных по K – Ar- и U – Th – He- системам.

Как отметили Грей и др. [241], временные шкалы, основанные на Rb – Sr- и I – Xe-данных, могут быть согласованы, если предположить вслед за Вудом [691], что первая из названных систем подверглась нарушению в результате термального метаморфизма, а вторая – не подверглась. Такое предположение кажется неприемлемым, но оно подтверждается экспериментально. Хоэнберг и Рейнолдс [286] проанализировали ксенон в двух образцах хондрита Abee (E4), одном – нормальном, а другом – после нагрева до 1200 °C. Хотя второй образец потерял большую часть ксенона при нагреве, оба образца определяли одну и ту же высокотемпературную изохрону. Еще одно доказательство меньшей подвижности инертных газов, чем это ожидалось, было представлено Герцогом и др. [272]. Полученные ими результаты очень важны, поскольку позволяют предполагать, что используя I – Xe-систему и, возможно, только ее из всех рассмотренных здесь систем, можно через призму метаморфизма оценить датировку ранних стадий хондритовой истории.

К сожалению, две проблемы делают I – Xe-метод менее применимым, чем можно было бы ожидать. Первая связана с неопределенностью события, датируемого I – Xe-возрастом, в истории равновесных хондритов. Поскольку валовые образцы неравновесных хондритов не дают изохрон, представля-

ется невероятным, чтобы изохроны для равновесных хондритов датировали образование хондр или аккрецию. Привлекает внимание возможность фиксации в них первого химического равновесия после аккреции, т. е. метаморфического перехода от петрологического типа 3 к типу 4. Такая возможность может быть проверена, если определить, локализован ли высокотемпературный ксенон в минералах (оливине и пироксенах), которые подверглись незначительным физическим и практически не подверглись химическим изменениям при метаморфизме, превышающим метаморфизм хондритов петрологического типа 4.

Вторая проблема более серьезна. I – Xe-данные, обобщенные на рис. 6.7, позволяют предполагать, что два хондрита H группы образовались раньше агрегатов метеорита Allende, а шесть H и L хондритов сформировались до окисления железа в небулярных конденсатах. Объяснение этих противоречивых данных было предложено Дроздом и Подосеком [169], но сейчас, видимо, невозможно предсказать, какой из метеоритов является аномальным, а какой нет. До решения этого вопроса остается не ясным, свидетельствует ли распределение возрастов на рис. 6.7 в пользу того, что энстатитовые хондриты образовались и (или) пришли в равновесие несколько позже, чем обыкновенные хондриты, или различие между этими классами является артефактом. К сожалению, на сегодняшний день I – Xe-метод дает больше обещаний, чем конкретных решений.

Один аспект рис. 6.7, несомненно, заслуживает упоминания – явное возрастное различие между хондрами и матрицей в хондрите Chainpur (LL3) [497]. Если возраст образцов Chainpur соответствует действительности, то это подтверждает заключение (разд. 4.6.2), что хондры, найденные в обыкновенных хондритах, образовались после завершения небулярной конденсации путем переплавления ранее существовавшего твердого материала. Малый возраст хондр Chainpur также согласуется с данными, свидетельствующими, что образование хондр, аккреция и метаморфизм не были последовательными процессами в истории обыкновенных хондритов, а широко перекрывались во времени.

6.5.4. Ранняя история хондритов: краткие выводы. Интенсивные работы по датированию ранних стадий эволюции хондритового вещества привели к нескольким фундаментальным заключениям. Нет сомнения в том, что история обыкновенных и энстатитовых хондритов от конденсации (стадия 2) до завершения статического метаморфизма (стадия 5) продолжалась не более 100 млн. лет, а возможно, и меньше. Такое сокращение высокотемпературной истории вводит сильные ограничения на источники тепла при метаморфизме (разд. 10.4.2). Мы также убеждены в правильности выводов Rb – Sr- и I–Xe-исследований, что конденсация небулярного газа продолжалась не более 10 млн. лет. До этого времени показания радиологических возрастов не являются однозначными, и необходимы поиски новой информации для полной картины ранней истории хондритов.

Образование хондр и аккреция. Данные по всем трем изотопным схемам (Rb – Sr; U – Th – Pb; I – Xe) подтверждают вывод, основанный на химии и минералогии (разд. 3.3.5), согласно которому хондры и агрегаты в углистых хондритах начали формироваться на ранних стадиях небулярной конденсации. Это позволяет предполагать, что химическое изменение подобных объектов продолжалось по крайней мере 10, а возможно, и 60 млн. лет.

Менее ясно, когда аккретировали углистые хондриты. В то время как свинцово-свинцовые данные указывают на возможность аккреции примерно через 60 млн. лет после начала конденсации, а трековые данные свидетельствуют, по-видимому, о даже более поздней аккреции, экстремально короткая I – Xe-история хондрита Karoonda позволяет предполагать, что компоненты этого метеорита сформировались, аккретировали и были метаморфизованы в пределах 8,4 млн. лет после начала конденсации [369]. Льюис и Андерс [369] предпочитают более длинную временну́ю шкалу для углистых хондритов. В пользу этого говорит тот факт, что родительское тело CV хондритов, очевидно, подверглось только слабому метаморфизму, хотя метеориты CV группы содержат значительные количества эффективного теплового источника – ^{26}Al (разд. 3.4.2). Если бы эти метеориты аккретировали в тела километрового размера или более крупные непосредственно после конденсации, они, вероятно, должны были претерпеть сильный метаморфизм или даже плавление. Более вероятно, что они аккретировали позднее, после значительного распада ^{26}Al, как это следует из свинцово-свинцовых и трековых данных. На основе иных рассуждений Рингвуд [528] также пришел к идее о поздней аккреции углистых хондритов.

Химические данные – особенно присутствие значительных количеств Fe^{2+} и FeS – позволяют предполагать, что хондры в обыкновенных хондритах сформировались во время или после троилитовой ступени в последовательности небулярной конденсации (табл. 3.5). Время начала аккреции этих метеоритов нельзя установить, исходя из радиологического возраста, и здесь необходимы иные источники информации. Если Лаример и Андерс [356] правы, что летучесть элемента в обыкновенных и энстатитовых хондритах определяла его концентрацию при температурах аккреции в небуле, то аккреция началась и закончилась в последние стадии конденсации. Если распределение летучих обусловлено метаморфическим и (или) ударным происхождением, то по их поведению ничего нельзя сказать о времени аккреции. По причинам, рассмотренным в разд. 4.4.3, автор отдает предпочтение последней интерпретации. Из I – Xe-данных для хондрита Chainpur (рис. 6.7) следует, что когда бы ни началась аккреция обыкновенных хондритов, она продолжалась по крайней мере 20 млн. лет после начала конденсации и вовлекла обломки метаморфизованного хондритового вещества, равно как и заново сформированные хондры.

Определения радиологического возраста энстатитовых хондритов немногочисленны, и имеющиеся данные не всегда согласуются. По данным Rb – Sr-

метода энстатитовые хондриты попадают на примитивную изохрону, определенную для хондритов H группы [443], что указывает на одновременность их формирования; I – Xe-данные (рис. 6.7) позволяет предполагать, что E хондриты несколько моложе H хондритов. Поскольку E3 хондриты не найдены (см. предисловия к русскому изданию), мы не можем использовать первичные составы хондр в этих группах для аргументации за или против связи между образованием хондр и конденсацией. Существующая неопределенность в знании ранней истории хондритов распространяется на все группы, в том числе и на энстатитовые хондриты.

Перспективы. Мы все еще далеки от понимания ранней эволюции хондритов. Возможность существования аномалий в одной или более изотопных системах, используемых ныне для датировки (разд. 3.4), увеличивает трудности в интерпретации истории хондритов, несмотря на исследования этих аномалий, обнаруженных новыми методами датировки (например, $^{107}Pd - ^{107}Ag$ [327]). Усилия в области координации изучения отдельных метеоритов более чем одним методом [393, 593] и возрастание понимания роли ударных эффектов позволяют надеяться, что следующее десятилетие исследований приведет к большему прогрессу в построении точной временной шкалы истории хондритов.

6.6. Химическое фракционирование: где, когда, как?

Нам остается рассмотреть различные типы химического фракционирования, наблюдаемого в хондритах, и найти их место в истории хондритового вещества.

Мы уже достаточно детально рассмотрели фракционирование сильно летучих элементов (разд. 4.4.3 и 5.5). Как было предложено Андерсом [12], вариации этих элементов в четырех группах углистых хондритов, видимо, отражают смешение в различных пропорциях обогащенной летучими (матрица) и обедненной ими (хондры, агрегаты) фракций. Автор книги разделяет точку зрения Вассона [648, 650], что систематическое уменьшение содержания этих элементов в обыкновенных хондритах при переходе от 4 к 7 типу отражает последовательный термальный метаморфизм. Одновременное уменьшение содержания как летучих, так и нелетучих элементов с разными геохимическими свойствами при переходе от E4 к E6 хондритам дает основание предполагать, что эти процессы сопровождались частичным плавлением в ходе эволюции энстатитовых хондритов (разд. 5.5). Таким образом, вопреки убедительным аргументам Ларимера и Андерса [356] и их соавторов, автор считает наблюдаемое распределение сильно летучих элементов в равновесных (типы 4 – 7) хондритах скорее вторичной и третичной, а не первичной характеристикой этих метеоритов.

Мы рассмотрели также те элементы (названные относительно летучими), которые менее распространены в обыкновенных хондритах по сравнению с

CI хондритами и лишь иногда обнаруживают незначительные вариации с изменением петрологического типа в обыкновенных хондритах. Значение этих элементов также спорно (разд. 4.4.3). Лаример и Андерс считают, что эти элементы имеют почти постоянное содержание в обыкновенных хондритах относительно CI и были удалены из хондр при их формировании. Проведенные исследования [654, 629] показали, что распространенность этих элементов систематически изменяется с летучестью, что связывалось с фракционированием газ – пыль в небуле. В отличие от сильно летучих элементов, где трудности в интерпретации значительны, эту неопределенность можно легко разрешить при дальнейшем изучении распространенности редких элементов в хондрах [244].

Другие химические вариации среди хондритов, особенно те, которые лежат в основе выделения трех классов и восьми групп (разд. 2.2), очевидно, возникли до или в ходе аккреции родительских тел хондритов. Эти первичные вариации, надежно установленные, но не вполне понятные, являются предметом рассмотрения данного раздела.

Поскольку ниже широко используется равновесная конденсационная последовательность [245], читателю следует с ней ознакомиться, прежде чем мы начнем рассмотрение (см. табл. 3.5). Первоначально примем, что эта последовательность правильно описывает конденсацию небулярного газа, а в дальнейшем рассмотрим доводы против нее.

6.6.1. Фракционирование тугоплавких элементов. Как мы видели в разд. 2.2, отношения Mg, Al, Ti и Ca к Si заметно уменьшаются от углистых хондритов к обыкновенным и далее к энстатитовым хондритам и в меньшей степени изменяются в пределах групп, входящих в состав этих классов (рис. 2.2). Подобный характер вариаций, которые охватывают ряд редких и рассеянных элементов (как литофильных, так и сидерофильных), указывает на первичное *фракционирование тугоплавких элементов* в хондритовом веществе [357, 457].

Лаример и Андерс [357] рассчитали баланс масс, с тем чтобы определить, какой материал должен был удаляться из CI хондритов для образования наблюдаемых в обыкновенных и энстатитовых хондритах отношений элементов. Результаты (табл. 6.5), представленные в форме нормативных минералов, показывают, что выносимый материал состоял преимущественно из форстерита с незначительной примесью мелилита, перовскита и шпинели. Эти минералы входят в состав первых конденсатов газа солнечного состава (табл. 3.5) и встречены также среди наиболее распространенных минералов в обогащенных кальцием и алюминием агрегатах CO и CV хондритов.

Представляется очевидным, что фракционирование тугоплавких элементов в хондритах обусловило вынос высокотемпературных небулярных конденсатов. Преобладание форстерита в выносимом материале и постоянство отношения Ca/Al во всех хондритах [5] показывают, что вынос

Таблица 6.5. Состав небулярного конденсата (без кислорода), который должен быть добавлен к E4 и обыкновенным хондритам, чтобы получить отношения литофильных элементов, наблюдаемые в CI метеоритах [357]

Атомные проценты	E4	Обыкновенные хондриты
Si	30,9	33,0
Mg	58,8	52,7
Ca	4,5	6,6
Al	5,6	7,5
Ti	0,2	0,2

Примечание. Такой материал необходим в обоих случаях, однако в случае E4 хондритов его требуется почти в два раза больше.

имел место во время форстеритовой ступени конденсации, следующей за полной конденсацией Ca и Al (табл. 3.5).

Менее ясно, как тугоплавкие элементы были вынесены. Лаример и Андерс [357] предположили, что ранние тугоплавкие конденсаты осаждались по направлению к центральной плоскости газового облака и были либо захоронены в глубинных частях хондритовых родительских тел, либо вынесены за пределы Солнечной системы. Эти авторы пришли к выводу, что гравитационное разделение было наиболее эффективно в области образования энстатитовых хондритов и менее эффективно в той части облака, где формировались углистые хондриты, возможно из-за того, что первый класс образовался ближе к Солнцу, а последний – дальше от него.

Несколько аспектов этой интерпретации спорны. Один из них – аппеляция к скоростям удаления конденсата, которая не может быть проверена. Уязвимость этого утверждения связана с тем, что удаление ранних конденсатов было резким; модель была бы более приемлемой, если бы были данные, показывающие, что содержание тугоплавких элементов уменьшается от энстатитовых и обыкновенных хондритов, которые аккретировали первыми (петрологические типы 6 и 7), к тем, которые аккретировали последними (тип 3). Такие данные отсутствуют.

Широко распространенное мнение, что энстатитовые, обыкновенные и углистые хондриты формировались на все более увеличивающихся расстояниях от Солнца [651, 659], также достаточно умозрительно. Оно согласу-

ется со слабым различием температур аккреции, установленных для этих метеоритов по содержанию в них сильно летучих элементов [356, 355], но применимость этих температур сомнительна [149, 56]. Даже если они применимы, не ясно, связаны ли температурные различия, наблюдаемые среди групп, с различным местом или же с различным временем аккреции.

Изучение спектров отражения современных астероидов указывает на различное гелиоцентрическое распределение трех классов хондритов. Астероиды, поверхность которых сложена материалом, близким к углистым хондритам, лежат дальше от Солнца по сравнению с астероидами, чьи спектры близки спектрам равновесных хондритов или дифференцированных метеоритов. Однако астероиды, поверхность которых, вероятнее всего, обогащена энстатитом, концентрируются в областях распространения углистых хондритов [109] (табл. 10.2 и 10.3). Очевидно, места образования родительских тел хондритов являются слишком неопределенными для того, чтобы быть основой при построении моделей эволюции хондритов, хотя относительно этого заключения имеется целый ряд оговорок.

По этим причинам и поскольку существует четкая корреляция между содержанием тугоплавких элементов и хондр в углистых хондритах, автор предпочитает альтернативное объяснение, согласно которому тугоплавкий материал, не вошедший в обыкновенные и энстатитовые хондриты, не был потерян, а сконцентрировался в CM, CO и CV хондритах [648]. Вассон предположил, что неиспаренный тугоплавкий материал оставался в области генерации углистых хондритов по мере сжатия небулы, в результате чего газ, который конденсировался по направлению к Солнцу от этой области, был обеднен тугоплавкими элементами. Приемлемый вариант фракционирования пыль – газ рисует картину конденсации, начавшейся в холодной внешней части небулы и постепенно проникавшей вовнутрь. Если ранние конденсаты оставались в местах, где они были сформированы, то газ продолжал перемешиваться в облаке, в результате чего концентрация тугоплавких элементов во внешних частях облака должна была бы возрастать.

Очевидно, что модели сепарации газ – пыль ставят так же много вопросов, как и модель, предложенная Ларимером и Андерсом [357]. Почему, например, сепарация началась только после шпинелевой ступени в конденсационной последовательности? Возможно, образование больших частиц – хондр и агрегатов – являлось необходимым условием механической сепарации газ – твердое вещество, и образование хондр в свою очередь требовало высокой пространственной плотности твердых частиц. Такая интерпретация способна объяснить наблюдаемую в углистых хондритах взаимосвязь между содержанием тугоплавких элементов, хондр и агрегатов.

Фракционирование газ – пыль не объясняет CI хондритов. Обеднены ли они тугоплавкими элементами, или они являются недифференцированным небулярным материалом, как это обычно постулируется? Если они не были фракционированы, то образовались ли они ближе к Солнцу по отношению к области генерации CO и CV хондритов, или же сформировались на

еще большем расстоянии от Солнца? Автор предпочитает последнюю интерпретацию. Возможно, CI хондриты образовались в разряженной наиболее внешней части небулы, где пространственная плотность частиц никогда не была достаточной для образования хондр и агрегатов.

Ясно, что механизм фракционирования тугоплавких элементов остается плохо понятным. Мы оставим пока этот предмет в стороне и вернемся к нему в конце настоящего раздела, после обсуждения фракционирования металл – силикат и фракционирования кислорода, зафиксированных в хондритах.

6.6.2. Фракционирование металл – силикат и фракционирование кислорода. Восемь групп хондритов различаются между собой также по содержанию железа и других сидерофильных элементов и по соотношению различных окисных состояний железа. Первые из указанных вариаций характеризуют первичное фракционирование *сидерофильных элементов* [648], или фракционирование *металл – силикат* [357]; последнее, возможно, связано с *фракционированием кислорода*. Отмечались также менее значимые внутригрупповые вариации того же типа [648, 152], но они плохо определимы и здесь не обсуждаются.

Многие авторы [12, 703, 357, 648, 650] рассматривали фракционирование металл – силикат в хондритах. Представленные ниже данные мы рассматриваем с позиций Ларимера и Андерса [357].

Эволюционные тренды. Лаример и Андерс использовали диаграмму Ni /Mg– Fe/Mg для поиска эволюционных трендов среди групп хондритов и для определения окислительно-восстановительных условий, при которых имело место фракционирование металл – силикат. На рис. 6.8 использован их подход, с несколько иными химическими данными.

В случае, если две или более групп хондритов попадают на одну прямую на диаграмме Fe/Mg – Ni /Mg, то наклон этой линии отражает отношение Ni /Fe в металле, а ее пересечение с осью абсцисс – отношение Fe/Mg в неметаллических фазах. Если фракционирование металл – силикат предшествовало конденсации серы, то пересечение отражает отношение Fe/Mg в силикатах и дает оценку окислительно-восстановительных условий при фракционировании. Лаример и Андерс [357] считают именно так, и мы принимаем эту точку зрения при последующем обсуждении.

Лаример и Андерс показали, что линии, построенные методом наименьших квадратов в координатах Fe/Mg – Ni /Mg для групп углистых и обыкновенных хондритов, очень близки (рис. 6.8, *а*), и это показывает, что отмеченные классы испытали однократное фракционирование металл – силикат при слабо окислительных условиях ($Fe^{2+}/Mg^{2+} \sim 0{,}2$ в силикатах). Энстатитовые хондриты группируются около линии с меньшим наклоном, что означает фракционирование металл – силикат этих метеоритов в заметно более восстановительных условиях.

Поскольку данные о Fe и Ni нормированы по одному элементу – Mg, который сам был фракционирован, на рис. 6.8, *а* преувеличена степень

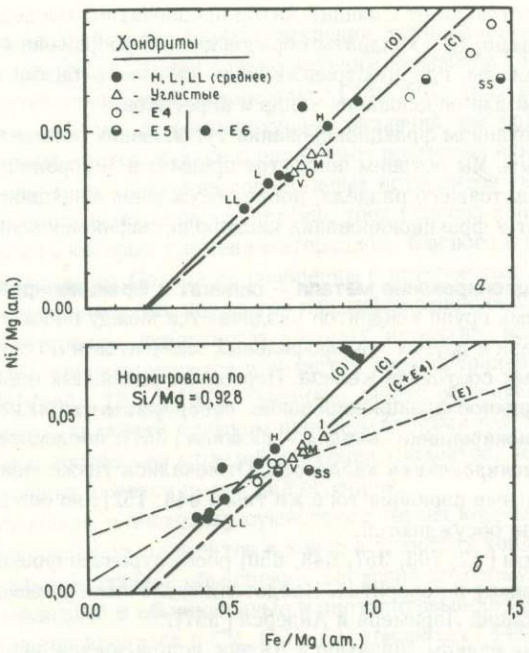


Рис. 6.8. Соотношение общего железа, никеля и магния в хондритах [357]. Для E хондритов нанесены индивидуальные анализы, для всех других групп — средние. Хондрит Saint Sauveur (E5), анализ которого вызывает сомнение, обозначен (SS). *а*. Немодифицированные аналитические данные. Линии через обыкновенные (o — сплошная линия) и углистые (c — пунктир) хондриты проведены методом наименьших квадратов. *б*. Те же анализы, что в (*а*), но нормированные по Si/Mg-отношению в CI хондритах. Методом наименьших квадратов проведены линии для: 1) обыкновенных хондритов (O — сплошная линия); 2) углистых хондритов (C — двойной пунктир); 3) углистых и E4 хондритов (пунктир с точкой); 4) E хондритов (E — пунктир).

металл-силикатного фракционирования. Для устранения этого искажения Лаример и Андерс добавили достаточное количество Mg_2SiO_4 к составам энстатитовых и обыкновенных хондритов для получения отношений Si/Mg, равных отношениям, наблюдаемым в углистых хондритах. Та же процедура была использована при подготовке рис. 6.8, *б*, но данные для всех других групп хондритов были нормированы по отношению Si/Mg в CI хондритах. Эти незначительные различия в процедуре практически не влияют ни на сам рис. 6.8, ни на выводы из него.

Нормирование упорядочивает данные, и CI хондриты попадают в точку с наивысшими отношениями Fe/Mg и Ni/Mg. Как установили Лаример и Андерс [357], если другие хондриты образовались из материала CI состава

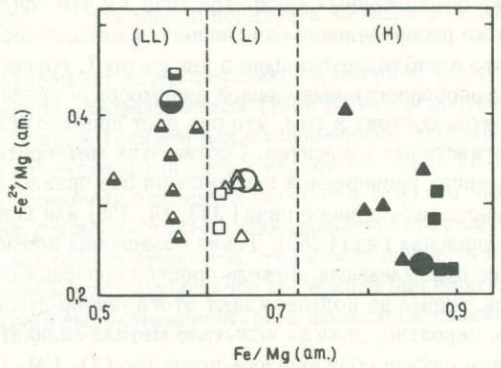


Рис. 6.9. Соотношение общего железа, Fe^{2+} и Mg в обыкновенных хондритах, по данным Ярошевича. Средние значения для групп обозначены большими кружками. Анализы хондритов типов 3 и 4 нанесены раздельно.

в результате фракционирования металл – силикат, то этот процесс неизменно сопровождался потерей металла.

Хотя из рис. 6.8 видно, что обыкновенные и углистые хондриты следуют одному эволюционному тренду, а энстатитовые хондриты – другому, этот вывод опирается на слишком ограниченные данные об углистых хондритах. Средние составы CI , CO и CV метеоритов на рис. 6.8 основаны на 4, 4 и 7 анализах соответственно, а более многочисленные данные о CM хондритах (10 анализов) почти полностью перекрывают диапазон отношений Fe/Mg и Ni/Mg, наблюдаемых в других группах углистых хондритов. Как отметили Лаример и Андерс [357], окислительно-восстановительные условия, при которых эволюционировали углистые хондриты, определены еще недостаточно.

Поскольку это так, можно рассмотреть другие интерпретации рис. 6.8. Одна из них вытекает из явного расположения на одной прямой точек углистых, E4 и L хондритов (рис. 6.8, *б*). Если только E4 хондриты имеют состав энстатитового хондритового вещества при его аккреции, как это предполагалось в гл. 5, то расположение на одной прямой увеличивает вероятность того, что три класса хондритов – углистые, обыкновенные и энстатитовые – возникли в результате фракционирования металл – силикат в восстановительных условиях и что три группы обыкновенных хондритов разделились позже, при более окислительных условиях.

Из вышесказанного следует, что другие группы обыкновенных хондритов образовались из вещества, сходного с веществом хондритов L группы. Имеются данные, подкрепляющие такую точку зрения. Додд [149] отметил, что H3 хондриты являются более окисленными, нежели хондриты H4 – H6, а Хейс [280] сообщил о противоположной тенденции для LL группы. Эти тренды (рис. 6.9) показывают, что отношения Fe^{2+}/Mg для этих трех групп

сходятся в точке обыкновенных хондритов типа 3 и что хондриты всех трех групп имели то же распределение окисленного и металлического железа при аккреции, что и наблюдаемое ныне в хондритах L группы.

Интересная особенность выведенной взаимосвязи среди С, Е и обыкновенных хондритов состоит в том, что она дает простое объяснение происхождения энстатитовых хондритов. Состав этих метеоритов трудно объяснить в терминах равновесной конденсации без привлечения химически фракционированного небулярного газа [353, 28, 358] или конденсации при очень высоком давлении газа [268]. Такие объяснения возможны, но автор считает их менее приемлемыми, нежели простое превращение металла. Хотя имеющиеся данные не подтверждают этого, автор думает, что хондритовое вещество, вероятно, дважды испытало металл-силикатное фракционирование. В первом случае образовалось вещество CO, CM, CV,E4 и L хондритов из вещества CI . Во втором случае фракционирование привело к формированию H и LL групп из вещества L группы.

Температура. Температура, при которой произошло разделение металла и силикатов, накладывает ограничения на процесс фракционирования. Магнитная сепарация, которую Харрис и Тозер [258] привлекли для объяснения плотностных различий между планетами, возможна при температурах ниже точки Кюри для металла (около 900 – 940 К для металла хондритов [357]). Для объяснения фракционирования металл – силикат при более высоких температурах следует найти иной механизм.

До недавнего времени попытки установить температуру, при которой происходила сепарация металла и силикатов, были основаны главным образом на данных, полученных для обыкновенных хондритов, и, следовательно, отражают второй процесс фракционирования, предложенный здесь. Лаример и Андерс [357] пришли к выводу, что отсутствие корреляции между содержанием железа и серы в обыкновенных хондритах свидетельствует о том, что фракционирование металл – силикат имело место до троилитовой ступени конденсационной последовательности (680 К – табл. 3.5). По-видимому, постоянное содержание германия в обыкновенных хондритах дает основание предполагать максимальную температуру сепарации 1050 ± 50 К, а присутствие значительного количества двухвалентного железа в этих метеоритах согласуется с разделением при промежуточной температуре между этими экстремальными точками [245]. На основании этого Лаример и Андерс пришли к выводу, что фракционирование металл – силикат в обыкновенных и углистых хондритах имело место ниже точки Кюри и было, вероятно, обусловлено различной магнитной восприимчивостью металлических и силикатных частиц.

На основании данных о распространенности редких элементов в обыкновенных хондритах Вассон [648] высказал несколько иное заключение. Отметив, что тугоплавкий сидерофильный элемент – иридий – более распространен в хондритах группы H, чем в хондритах L группы,и что для золота наблюдается противоположная тенденция, он предположил, что фрак-

ционирование имело место при температуре около 1300 К и явилось следствием кинетических различий в поведении металла и силикатов при конденсации [60].

Автор предпочитает интерпретацию Ларимера и Андерса [357], поскольку температура фракционирования (1300 К) не согласуется со степенью окисления, показанной трендом для обыкновенных хондритов (рис. 6.8). Приемлемая альтернатива для предложенной Вассоном [648] интерпретации данных о рассеянных элементах состоит в том, что обогащение иридием Н хондритов связано со слабым обогащением литофильными тугоплавкими элементами таких метеоритов. Это может означать скорее привнос небольшого количества тугоплавкого материала при образовании Н хондритов, чем необычно высокотемпературное фракционирование металл – силикат.

Механизм фракционирования обыкновенных хондритов не установлен. Одним из таких механизмов может быть магнитная сепарация. Другим является аэродинамическая сортировка при аккреции, которую предложил автор [151] на основании расчетов Уиппла [669]. Имеются данные, показывающие, что хондриты типа 3 каждой группы обеднены общим железом относительно типов 4 – 6, что, по-видимому, согласуется с таким механизмом [152], однако попытки подтвердить такое поведение железа пока скорее ослабили эту точку зрения, чем подкрепили ее (рис. 4.3). Отсутствие подобных вариаций в содержании железа не снимает возможности сегрегации металлов и силикатов, но делает этот процесс менее привлекательным. В настоящее время магнитная сепарация является единственным серьезным кандидатом в очень узкой области.

С возможностью двукратного металл-силикатного фракционирования хондритового вещества возникает вопрос, было ли связано ранее фракционирование с фракционированием тугоплавких элементов. Это трудный вопрос, но поскольку конденсация металла должна была начаться до форстерита при давлениях в небуле, превышающих 10^{-5} атм [245], совершенно ясно, что металл существовал, когда удалялись тугоплавкие элементы. Тот факт, что состав металла, показанный линией С – Е4 – L на рис. 3.8, *б* (4,6 ат. % Ni), очень близок к солнечному (4,9 ат.% Ni), позволяет предполагать, что вынос металла имел место в то время, когда основная часть (или все) Fe и Ni сконденсировалась, поскольку первый металлический конденсат должен был быть значительно богаче никелем [245].

Идея, что первое фракционирование металл – силикат и фракционирование тугоплавких элементов происходили совместно, привлекает своей простотой, но она имеет очевидные недостатки. В плане содержаний тугоплавких элементов хондриты располагаются в порядке С > О > Е4, в плане отношений металл/силикат – в порядке С > Е4 > О. Если тугоплавкие элементы и металл удалялись совместно, что трудно объяснить, почему они не обнаруживают параллельного уменьшения содержания.

Распределение в хондритах компонента, обогащенного ^{16}O, усложняет наблюдаемую картину: хотя этот компонент связан с тугоплавкими агрегатами в Allende, он более распространен в энстатитовых хондритах и ахондритах, чем в более богатых тугоплавкими элементами обыкновенных хондритах [131]. По этим причинам не совсем ясно, было ли связано первое фракционирование металл – силикат с фракционированием тугоплавких элементов.

Фракционирование кислорода. Соотношение содержаний и составов металла и силикатов, выраженное правилами Прайора (разд. 2.1), позволяет предполагать, что фракционирование металл – силикат и фракционирование кислорода в хондритах связаны между собой, но оно не раскрывает природы этой взаимосвязи. Вассон [648] отметил, что характер вариаций редких сидерофильных элементов в обыкновенных хондритах отражает слабую тенденцию H, L и LL хондритов, образовывать непрерывный ряд по окисленности и содержанию металлических составляющих, и это указывает на совместное фракционирование металл – силикат и кислорода.

Расположение точек H, L и LL хондритов на одной линии (рис. 6.8) наводит на мысль, что эти метеориты сформировались при обычном состоянии окисления и достигли наблюдаемого ныне состояния позже. Такой же вывод следует из того факта, что хондриты типа 3 всех трех групп, по-видимому, конвергентны относительно Fe^{2+}/Mg^{2+} в L группе (рис. 6.9). По мнению автора, фракционирование металл – силикат и фракционирование кислорода в обыкновенных хондритах происходили независимо, и последнее было следствием метаморфизма.

Мы не можем распространить это заключение на энстатитовые хондриты. Хотя E4 метеориты содержат больше окисного железа, чем метеориты типов E5 и E6, отсутствие E3 хондритов не позволяет определить, до какой степени были окислены (или восстановлены) энстатитовые хондриты при формировании в процессе аккреции. По этой и другим причинам появление большого E3 хондрита является пределом желаний для тех, кто наблюдает небо и надеется на неожиданные падения, подобные Allende.

6.7. Время и процессы: выводы

По-видимому, ясно, что основные химические различия среди трех классов и восьми групп хондритов возникли при и вследствие конденсации солнечной небулы. Поскольку этот эпизод в истории хондритов был очень кратким (8 ± 2 млн. лет), разделение классов и групп имело место на ранней стадии эволюции хондритов.

По-видимому, три класса хондритов – углистые, обыкновенные и энстатитовые – выделились первыми в процессе фракционирования тугоплавких элементов и металла при восстановительных условиях и при температурах между форстеритовой и энстатитовой ступенями небулярной конденсационной последовательности (около 1450 – 1350 K [245], табл. 3.5).

Эти процессы фракционирования, были ли они независимы или взаимосвязаны, наиболее приемлемым образом объясняются сепарацией газ – пыль, предложенной Вассоном [648]. Возможно, этот процесс зависел или ему способствовало раннее образование хондр и агрегатов в области формирования CV и CO хондритов.

При более низких температурах в небуле (1000 – 700 K) вещество обыкновенных хондритов состава L группы подверглось повторному фракционированию с образованием трех групп с различными отношениями металл/силикат. Это фракционирование имело место при более окислительных условиях и было связано с магнитными или аэродинамическими различиями между металлом и силикатными зернами.

Другие различия среди хондритов имеют, по мнению автора, вторичное (метаморфическое) происхождение. К ним относятся различное распределение железа между металлом и силикатами в равновесных H, L и LL хондритах и систематические вариации сильно летучих элементов в зависимости от петрологического типа хондритов. Для вариаций летучих и нелетучих элементов всех геохимических типов в энстатитовых хондритах необходимы, по-видимому, частичное плавление равно как и метаморфизм при эволюции этих метеоритов. Временна́я шкала вторичных характеристик хондритов определена плохо, но Rb – Sr-возрасты, по-видимому, дают верхний предел (100 млн. лет) для последовательности процессов от конденсации до завершения статического метаморфизма. Некоторое перераспределение сильно летучих элементов в результате ударного плавления, вероятно, имело место на поздних этапах истории родительских тел метеоритов.

Читатель, который внимательно прочел эту главу, осознает размах различных точек зрения между почти равновероятными (или неравновероятными) альтернативами, которые затронуты в настоящем разделе. Мы знаем сейчас о хондритах намного больше, чем 10 лет назад, а результат наших знаний – еще более неопределенный, чем ранее. Время легких, обзорных моделей эволюции хондритов проходит, но еще не прошло.

Рекомендуемая литература

Возрасты: общий, экспозиционный, земной

Anders E. 1964. Origin, age and composition of meteorites, Space Sci. Rev. **3**, 583 – 714.

Bogard D.D. 1971. Noble gases in meteorites. EOS, Trans. Am. Geophys. Union **52**, IUGG, 429 – 435.

Burnett D.S. 1971. Formation times of meteorites and lunar samples. EOS, Trans. Am. Geophys. Union **52**, IUGG, 435 – 440.

Wasson J.T. 1974. Meteorites: Classification and Properties. New York: Springer-Verlag, 316 pp.

Возрасты газоудержания

Bogard D.D., Husain L., Wright R.J. 1976. ^{40}Ar dating of collisional events in chondrite parent bodies. J. Geophys. Res. **81**, 5664 – 5678.

Turner G., Enright M.C., Cadogan P.H. 1978. The early history of chondrite parent bodies inferred from $^{40}Ar - ^{39}Ar$ ages. In: Proc. Ninth Lunar and planet. Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl. 9, Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 989 – 1025.

Возрасты формирования и метаморфизма

Chen J.H., Tilton G.R. 1976. Isotopic lead investigations on the Allende carbonaceous chondrite. Geochim. Cosmochim. Acta **40**, 635 – 643.

Drozd R.J., Podosek F.A. 1976. Primordial ^{129}Xe in meteorites. Earth Planet. Sci. Lett. **31**, 15 – 30.

Gray C.M., Papanastassiou D.S., Wasserburg G.J. 1973. The identification of early condensates from the solar nebula. Icarus **20**, 213 – 239.

Huey J.M., Kohman T.P. 1973. $^{207}Pb - ^{206}Pb$ isochron and age of chondrites. J. Geophys. Res. **78**, 3227 – 3244.

Papanastassiou D.A., Wasserburg G.J. 1969. Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects. Earth Planet. Sci. Lett. **5**, 361 – 376.

Podosek F.A. 1970. Dating of meteorites by the high-temperature release of iodine-correlated ^{129}Xe. Geochim. Cosmochim. Acta 34, 341 – 365.

Tatsumoto M., Unruh D.M., Desborough G.A. 1976. U – Th – Pb and Rb – Sr systematics of Allende and U – Th – Pb systematics of Orgueil. Geochim. Cosmochim. Acta **40**, 617 – 634.

Химическое фракционирование

Anders E. 1964. Origin, age and composition of meteorites. Space Sci. Rev. **3**, 583 – 714.

Grossman L., Larimer J.W. 1974. Early chemical history of the solar system. Rev. Geophys. Space Phys. **12**, 71 – 101.

Larimer J.W., Anders E. 1970. Chemical fractionations, in meteorites – III. Major element fractionations in chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta **34**, 367 – 387.

Wasson J.T. 1972. Formation of ordinary chondrites. Rev. Geophys. Space Phys. **10**, 711 – 759.

7. Дифференцированные метеориты: железные метеориты, палласиты и связанные с ними метеориты

Дифференцированные метеориты — ахондриты, железокаменные и железные метеориты — более редки среди падений, чем хондриты, и представляют значительный интерес, поскольку проливают свет на структуру и химическую дифференциацию родительских тел метеоритов.

Железные метеориты, ранее считавшиеся частью разрушенного ядра единого родительского тела размером с Луну или более, представляют, как теперь известно, множество химических групп. Одни группы показывают химические тренды и имеют историю остывания, которые свидетельствуют в пользу кристаллизации в ядрах родительских тел астероидальных размеров. Другие, по-видимому, представляют собой образцы скоплений металла, рассеянного в таких телах, и некоторые несут доказательства неполного разделения металла и силикатов. Надежные радиологические возрасты, имеющиеся сейчас лишь для нескольких железных метеоритов, содержащих силикатные включения, позволяют предполагать, что метеориты одних групп образовались во время конденсации допланетного облака или непосредственно после нее, тогда как другие формировались во время более поздней дифференциации их родительских тел.

Большинство оливиновых железокаменных метеоритов (палласитов), по-видимому, минералогически и химически связаны с железными метеоритами группы IIIAB. Другие петрогенетические ассоциации, такие, как ассоциация железных метеоритов группы IAB и форстеритовых хондритов, железных метеоритов группы IIE и хондритов H группы, можно предположительно выделить по сходству изотопного состава кислорода, но в настоящее время они установлены недостаточно хорошо.

7.1. Классификация дифференцированных метеоритов

Дифференцированные метеориты более редки среди падений, чем хондриты (табл. 1.1), и с ними связаны совершенно другие вопросы. В то время как в хондритах записана история эволюции вещества допланетного облака в период до и во время его аккумуляции с образованием родительских тел, дифференцированные метеориты показывают внутреннюю структуру и историю эволюции этих тел и могут дать информацию о процессах, протекавших при химической дифференциации планет.

Во всех дифференцированных метеоритах отсутствует характерная для хондритов структура, и все они имеют явно несолнечный химический состав. Кроме этого, они крайне различны, и среди них встречаются интрузивные и эффузивные магматические породы, твердые остатки частичного плавления и более или менее метаморфизованные поверхностные брекчии. Диффе-

ренцированные метеориты традиционно разделяются на три класса (ахондритовые каменные метеориты, железокаменные и железные метеориты) по содержанию металла и на группы внутри этих классов на основании минерального и(или) химического состава (табл. 7.1).

Это удобная классификация, но ей присущи недостатки, заключающиеся в том, что разделяются группы метеоритов, которые почти наверняка генетически связаны между собой (например, энстатитовые хондриты и ахондри-

Таблица 7.1. Классификация дифференцированных метеоритов ([402, 409], с изменениями)

Класс	Группа	Падения	Находки	Глава
Ахондриты				
Бедные Ca	Энстатитовые (обриты)	8	2	5
(⩽ 3% CaO)	Гиперстеновые (диогениты)	9	1	8
	Оливиновые (шассиньиты)	1	1	9
	Оливин-пижонитовые (уреилиты)	3	8	9
Богатые Ca	Авгитовые (ангриты)	1	0	9
(⩾ 5% CaO)	Диопсид-оливиновые (наклиты)	1	2	9
	Пироксен-плагиоклазовые ("базальтоидные")			
	Эвкриты	20	5	8
	Говардиты	18	2	8
	Шерготтиты	2	1	9
Железокаменные	Оливиновые (палласиты)	2	39	7
	Бронзит-тридимитовые (сидерофиры)	0	1	9
	Бронзит-оливиновые (подраниты)	1	0	9
	Пироксен-плагиоклазовые (мезосидериты)	6	14	8
Железные	Гексаэдриты, Октаэдриты, Атакситы } Множество химических групп	22	366	7

Примечание. Распределение падений и находок относится к надежно классифицированным метеоритам и взято из работы Вассона [650], данные которого дополнены с учетом метеоритов до 1979 г. для всех классов, кроме железных метеоритов. Последняя колонка представляет собой ссылку на главу этой книги, в которой рассматривается каждая группа.

ты – гл. (5), и объединяются другие группы (например, мезосидериты и палласиты), которые, вероятно, не связаны. Поэтому задачей дальнейших метеоритных исследований является перестройка табл. 7.1 таким образом, чтобы учесть *петрогенетические ассоциации* метеоритов: серии образцов, для которых химические взаимосвязи, сходный изотопный состав кислорода и(или) совместное нахождение в брекчиях свидетельствуют о том, что эти породы образовались вместе и(или) находились в одном и том же родительском теле. Мы уже рассмотрели одну такую ассоциацию (энстатитовые метеориты), другие рассматриваются в этой и следующей главах. Группы метеоритов, чья генеалогия пока еще неясна, рассматриваются в гл. 9, а значение ассоциированных и неассоциированных метеоритов для установления числа и природы их родительских тел – в гл. 10.

Выявление генетических связей между дифференцированными метеоритами, а также между ними и хондритами, является одной из первоочередных задач метеоритных исследований. Есть веские причины полагать, что гл. 7 и 8 будут увеличиваться в последующих изданиях данной книги, а гл. 9 уменьшаться по мере нашего приближения к более полному пониманию эволюции дифференцированных метеоритов от более примитивного вещества допланетного облака.

7.2. Железные метеориты

Метеориты, состоящие в основном из никелистого железа, составляют лишь 3% наблюдавшихся падений, но они столь легко отличимы от земных пород, что составляют более 40% находок (табл.1.1). По этой причине, а также потому, что железные метеориты позволяют заглянуть внутрь их родительских тел, они привлекли большее внимание, чем некоторые другие, по-видимому, более распространенные в космосе классы метеоритов.

Литература о железных метеоритах обширна, но она хорошо обобщена в недавних обзорных статьях [547, 226, 553, 326] и книгах [650, 83]. В первой, третьей и пятой из этих работ делается акцент на свойства железных метеоритов и особое внимание уделяется вопросам их классификации; во второй и четвертой приводится детальное обсуждение их физической и химической эволюции. Трехтомный справочник Бухвальда [83] является классическим: содержащийся в нем превосходный, с великолепными иллюстрациями, обзор железных метеоритов (I т.) является, вероятно, наилучшим из известных в настоящее время вводных курсов по железным метеоритам. Детальные описания железных метеоритов (II и III тт.) менее интересны для широкого читателя, но крайне ценны для специалистов в этой области.

7.2.1. Структура и структурная классификация. Еще недавно железные метеориты классифицировали практически по структуре металлических фаз. Такой подход в сочетании с более детальной химической классификацией отчасти употребляется и сейчас для вновь открытых метеори-

тов и тех, для которых нет детальных химических данных. Структурные группы железных метеоритов в обобщенной форме представлены в табл. 7.2, а некоторые структурные характеристики показаны на рис. 7.1.

Структурная классификация железных метеоритов основана на присутствии в них двух полиморфных модификаций никелистого железа: *камасита* (объемноцентрированная кубическая решетка, или α-Ni , Fe) и *тэнита* (гранецентрированная кубическая решетка, или γ-Ni , Fe). Поскольку тэнит содержит больше никеля, чем камасит, распространенность этих фаз и их структурные соотношения определяются главным образом валовым содержанием никеля в метеорите. В большинстве железных метеоритов, которые содержат от 6 до 16% никеля, камасит находится в виде пластинок распада твердого раствора, ориентированных параллельно плоскостям октаэдра (III) в тэните. Такая картина, называемая *видманштеттеновой структурой* (рис. 7.1, *а* и *б*), характерна для *октаэдритов*. Толщина пластинок камасита, связанная обратной зависимостью с валовым содержанием никеля, является основой для более детальной классификации октаэдритов (табл. 7.2).

Железные метеориты, содержащие менее 6% никеля, состоят из больших монокристаллов камасита, который образуется при низких температурах после завершения роста видманштеттеновой структуры. На полированных поверхностях *гексаэдритов* обычно видна очень тонкая штриховка, называемая *неймановыми линиями*, которые отражают деформацион-

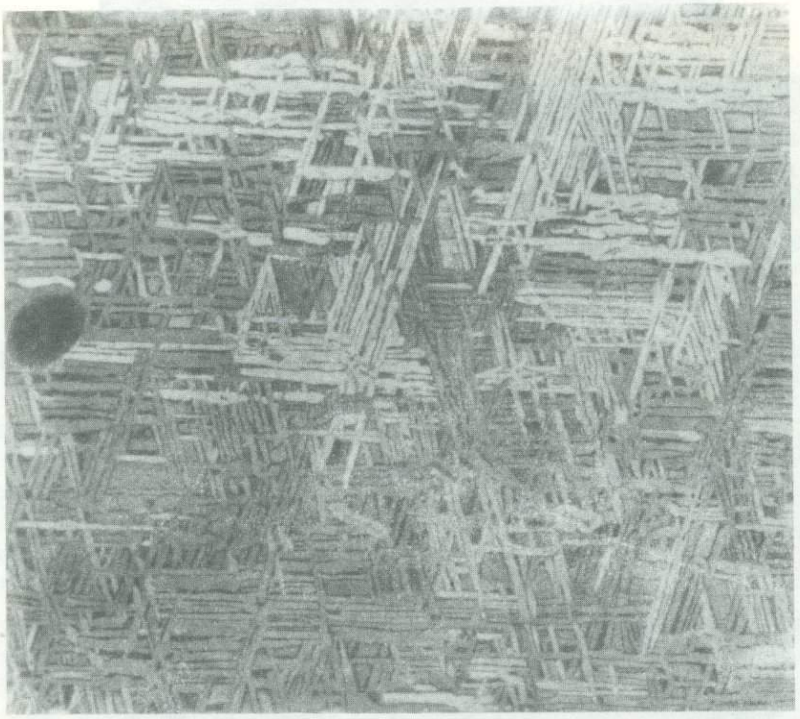
Таблица 7.2. Структурная классификация железных метеоритов [83]

Структурный тип	Символ	Ширина балок камасита, мм
Гексаэдриты	H	> 50
Октаэдриты		
Весьма грубоструктурные	Ogg	> 3,3
Грубоструктурные	Og	1,3 – 3,3
Среднеструктурные	Om	0,5 – 1,3
Тонкоструктурные	Of	0,2 – 0,5
Весьма тонкоструктурные	Off	< 0,2
Плесситовые	Opl	< 0,2
Атакситы	D	

Примечание. Метеориты, которые не укладываются ни в один из этих типов, называются аномальными.

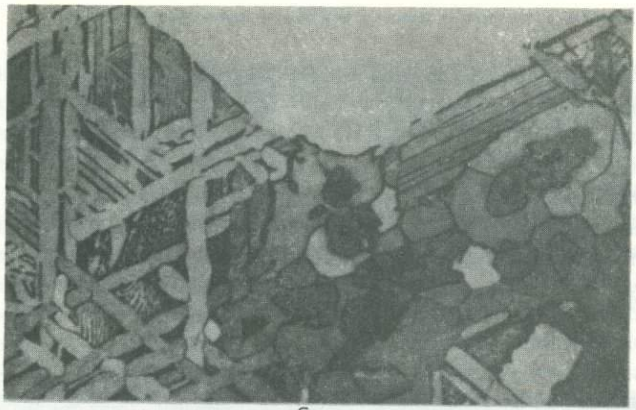
ное двойникование параллельно плоскостям трапецоэдра (211) в камасите. Хотя неймановы линии видны лучше всего в больших камаситовых кристаллах гексаэдритов, они есть и в других железных метеоритах и являются одной из характеристик, которые свидетельствуют об ударном метаморфизме [374, 302, 564].

Железные метеориты с очень высоким содержанием никеля, не имеющие видманштеттеновой структуры, называются *атакситами*. Термин, который означает отсутствие структуры, неудачен, поскольку большинство, если не

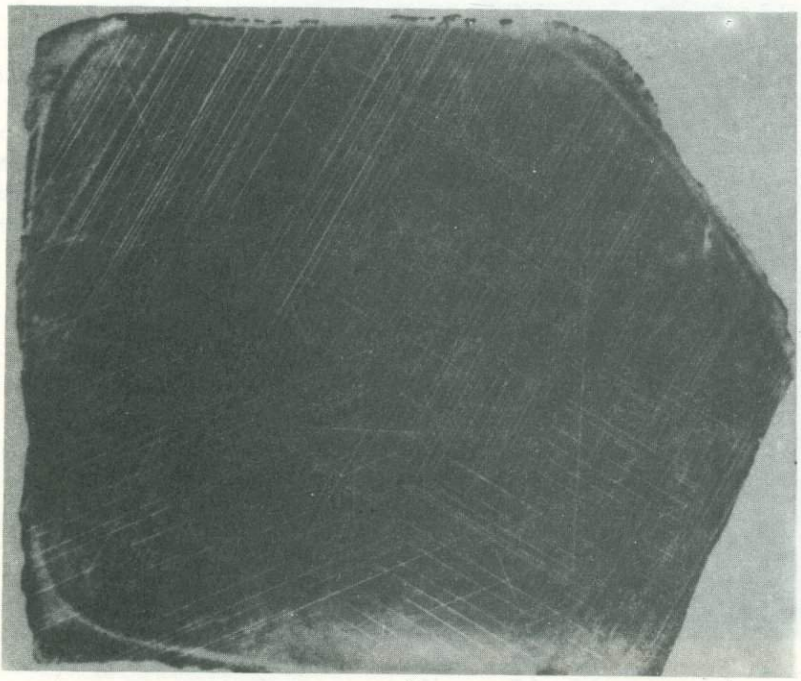


а

Рис. 7.1. Структура железных метеоритов, видимая на поверхности полированных пластин, протравленных слабым спиртовым раствором азотной кислоты (ниталом). Фотографии Смитсонианского института, печатаются с разрешения. *а*. Среднеструктурный октаэдрит Carbo, Мексика (химическая группа IID), видна видманштеттенова структура. Пластинки камасита несколько неправильной формы ориентированы в трех направлениях, соответствующих плоскостям (111) минерала-хозяина тэнита; более темные участки между пластинками — тэнит и плессит. Слева находится нодуль троилита



б



в

Рис. 7.1 (*продолжение*)

длиной 1,2 см. Ширина поля зрения 11,9 см. *б*. Среднеструктурный октаэдрит Balfour Downs, Австралия (группа I A). На детальной фотографии (ширина поля зрения 4,5 см) показаны плесситовые срастания камасита и тэнита, находящиеся между пластинками камасита. Справа видны зернистые участки троилита. *в*. Гексаэдрит Edmonton Канада (группа IIA).

все такие метеориты, имеют микровидманштеттенову структуру, которая обычно видна под микроскопом.

Эти структурные вариации среди железных метеоритов легко объясняются в рамках субсолидусного поведения железоникелевых сплавов [227, 228, 533] (рис. 7.2). В наблюдаемом в железных метеоритах интервале содержаний никеля (4 – 62%) при температурах выше 800 °С устойчив только тэнит (γ-Ni , Fe). При охлаждении этой фазы происходит распад твердого раствора с образованием камасита (α-Ni , Fe) в форме пластинок, параллельных плоскости (111) тэнита. По мере охлаждения эти пластинки растут за счет минерала-хозяина до тех пор, пока рост не прекращается вследствие медленной диффузии атомов при низких температурах (500 °С и менее).



г

Рис. 7.1 (*продолжение*)

Видны многочисленные неймановы линии. Ширина пластины 10,5 см. *г*. Железный метеорит Weekeroo Station (группа IIE). Видны многочисленные амебовидные включения силикатов (черное). Этот и многие другие железные метеориты группы IIE не подходят ни под одну из структурных категорий, перечисленных в табл. 7.2, и обозначаются как аномальные [553].

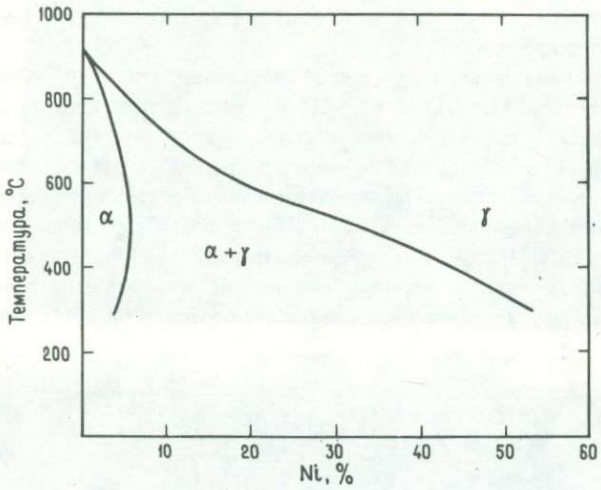


Рис. 7.2. Субсолидусные фазовые соотношения в системе Fe – Ni при давлении 1 атм ([533], с разрешения Американского общества металловедов и Металлургического общества AIME, 1980).

Распад твердого раствора и рост пластинок камасита приводят к такому распределению никеля между камаситом и тэнитом, которое весьма характерно для октаэдритов (рис. 7.3, *а*) и наблюдается в меньшем масштабе в атакситах. Как формируется такое распределение никеля, можно проследить на рис. 7.3, *б*.

Из рис. 7.2 очевидно, что равновесное охлаждение какого-либо сплава, содержащего менее 7% никеля, должно привести к полному замещению γ- на α-железо, т. е. к структуре гексаэдрита. То, что и богатые и бедные никелем метеориты не имеют видимой видманштеттеновой структуры, обусловлено обратной зависимостью между температурой выделения камасита из твердого раствора и валовым содержанием никеля. В богатых никелем сплавах выделение α-Ni , Fe из твердого раствора начинается при столь низких температурах, что диффузия препятствует этому процессу и пластинки камасита очень малы.

Наличие в октаэдритах диффузионных градиентов содержаний никеля свидетельствует (рис. 7.3, *а*) о том,что на последней стадии охлаждения этих метеоритов равновесие не достигалось. Как будет показано в разд. 7.2.4, этот факт дает возможность оценить скорость охлаждения железных метеоритов, что, в свою очередь, указывает на их расположение в родительских телах.

7.2.2. Минералогия. В большинстве железных метеоритов элементы, кроме тех, что образуют камасит и тэнит, относятся к числу второстепен-

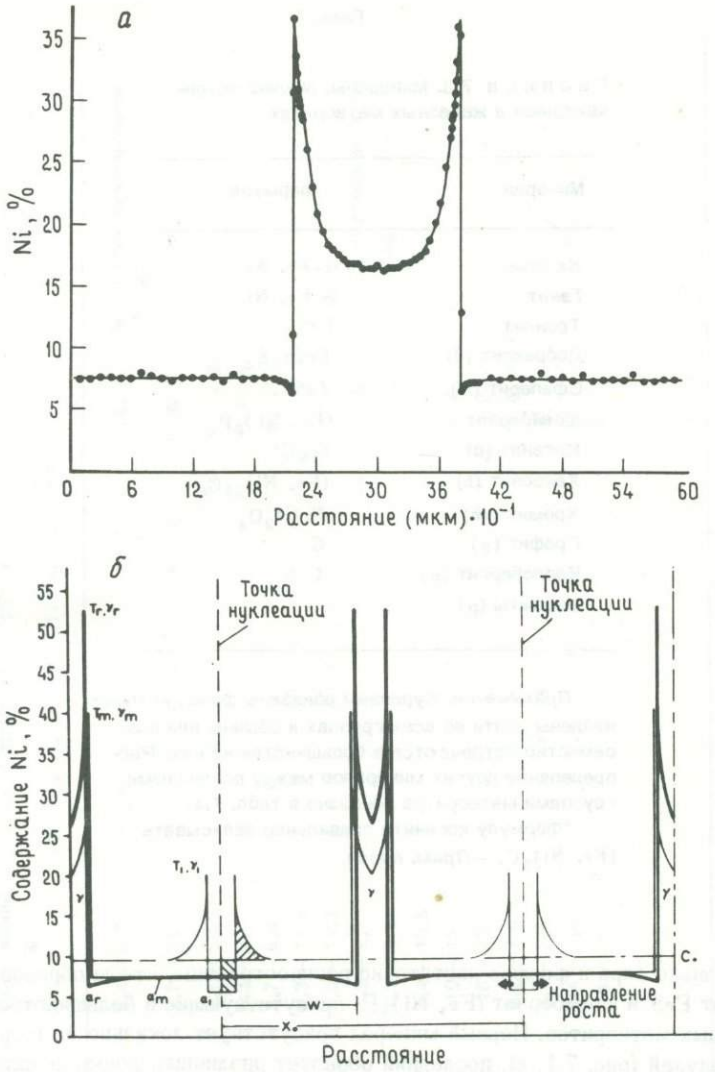


Рис. 7.3. Диффузионные градиенты содержаний никеля в железных метеоритах ([226], с разрешения Springer-Verlag, Inc). *а*. Полученный на электронном микрозонде профиль сростка камасит — тэнит — камасит в октаэдрите Grant. В некоторых случаях центральная зона тэнита состоит из очень тонкозернистого прорастания камасита и тэнита (плессит), а не из гомогенного тэнита. *б*. Образование градиента концентрации никеля в камасите (α-фаза, низкое содержание никеля) и тэните (γ-фаза, высокое содержание никеля). C_0 — начальная концентрация никеля в гомогенном тэните. Градиенты и составы тэнита (γ) и камасита (α) показаны для температур приблизительно 600 °C (T_i), 450 °C (T_m) и 350 °C (T_r). Последний, показанный жирной линией, является конечным и похож на градиент, приведенный на рис. 7.3, *а*.

Таблица 7.3. Минералы, обычно встречающиеся в железных метеоритах

Минерал	Формула
Камасит	α-Fe, Ni
Тэнит	γ-Fe, Ni
Троилит	FeS
Добреелит (d)	$FeCr_2S_4$
Сфалерит (s)	ZnS
Шрейберзит	$(Fe, Ni)_3P$
Когенит (c)	Fe_3C*
Хаксонит (h)	$(Fe, Ni)_{23}C_6$
Хромит (ch)	$FeCr_2O_4$
Графит (g)	C
Карлсбергит (n)	CrN
Фосфаты (p)	—

Примечание. Курсивом показаны фазы, которые найдены почти во всех группах и обычны или повсеместно встречаются в большинстве из них. Распределение других минералов между различными группами метеоритов показано в табл. 7.4.

*Формулу когенита правильнее записывать $(Fe, Ni)_3C$. — *Прим. перев.*

ных, однако сера и фосфор достаточно распространены, чтобы образовались троилит FeS и шрейберзит $(Fe, Ni)_3P$, присутствующие в большинстве железных метеоритов. Первый минерал присутствует локально в виде больших нодулей (рис. 7.1, *а*), последний образует различные формы в зависимости от истории эволюции метеорита [118].

Другие акцессорные минералы встречаются не столь постоянно. Наиболее распространенные из них перечислены в табл. 7.3, а их распределение между метеоритами различных групп показано в табл. 7.4. Более полную сводку по акцессорным и редким акцессорным минералам железных метеоритов читатель найдет в работе [553].

7.2.3. Второстепенные и рассеянные элементы; химическая классификация. Классификация железных метеоритов основана сегодня на распространенности никеля и некоторых рассеянных элементов, особенно германия, галлия и иридия. Основу такого подхода заложили Голдберг и др.

Таблица 7.4. Химическая классификация примерно 500 железных метеоритов, показывающая распределение структурных типов, силикатных включений и признаков сильного удара [553]

Группа	Распространенность, %	Содержание Ni, %	Структурные группы									Минералы	Примечания
			H	Ogg	Og	Om	Of	Off	Opl	D	Anom		
IA	17,0	6,4 – 8,7		x	x	x						c, h, g, p, s	Силикатные включения
IB	1,7	8,7 – 25				x	x	x	x	x		h, g, p, s	То же
IC	2,1	6,1 – 6,8			x						x	d, c, g, n, s	
IIA	8,1	5,3 – 5,7	x									d, c, g	
IIB	2,7	5,7 – 6,4		x								g	
IIC	1,4	9,3 – 11,5							x				
IID	2,7	9,6 – 11,3				x	x						
IIE	2,5	7,5 – 9,7			x	x					x	p, ch	Силикатные включения
IIIA	24,8	7,1 – 9,3				x						d, n, s	Удар
IIIB	7,5	8,4 – 10,5				x						p	"
IIIC	1,4	10 – 13					x	x				h, s	
IIID	1,0	16 – 23						x	x	x		h, p, s	
IIIE	1,7	8,2 – 9,0			x							d, h, g, n	
IIIF	1,0	6,8 – 7,8		x	x	x	x					d	
IVA	8,3	7,4 – 9,4					x					d	Удар
IVB	2,3	16 – 26								x		d	
Неклассифицированные	13,8	–											

Примечание. Сокращения для акцессорных минералов те же, что в табл. 7.3. Группы с коллинеарными трендами содержаний рассеянных элементов объединены скобками.

[224], обнаружившие, что распространенность галлия изменяется систематически в зависимости от толщины пластинок камасита и, следовательно, от валового содержания никеля. Подобные исследования для галлия и германия провели Ловеринг и др. [380]. На основании анализов 88 железных метеоритов они установили четыре Ga – Ge-группы, обозначив их I –IV по мере увеличения распространенности рассеянных элементов. Лишь 11 из проанализированных образцов оказались аномальными, т. е. не связанными явно ни с одной из четырех Ga – Ge-групп.

Пользуясь усовершенствованной аналитической методикой, Вассон с коллегами сумели разделить большинство из почти 500 железных метеоритов на 16 четко выделяющихся групп по содержанию в них Ni, Ga, Ge и Ir. Поскольку 73 метеорита оказались аномальными, представляется вероятным, что есть и другие химические группы – возможно более 50 [551], но они недостаточно представлены на Земле. Скотт [547] показал, что и распространенность других рассеянных элементов изменяется систематически среди различных групп, так же как скорости охлаждения (разд. 7.2.4) и интенсивность ударного воздействия [302]. Эти корреляции подтверждают химическую классификацию и свидетельствуют, что ее группы имеют генетическое значение.

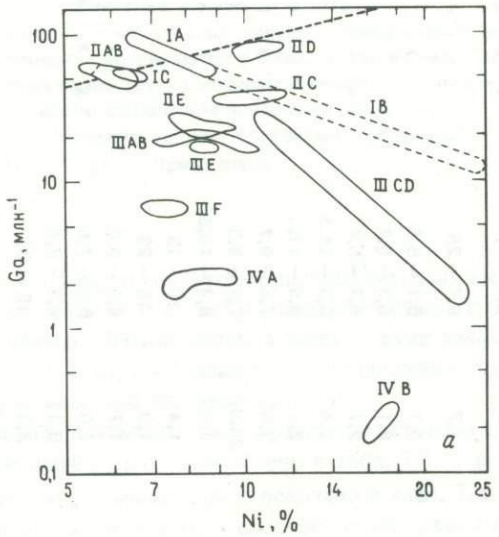
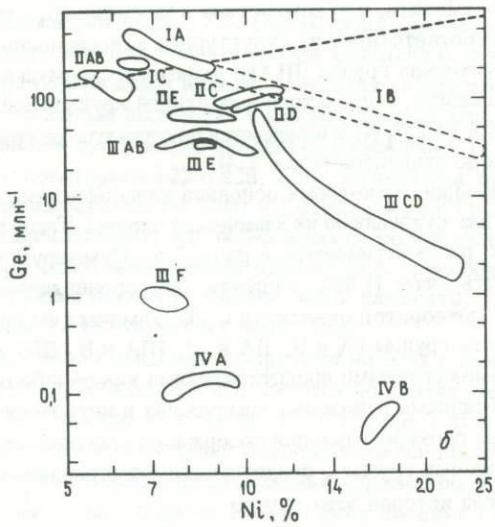
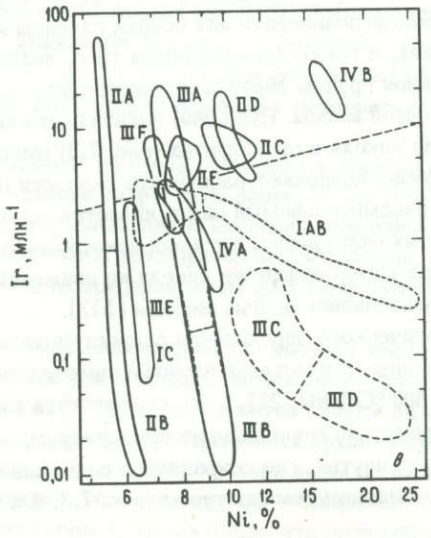


Рис. 7.4. Графики логарифмов содержаний галлия (*а*), германия (*б*) и иридия (*в*) относительно содержания никеля в различных группах железных метеоритов. Оконтурены поля, занимаемые различными группами. На рис. 7.4, *в* для более ясного выделения групп использованы линии разной толщины и пунктирные линии ([553], с разрешения Американского геофизического союза).

Взаимные корреляции в содержаниях элементов, на которых основана химическая классификация железных метеоритов, показаны на рис. 7.4, а другие свойства выделенных химических групп представлены в табл. 7.4. Скотт и Вассон [553] подчеркнули, и это уместно повторить еще раз, что хотя использованная Ловерингом и др. [380] римская нумерация сохраняется и в современной классификации, перечисленные в табл. 7.4 шестнадцать групп не всегда являются подразделами выделенных ранее Ga – Ge-групп.





Одни группы, которые имеют одинаковые римские номера, по-видимому, взаимосвязаны (особенно IA и B, IIA и B, IIIA и B, IIIC и D), а другие нет. Например, метеориты группы IC показывают совершенно иные тренды в вариациях содержаний рассеянных элементов, нежели метеориты групп IA и IB (рис. 7.4). Это справедливо также для пар IIIAB и IIICD. Римская нумерация химических групп представляется неудачной, поскольку она заставляет читателя делать вывод о существовании генетических связей, которых нет.

Следует также отметить, что химическая классификация железных метеоритов не всегда соответствует их структурной классификации. Наиболее многочисленная химическая группа (IIIAB) включает преимущественно среднеструктурные октаэдриты, а представители второй крупнейшей группы (IAB) содержат от 6,4 до 25% Ni и изменяются по структуре от грубоструктурных октаэдритов до атакситов (табл. 7.4).

Химические вариации, на которых основана классификация метеоритов, используются также для суждения об их химической истории. Такое использование химических данных рассматривается в разд. 7.5. Суммируя сказанное, достаточно отметить, что: 1) 86% из почти 500 проанализированных на Ni, Ir, Ga и Ge метеоритов относятся к 16 химическим группам (или к 12, если объединить группы IA и B, IIA и B, IIIA и B, IIIC и D); 2) эти группы не являются промежуточными представителями какой-либо серии, а вероятно, являются образцами отдельных химических и петрологических систем; 3) различные спектры вариаций содержаний рассеянных элементов, наблюдаемые в отдельных группах, свидетельствуют о различной химической и петрологической истории этих групп.

7.2.4. Термальная история. Скорости, с которыми железные метеориты охлаждались, можно использовать для оценки глубины их образования в родительских телах, а также для выяснения того, являются ли метеориты какой-либо отдельной группы образцами единого ядра или рассеянных скоплений металла меньшей массы. Вуд [689] показал, что диффузионные градиенты в содержании никеля в октаэдритах (рис. 7.3) вместе с измеренными скоростями диффузии позволяют рассчитать скорости охлаждения. Этот подход, детально рассматриваемый ниже, является основным источником данных о скоростях охлаждения, хотя для некоторых типов железных метеоритов, для которых метод диффузии никеля не применим, например для гексаэдритов, использовались другие методы [513].

В основе металлургического определения скоростей охлаждения лежит тот факт, что диффузия никеля в металле заметно замедляется при температурах ниже примерно 500 °C [483, 227, 228]. Однако края тэнитовых зон продолжают получать никель по мере падения температуры, но этот никель не может диффундировать внутрь, где сохраняется содержание никеля, соответствующее более высоким температурам (рис. 7.3, *а* и *б*). Если дру-

гие факторы – валовое содержание Ni , степень переохлаждения до начала выделения камасита из твердого раствора – постоянны, то толщина тэнитовых зон изменяется прямо пропорционально скорости охлаждения, а содержание никеля в центральной части зоны – обратно пропорционально.

Эти зависимости были использованы в нескольких способах оценки скорости охлаждения. Вуд [689] подготовил программу моделирования на ЭВМ процессов охлаждения, распада твердого раствора и диффузии в железоникелевых сплавах и сумел достаточно близко воспроизвести М-образный профиль, показанный на рис. 7.3. Он построил кривые, которые связывают толщину тэнитовых пластинок и содержание никеля в их центральных частях с валовым содержанием никеля, скоростью охлаждения и степенью переохлаждения до начала выделения камасита из твердого раствора, и использовал эти данные для расчета скоростей охлаждения 11 октаэдритов.

Голдштейн с соавторами [225, 228, 229] разработал более детальные модели роста камасита, которые Шорт и Голдштейн [558] использовали для разработки двух простых методов определения скоростей охлаждения [647]. Голдштейн и Шорт [230] использовали один из этих способов, основанный на валовом содержании никеля и толщине балок камасита, для определения скоростей охлаждения 193 железных метеоритов.

Оценки скоростей охлаждения базируются на двух главных предположениях: 1) октаэдриты образовались при достаточно низких давлениях, так что применима фазовая диаграмма системы Fe – Ni при 1 атм; 2) второстепенные компоненты не оказывают существенного влияния на фазовые соотношения в этой системе. Первое предположение хорошо обосновано. Хотя в одном железном метеорите (Canyon Diablo) найдены алмазы, Липшуц и Андерс [375] показали, что они свидетельствуют о высоких ударных, а не статических давлениях (см. также [105, 22]). Другие фазы, которые, как некогда считалось, указывают на высокое давление – клифтонит, когенит и шрейберзит – согласуются с умеренным давлением [78, 77, 141], как и тридимит, найденный в некоторых железных метеоритах (например, группа IIE).

Второе предположение не столь правомерно, поскольку фосфор оказывает существенное влияние на фазовые соотношения в системе Fe –Ni [513]. Хотя ошибка, обусловленная игнорированием влияния фосфора, для большинства групп железных метеоритов незначительна, она влияет на определение скоростей охлаждения некоторых метеоритов [450, 451, 681, 682].

Скорости охлаждения, основанные на скорости диффузии Ni в металле, были определены как для многих железных метеоритов, так и для металлических фаз хондритов [690], мезосидеритов [501] и палласитов [229, 96, 97]. Данные для нескольких распространенных групп железных метеоритов, взятые в основном из работы [230], суммированы на рис. 7.5.

Из рис. 7.5 очевидно, что одни группы – например, IA, IIAB и IIICD – имеют низкие скорости охлаждения, что позволяет предполагать

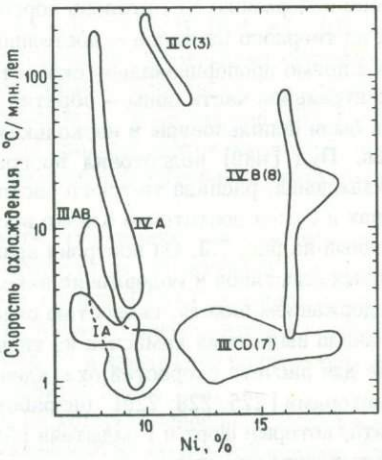


Рис. 7.5. Сводка скоростей охлаждения и содержаний никеля для железных метеоритов различных групп. В основу положены данные Голдштейна и Шорта [230], а для метеоритов группы IVA — Морена и Голдштейна [450]. Числа в скобках показывают количество образцов для тех полей, которые построены по данным менее чем для 10 метеоритов.

единую, глубоко захороненную массу металла, т. е. ядро. Другие группы, такие, как IIC, имеют более высокие скорости охлаждения, что дает основание предполагать образование их на меньших глубинах. Некоторые группы – например, IVA и IVB – имеют сильно различающиеся скорости охлаждения, что позволяет предполагать рассеяние металла и образование его на разных глубинах в родительском теле. Эти различия рассматриваются в разд. 7.5, где приводится сводка по истории некоторых главных групп железных метеоритов. Приложение скоростей охлаждения к оценке размеров родительских тел железных метеоритов рассматривается в разд. 10.4.2.

7.2.5. Силикатные включения. Редкие включения силикатов есть в железных метеоритах многих групп [553], однако термин *силикатные включения* зарезервирован за сантиметрового размера полиминеральными агрегатами силикатов и других минералов, которые присутствуют во многих метеоритах групп IAB и IIE (рис. 7.1, *г*). Такие включения представляют большой интерес, поскольку дают возможность радиологического датирования (разд. 7.4), а также химические, минералогические и изотопные ключи для выявления генетических зависимостей между железными и другими метеоритами.

Основываясь на обширных минералогических данных, Банч и др. [87] разделили силикатные включения железных метеоритов на три типа, назван-

ные по имени метеоритов, в которых впервые они были описаны. Включения типов Odessa и Copiapo, присутствующие во многих метеоритах группы IAB, состоят в основном из оливина, ортопироксена и плагиоклаза. Они различаются по составу акцессорных минералов (табл. 7.5), но достаточно похожи по другим характеристикам, что позволяет рассматривать их как

Таблица 7.5. Минералы силикатных включений типов IAB и IIE [87, 38]

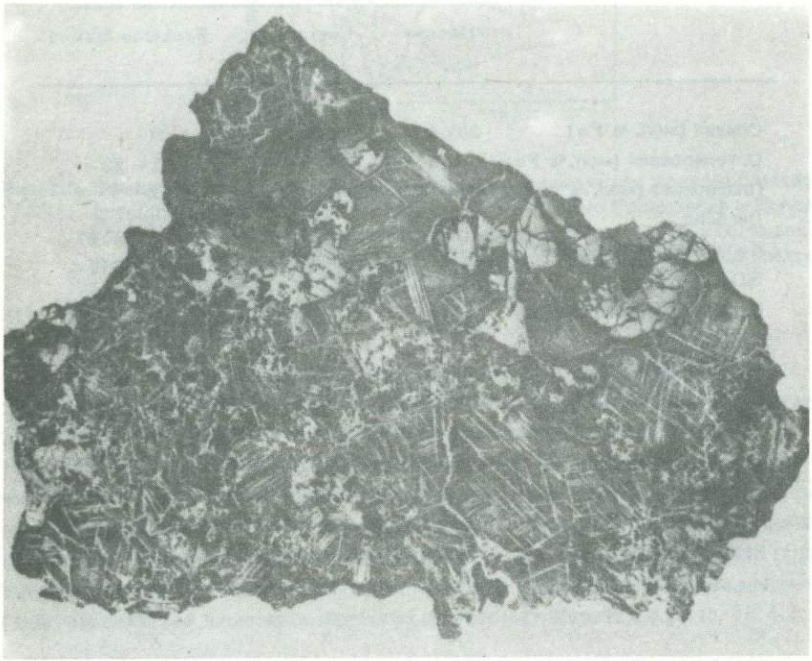
Минерал	Тип IAB		Тип IIE
	Odessa	Copiapo	Weekeroo Station
Оливин (мол. % Fa)	3 – 4	1 – 4	Л
Ортопироксен (мол.% Fs)	6 – 8	4 – 9	16 – 23
Плагиоклаз (мол. % An)	9 – 14	11 – 22	X
Диопсид	X	X	X
Калиевый полевой шпат	–	–	X
SiO_2	–	–	Л
Стекло (полевошпатовое)	–	–	X
Троилит FeS	X	X	X
Добреелит $FeCr_2S_4$	X	Л	–
Сфалерит ZnS	Л	Л	–
Алабандин MnS	X	–	–
Рутил TiO_2	–	–	X
Хромит $FeCr_2O_4$	X	Л	X
Ильменит $FeTiO_3$	–	–	Л
Ni, Fe	X	X	X
Шрейберзит $(Fe, Ni)_3P$	X	X	X
Графит C	X	X	–
Апатит $Ca_5(PO_4)_3Cl$	Л	Л	Л
Витлокит $Ca_3(PO_4)_2$	Л	Л	X
Когенит Fe_3C*	X	–	–
Медь Cu	Л	–	Л

Примечание. Буквами обозначены минералы, которые присутствуют постоянно (X) и лишь в некоторых метеоритах (Л). Даны интервалы составов главных фаз.

*Формулу когенита правильнее записывать $(Fe, Ni)_3C$. – *Прим. перев.*

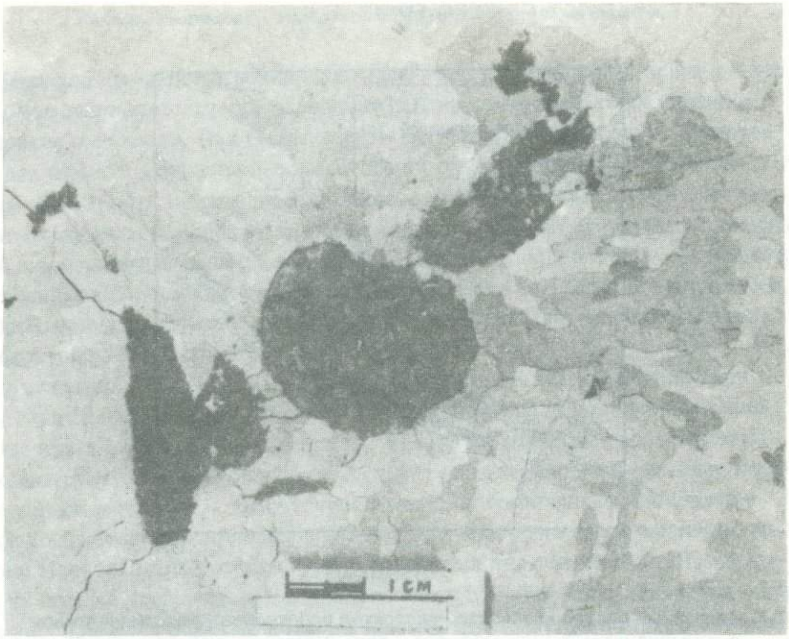
включения типа IAB [38]. Включения типа Weekeroo Station, приуроченные к группе IIE, отличаются от других типов по всем характеристикам и поэтому рассматриваются отдельно.

Включения типа IAB. Силикатные включения метеоритов группы IAB встречаются в различных формах, от редких монокристаллов до угловатых или округлых сантиметрового размера обломков, распространенность которых иногда превышает 15 об. %. По минералогии (табл. 7.5), структуре (рис. 7.6, *а* и *б*) и валовому химическому составу [306, 38, 214] эти включения похожи на сильно перекристаллизованные хондриты.



а

Рис. 7.6. Силикатные включения в железных метеоритах. *а.* **Метеорит Persimmon Creek, Сев. Каролина, США (IB). Видны многочисленные включения типа IAB. Полированная протравленная пластина шириной 11,1 см. Фотография Смитсонианского института, печатается с разрешения.** *б.* **Метеорит Campo del Cielo ("El Taco") Аргентина (IA). Видны зернистые агрегаты силикатов приблизительно хондритового состава. Фотография Смитсонианского института, печатается с разрешения.** *в.* **Метеорит Kodaikanal (IIE). Микрофотография включения, состоящего из полисинтетически сдвойникованного клинопироксена (слева вверху, внизу в центре) и выветрелого щелочного полевого шпата (справа). Николи скрещены. Длина масштабного отрезка 50 мкм. Перепечатано с разрешения из работы [32]. Авторские права 1969 г., Pergamon Press, Ltd.**



б



в

Рис. 7.6 (*продолжение*)

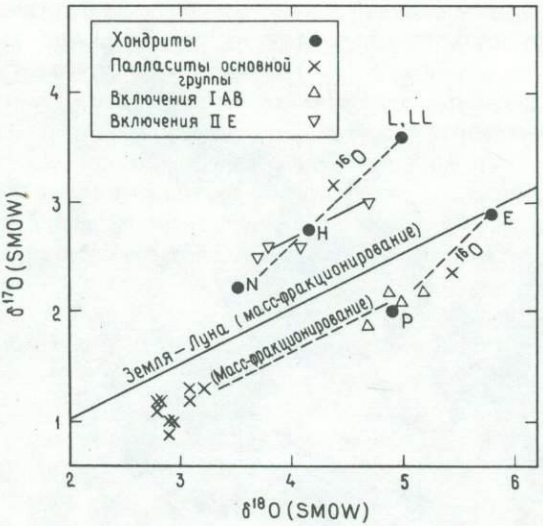


Рис. 7.7. Изотопный состав кислорода палласитов основной группы, силикатных включений железных метеоритов и двух аномальных хондритов -- Pontlyfni (P) и Нечаево (N) [124]. Соединенные между собой точки для включений типа IIE соответствуют различным минералам. Пунктирные линии показывают тренды масс-фракционирования и добавки чистого ^{16}O.

Содержание железа в ферромагнезиальных силикатах включений типа IAB лежит между наблюдаемым в хондритах H группы и в энстатитовых хондритах и сходно со значениями, установленными в промежуточных метеоритах, которые Грэхем и др. [239] назвали форстеритовыми хондритами. Данные по изотопам кислорода подтверждают генетическую связь между включениями типа IAB и одним таким хондритом, Pontlyfni [124] (рис. 7.7). Эти данные, по-видимому, свидетельствуют об отсутствии такой связи для метеорита **Kakangari**, который Грэхем с соавторами классифицировали как форстеритовый хондрит, но изотопный состав кислорода которого свидетельствует о его уникальности [139].

Клейтон и Маеда [124] обнаружили, что включения типа IAB и хондрит Pontlyfni лежат на том же тренде масс-фракционирования, что палласиты и некоторые другие группы дифференцированных метеоритов, а это позволяет предполагать отделение их из одного "кислородного" резервуара (рис. 7.7). Включения типа IAB можно получить из энстатитовых хондритов (или наоборот) путем удаления небольшого количества чистого ^{16}O. В этом отношении включения и, по меньшей мере, один форстеритовый хондрит, по-видимому, связаны с E хондритами в такой же степени, как хондриты H и L групп связаны между собой.

Недавно при рассмотрении включений типа IAB Билд [38] пришел к выводу, что железные метеориты группы IAB представляют собой брекчии хондритов и металла. Они были нагреты до высоких температур, достаточных для отжига силикатов и, в некоторых случаях (например, метеорит Campo del Cielo), частичного плавления металла [685, 214]. Затем они медленно охлаждались с образованием видманштеттеновой структуры, наблюдаемой в ассоциирующемся с силикатами металле. Такая история согласуется с вариациями содержаний рассеянных элементов в метеоритах группы IAB, которые не согласуются с полным плавлением металлической фазы этих метеоритов [326] (разд. 7.5).

Включения типа IIE. В отличие от описанных выше включений типа IAB, для силикатных включений метеоритов группы IIE типична каплеобразная или амебовидная форма (рис. 7.1, *г*). Для них характерны магматическая структура и многочисленные структурные и минералогические признаки неравновесности – присутствие стекла, негомогенных минералов и такой несовместимой минеральной пары, как магнезиальный оливин и тридимит. Поразительной особенностью некоторых включений типа IIE, делающих их весьма удобными для радиологического датирования, является наличие щелочного полевого шпата, который присутствует иногда в виде довольно крупных кристаллов [645]. Радиологические возрасты этих включений и включений типа IAB рассматриваются в разд. 7.4.

Минералогические данные о включениях типа IIE позволяют предполагать, а валовой химический анализ подтверждает предположение, что эти включения имеют нехондритовый химический состав. Олсен и Ярошевич [476] отметили, что состав силикатных включений типа IIE примерно такой же, какой должен быть при удалении оливина из хондритового расплава. Таким образом, в отличие от хондритоподобных силикатных включений типа IAB, включения типа IIE – это сильно дифференцированное вещество.

Данные по изотопии кислорода для включений типа IIE немногочисленны, но они позволяют предположить, что включения связаны с обыкновенными хондритами группы H [124] (рис. 7.7). Возможно, что они также связаны с метеоритом Нечаево – брекчией, которая, как полагают Билд и Вассон [40], представляет собой богатую металлом разновидность обыкновенных хондритов. Характер этой связи не совсем ясен, поскольку метеорит Нечаево лежит ближе к линии разбавления ^{16}O на трехизотопной диаграмме (рис. 7.7), нежели H и L + LL хондриты.

Простое предположение о механическом смешении, как в случае включений типа IAB, не подходит для IIE включений. Первые являются обломками хондритов в хондрит-металлических брекчиях, тогда как вторые, по-видимому, представляют собой сильно дифференцированные силикатные расплавы, захваченные охлаждающимися массами металла. К такому выводу пришли Вассербург и др. [645] на основании изучения включений типа IIE в метео-

рите Colomera. Поскольку очевидно, что включения типа IIE были расплавлены, их радиологические возрасты датируют, вероятно, дифференциацию в родительском теле метеоритов группы IIE и поэтому имеют особое значение (разд. 7.4).

7.3. Палласиты

Палласиты – это железокаменные метеориты с различной структурой (рис. 1.2), главные компоненты которых – магнезиальный оливин и никелистое железо – обычно присутствуют в соотношении примерно 2 : 1 по объему. Из почти 40 известных палласитов лишь два – Марьялахти и Zaisho – были подобраны после наблюдавшихся падений. Химические данные свидетельствуют о том, что некоторые палласиты связаны друг с другом. Так, Вассон [650] идентифицировал образцы Anderson и Hopewell Mounds как разнесенные куски метеорита Brenham; Antofagasta, Gran Chaco и Ilimaes как куски метеорита Imilac и Pojoaque как часть палласита Glorieta Mountain. Если учесть эти пары, то число различных надежно классифицированных палласитов уменьшается до 35, включая две находки, описанные недавно Бьюсеком [95].

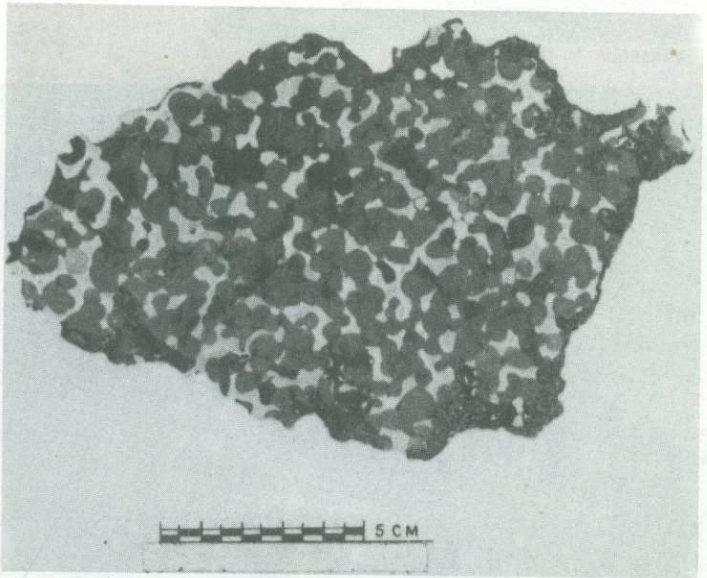
Палласиты более важны, чем можно полагать, исходя из их малой распространенности, потому что они являются группой-мостиком. С одной стороны, структура, состав и термальная история их металла свидетельствуют, что большинство из них связаны с одной из групп железных метеоритов (IIIAB). С другой стороны, распространенный в них оливин позволяет думать о родстве их с каменными метеоритами, в частности, с хондритами. Палласиты наряду с железными метеоритами – наше главное окно на процессы и условия в глубоких недрах родительских тел метеоритов.

Палласиты, подобно многим другим дифференцированным метеоритам, тщательно изучались в последнее десятилетие. Бьюсек [95] дал хороший обзор минералогии палласитов, Скотт [548] – детальную и хорошо иллюстрированную сводку о соотношениях оливина и металла в этих метеоритах и он же [549] на современном уровне рассмотрел данные о второстепенных элементах и их приложение к выявлению взаимосвязей между палласитами и железными метеоритами.

7.3.1. Структура. Палласиты состоят в основном из монокристаллов или поликристаллических агрегатов оливина от миллиметрового до сантиметрового размера, заключенных в непрерывной сетке никелистого железа. Там, где железо более распространено, видна хорошо развитая видманштеттенова структура. Некоторые из многочисленных вариаций этой простой темы показаны на рис. 7.8. Содержание оливина меняется от 50 до 80 об. %, размер зерен – от 5 до 15 мм в большинстве метеоритов, достигая в от-

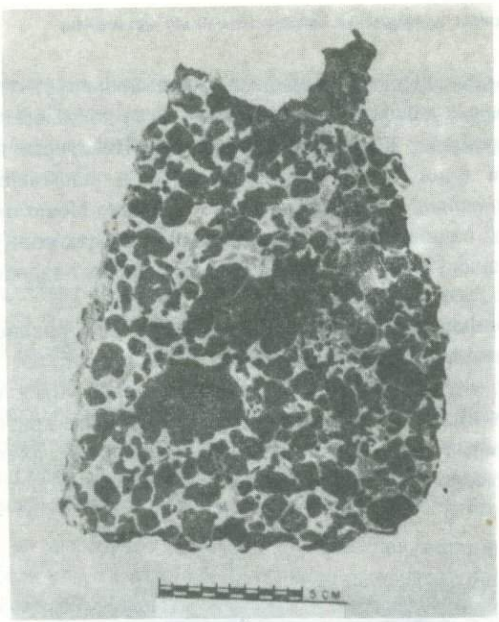
дельных случаях нескольких сантиметров. Форма зерен варьирует от округлых, местами ограненных монокристаллов (рис. 7.8, *а*) до обломков кристаллов и поликристаллических агрегатов (рис. 7.8, *б*). Некоторые палласиты, например Brenham (рис. 7.8, *в*), характеризуются в целом неоднородным распределением оливина и металла, а один – Glorieta Mountain – содержит дискретный слой оливина [138]. В некоторых образцах есть следы пластической деформации [335], а местами также ударных воздействий [95].

Широкие вариации в формах выделения оливина и его распределении в метеоритах побуждали первых исследователей выделять среди палласитов от двух [628] до четырех [81] структурных групп. Хотя сейчас, известно, что структура не является надежным таксономическим критерием для палласитов (разд. 7.3.3), тем не менее она является одним из путей понимания физической истории этих метеоритов и рассматривается в таком контексте в разд. 7.3.6.

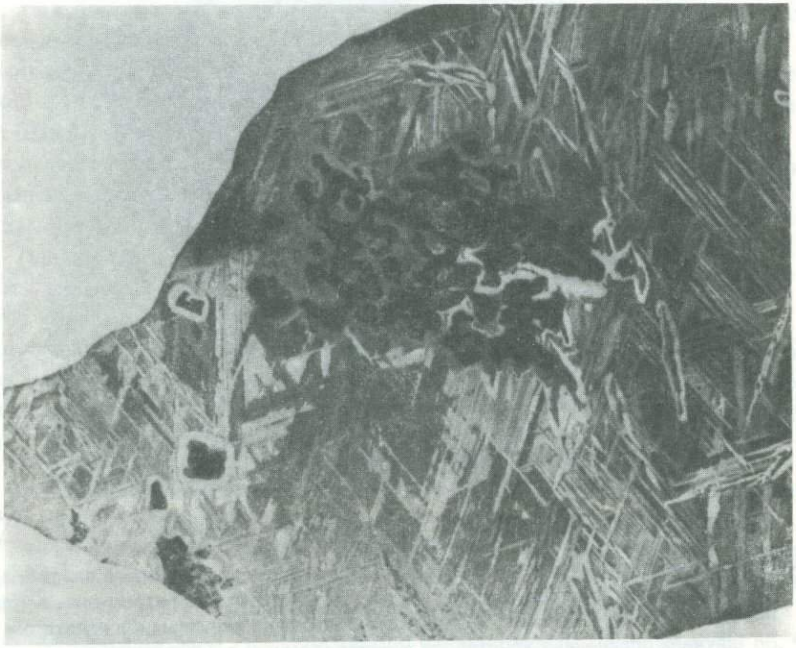


а

Рис. 7.8. Вариации структур в палласитах. Протравленные полированные пластины. Фотографии Смитсонианского института, печатаются с разрешения. *а*. Палласит Thiel Mountains, Антарктида. Состоит из округлых и в некоторых случаях ограненных кристаллов оливина (темное) с интерстициальным камаситом (светло-серое) и тэнитом (темно-серое). *б*. Палласит Salta, Ар-



б



в

Рис. 7.8 (*продолжение*)

7.3.2. Минералогия. В обзоре Бьюсека [95] было показано, что палласиты минералогически более сложны, чем предполагалось ранее. Хотя в среднем палласит состоит почти целиком из оливина (65 об. %, Fa_{11-21}), металла (30,3 об. %, 7 – 16 % Ni), троилита (2,3 об. %) и шрейберзита (1,2%), хромит и хотя бы один фосфат присутствуют во всех палласитах, а многие другие минералы найдены в одном или нескольких метеоритах. Главные и наиболее распространенные акцессорные минералы перечислены в табл. 7.6. Полный список минералов палласитов читатель может найти у Бьюсека [95].

Оптические [405] и микрозондовые [97] данные показывают, что оливин палласитов имеет узкий интервал составов (Fa_{11-21}, рис. 7.9). Кристаллы

Таблица 7.6. Главные и наиболее распространенные акцессорные минералы палласитов

Минерал	Формула	Содержание, об. %	
		Интервал	Среднее
Оливин	$(Fe, Mg)_2SiO_4$	37,0 – 85,3	65,0
Металл	Fe, Ni	14,2 – 46,6	30,3
Троилит	FeS	0,1 – 7,3	2,3
Шрейберзит	$(Fe, Ni)_3P$	0,2 – 2,8	1,2
Хромит	$FeCr_2O_4$	0,1 – 1,7	0,4
Низкокальциевый пироксен	$(Fe, Mg)SiO_3$		
Витлокит	$Ca_3(PO_4)_2$		
Станфилдит	$Ca_4(Mg, Fe)_5(PO_4)_6$	0 – 4,2	0,1
Фаррингтонит	$Mg_3(PO_4)_2$		
Пентландит	$(Fe, Ni)_9S_8$	–	0,1

Примечание. Содержание минералов дано по Бьюсеку [95].

Рис. 7.8 (*продолжение*)

гентина. Большая часть оливина присутствует в виде обломков кристаллов от угловатых до слегка округлых, часть входит в состав поликристаллических обломков до 4 см длиной. *в.* Палласит Brenham, Канзас. Видны необычно неравномерное распределение оливина и прекрасная видманштеттенова структура в обогащенной металлом части метеорита. Ширина поля зрения 23,5 см.

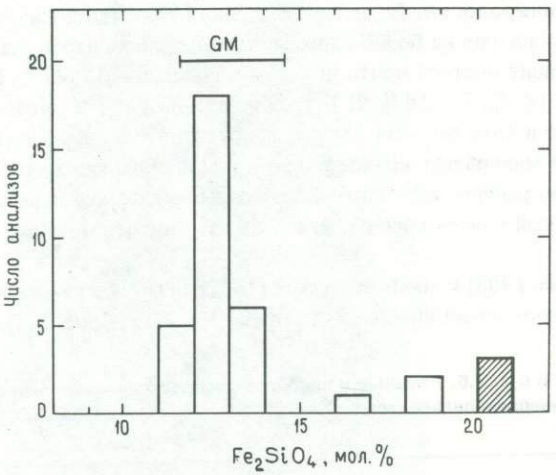


Рис. 7.9. Средние составы оливина из 29 палласитов [97]. Интервал, указанный для метеорита Glorieta Mountain (GM), соответствует степени межзерновых вариаций в этом метеорите. Парные метеориты считались за один, представители группы Eagle Station показаны заштрихованным прямоугольником.

оливина в каждом образце гомогенны и, за некоторым исключением, не показывают вариаций в составе между отдельными зернами. Хотя в составе оливина обычно присутствует марганец (0,20 – 0,24%), содержание других элементов невелико (например, Ti $\leqslant 2 \cdot 10^{-3}$%, Ca $\leqslant 7{,}5 \cdot 10^{-3}$%, Ni $< 7{,}5 \cdot 10^{-3}$%), за исключением тех немногих палласитов, в которых оливин негомогенный. Низкое содержание Ca в оливине палласитов согласуется с другими данными, свидетельствующими о том, что эти метеориты охлаждались крайне медленно от очень высоких температур. Низкое содержание никеля согласуется с равновесием между оливином и никелистым железом в условиях низких летучестей кислорода.

Несколько палласитов отличаются от основной группы более высоким содержанием фаялитовой компоненты в оливине (рис. 7.9). Как мы увидим далее, некоторые из этих метеоритов – Eagle Station, Itzawisis и Cold Bay – различаются также в других аспектах и представляют, по-видимому, отдельную химическую группу, которая образовалась в изоляции от остальных палласитов. Отличие других палласитов от представителей основной группы менее ясное. Состав оливина более, чем структура, пригоден для классификации палласитов, но это все-таки не совсем надежный параметр.

Интересной и ошеломляющей особенностью оливина некоторых палласитов является присутствие в нем значительных количеств (до 5%) P_2O_5.

Бьюсек [95] обнаружил резко обогащенные фосфором зоны в нескольких кристаллах оливина из палласитов Брагин, Rawlinna и Springwater. Из соображений стехиометрии следует, что ион P^{5+} замещает Si^{4+} в решетке оливина, однако ни способ достижения баланса зарядов, ни петрологическое значение фосфористого оливина сейчас не ясны. Тем не менее данные Бьюсека представляют практический интерес для многих исследователей, которые используют оливины палласитов в качестве стандартов для микрозондовых анализов.

Металл палласитов во многих отношениях похож на металл железных метеоритов с близким содержанием никеля. Он представлен камаситом, тэнитом и плесситом, распределение никеля между которыми свидетельствует об исключительно медленном охлаждении (0,5 – 2,0 °С/млн. лет [97]). Металл некоторых палласитов несет следы деформации, сопровождающейся развитием видманштеттеновой структуры [95].

Троилит присутствует в палласитах в виде примыкающих к оливину масс и в виде нескольких типов сростков, которые Бьюсек [95] интерпретирует как образовавшиеся на последней стадии интерстиционной кристаллизации. Шрейберзит также имеет несколько форм выделения: крупные зерна, примыкающие к оливину, более мелкие зерна в середине участков металла и крошечные идиоморфные *рабдиты*, рассеянные в камасите. Эти формы выделения напоминают аналогичные формы в железных метеоритах и, вероятно, отражают субсолидусное осаждение фосфида [118].

В большинстве, если не во всех палласитах присутствуют один или несколько фосфатов [99]. Наиболее распространены витлокит и станфилдит, которые часто встречаются вместе. Фаррингтонит менее распространен, но некоторые метеориты, например Rawlinna и Springwater, содержат все три минерала. Как и большинство других акцессорных минералов палласитов, фосфаты находятся на периферии кристаллов оливина и, по-видимому, образовались после него. Витлокит представляет геохимический интерес, поскольку в нем содержится то небольшое количество щелочей, которое имеется в палласитах, а ассоциация фаррингтонит – шрейберзит – металл используется в качестве кислородного барометра [475, 99].

Вероятно, наиболее интересным и потенциально важным акцессорным минералом палласитов является низкокальциевый пироксен, который Бьюсек [95] обнаружил в семи палласитах в виде тесных срастаний с оливином. Этот пироксен имеет атомные Fe/(Fe + Mg)-отношения (0,114 – 0,169), которые показывают вариации, аналогичные с вариациями этого же параметра для ассоциирующегося с пироксеном оливина (0,115 – 0,185). Пироксен исключительно беден кальцием (0,04 – 0,20% CaO), и в этом отношении он резко отличается от метеоритных и земных пироксенов, но похож на клинобронзит хондрита Shaw, который явно образовался в результате инверсии существовавшего ранее протобронзита [155]. Поскольку протобронзит неустойчив при

высоких давлениях [73], доказательство его образования в палласитах в условиях равновесия позволило бы установить верхний предел давления при образовании этих метеоритов.

7.3.3. Химический состав и классификация. В обзоре по хондритам (гл. 2) отмечалось, что вариации содержаний главных нелетучих элементов являются наилучшей основой для деления этих метеоритов на классы и группы. Для палласитов такой подход не применим, поскольку грубозернистая структура большинства из них и неоднородное распределение оливина во многих метеоритах требуют чрезмерно больших образцов для получения представительных анализов. Эта проблема решается сочетанием анализов модального минерального состава и состава минералов [95], но точность полученных результатов различна в зависимости от размера образца и недостаточна для более мелких палласитов.

Наиболее надежной основой для классификации палласитов служит принцип, использованный с успехом для железных метеоритов (разд. 7.2.3), – распределение рассеянных элементов в металле. С этой целью было получено несколько групп данных, среди которых наиболее обширны данные Дэвиса [138] и Скотта [550]. Поскольку полученные этими авторами результаты и предложенные ими классификации похожи, мы использовали данные Скотта.

На графиках в логарифмическом масштабе с координатами содержание никеля – содержание иных сидерофильных элементов большинство палласитов попадает в линейновытянутые поля, параллельные или пересекающие тренды, наблюдаемые в железных метеоритах группы IIIAB (рис. 7.10). Три палласита – Cold Bay, Itzawisis и Eagle Station – на всех графиках оказываются достаточно далеко от основной группы. Металл в этих трех метеоритах, называемых группой Eagle Station, обогащен никелем, германием и иридием – более труднолетучими сидерофильными элементами – и обеднен галлием, золотом и мышьяком относительно металла палласитов основной группы. Данных о рассеянных элементах достаточно для разделения этих двух групп палласитов, однако имеются и другие различия. Представители трио Eagle Station содержат необычно железистые оливины (рис. 7.9), изотопные отношения кислорода в которых резко отличаются от наблюдаемых в палласитах основной группы и во всех других метеоритах [124].

Шесть из 28 палласитов, проанализированных Скоттом [550], не укладываются в классификацию. Три имеют составы оливина (Phillips County, $Fa_{18,5}$; Rawlinna, $Fa_{16,5}$; Springwater, $Fa_{18,0}$), промежуточные между палласитами основной группы и группы Eagle Station, другие три (Brenham, Glorieta Mountain, Павлодар) одинаковы в этом отношении с палласитами основной группы. Несмотря на состав оливина, те аномальные палласиты, у которых был изучен изотопный состав кислорода (Brenham, Павлодар, Springwater) имеют отношения $^{18}O/^{16}O$ и $^{17}O/^{16}O$, по существу идентичные наблюдаемым в палласитах основной группы [126]. Если некоторые

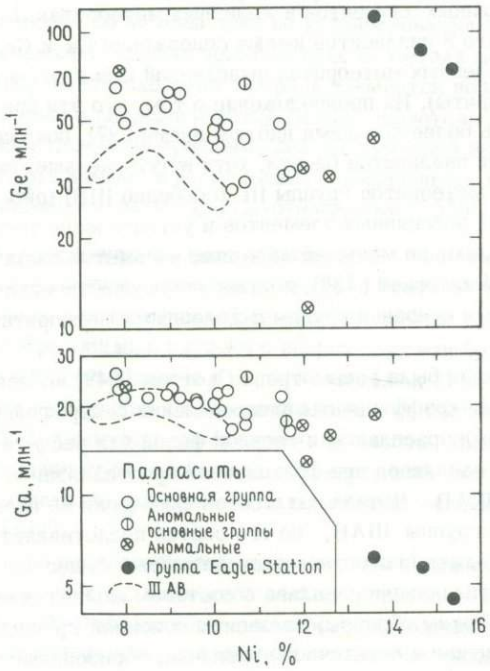


Рис. 7.10. Корреляции между галлием и никелем и германием и никелем в палласитах и железных метеоритах группы IIIAB. Отклонение метеоритов группы Eagle Station на этих диаграммах от других данных подтверждает данные по изотопии кислорода, свидетельствующие об отдельном источнике для этих метеоритов. Данные Скотта [550], а также Скотта и Вассона [553] (для метеоритов группы IIIAB).

аномальные палласиты являются представителями дополнительных групп [138], то представляется вероятным, что эти группы образовались в той же части допланетного облака, что и палласиты основной группы, и из того же кислородного резервуара.

Исследование содержания рассеянных элементов позволило выделить две группы палласитов, и такие исследования необходимо проводить для выявления других групп. В то же время состав оливина является недостаточным критерием для классификации, а морфология оливина – еще более ненадежный параметр: из 11 палласитов, которые содержат в основном угловатые неравновесные оливины, восемь относятся к основной группе, а три представляют группу Eagle Station.

7.3.4. Ассоциация с железными метеоритами. В своем пионерском исследовании рассеянных элементов в железных метеоритах Ловеринг и др. [380] обнаружили, что 8 палласитов имеют содержания Ga и Ge, сходные с наблюдаемыми в железных метеоритах выделенной ими группы III (среднеструктурные октаэдриты). Их предположение о том, что эти две группы связаны, подтвердилось более поздними наблюдениями [97], показавшими, что скорости охлаждения палласитов близки, хотя и чуть меньше, скоростям охлаждения железных метеоритов группы III (особенно IIIB) (рис. 7.11). Дальнейшие исследования рассеянных элементов и установление того факта, что палласиты представляют по меньшей мере две, а может быть, и пять групп с заметно различной историей [138], подтвердили существование взаимосвязи между палласитами основной группы и железными метеоритами группы IIIAB.

Природа этой связи была рассмотрена Скоттом [549] и Дэвисом [97], которые использовали коэффициенты распределения сидерофильных рассеянных элементов между расплавом и твердой фазой для расчета трендов состава остаточных расплавов при фракционной кристаллизации железных метеоритов группы IIIAB. Металл палласитов химически не идентичен металлу метеоритов группы IIIAB, но его состав представляет состав расплава, который должен был остаться после весьма существенной (примерно 80%) кристаллизации расплава с составом железных метеоритов группы IIIAB [549]. Таким образом, палласиты основной группы, по-видимому, состоят из оливина и остаточного расплава, образовавшегося в результате кристаллизации железных метеоритов группы IIIAB.

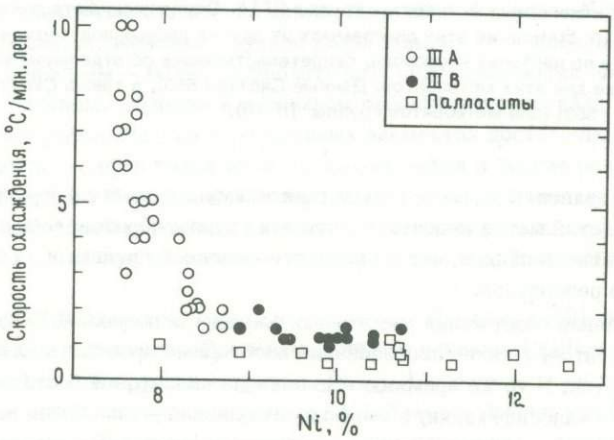


Рис. 7.11. Скорости охлаждения и содержание никеля в палласитах и железных метеоритах группы IIIAB. Данные Бьюсека и Голдштейна [97], Вассона и Седвика [657] и Голдштейна и Шорта [230] (для железных метеоритов группы IIIAB).

Предполагалось, что существуют и другие ассоциации палласитов и железных метеоритов, но ни одна пока не установлена достаточно надежно. Металл некоторых палласитов чем-то похож на металл железных метеоритов группы IIE, но это сходство для ряда элементов незначительно, а имеющиеся изотопные и петрологические данные свидетельствуют против такой ассоциации. Подобные проблемы делают туманной возможную связь между трио Eagle Station и несколькими аномальными железными метеоритами с необычно высокими Ge/Ga-отношениями [550].

7.3.5. Происхождение палласитов. Мнения исследователей палласитов относительно многих аспектов их истории совпадают, но в ряде случаев отмечаются резкие разногласия. Большинство сейчас согласны с тем, что: 1) палласиты образовались глубоко в недрах двух или более родительских тел из смеси твердого оливина и жидкого металла; 2) родительские тела имели хондритовый состав и астероидальные, а не планетарные размеры (разд. 10.4.2); 3) химически когерентные палласиты основной группы, вероятно, представляют край металлического ядра, а не многочисленные более мелкие массы металла, рассеянного в родительском теле, подобно изюминам в булке [611].

Большинство исследователей полагают, что палласиты образовались выше ассоциирующихся с ними железных метеоритов, а не в центре их родительских тел. Местоположение в центре, предложенное Уолом [628], согласуется с относительными скоростями охлаждения палласитов и железных метеоритов группы IIIAB (рис. 7.11), однако из-за низкой плотности оливина относительно железоникелевого расплава представляется невероятным, чтобы оливиновые кристаллы оставались в центре расплавленного ядра, за исключением случая полного отсутствия конвекции. Согласно предположению Скотта [548] и Келли и Ларимера [326], приводящие в замешательство скорости охлаждения палласитов могут быть просто ошибочно низкими из-за химических особенностей металла палласитов. Предложенное Вудом [694, 695] альтернативное объяснение заключается в том, что палласиты образовались в очень мелких телах (радиусом примерно 10 км), но остыли они до температуры 500 °С лишь после того, как эти тела были объединены с образованием более крупных объектов.

Процессы, в результате которых произошло объединение оливина и расплавленного металла, менее ясны, поскольку слагающую палласиты смесь можно интерпретировать по-разному. Скотт [548] считает большие массы поликристаллического оливина в некоторых палласитах остатками непрерывных оливиновых слоев и полагает, что переход от них через обломочные к округлым и ограниченным монокристаллам оливина представляет дробление оливиновых слоев, сопровождавшееся большим или меньшим отжигом и ростом зерен. Бьюсек [95] предполагает, что и округлые, и угловатые оливины являются первичными кристаллами, причем последние деформированы, и

что концентрирование оливина в палласитах аналогично формированию кумулатов в гравитационно расслоенных земных интрузивах. Он полагает, что те палласиты, которые содержат поликристаллические оливиновые агрегаты, претерпели отжиг и рост зерен после аккумуляции. Вуд [694, 695] придерживается похожей точки зрения.

Трудно сделать выбор между этими интерпретациями. Даже то соображение, что угловатые оливины являются свидетельством пластической деформации при малых напряжениях, а округлые оливины не претерпели деформации [335], можно согласовать с обеими моделями. Однако кумулатная модель отчасти подкрепляется тем соображением [688, 694, 695, 95], что объемный процент оливина в большинстве палласитов близок к величине, которая предсказывается для плотной упаковки одинаковых шариков и наблюдается в земных оливиновых кумулатах.

Представление о происхождении кристаллов оливина и расплавленного металла еще более смутное. Поскольку оливин находится на ликвидусах для всех хондритов и является наиболее распространенным нормативным минералом в большинстве из них, он должен быть первой фазой, которая кристаллизуется из хондритового расплава, и последней главной фазой, которая исчезает при плавлении хондритового вещества. Для оливинов палласитов предполагалось и остаточное [548, 578], и кумулатное происхождение [95, 694, 695].

Ключом к решению этой загадки могут быть фазовые соотношения при плавлении никелистого железа. При умеренных давлениях металл и троилит начинают плавиться при температуре чуть ниже 1000 °С [338]. Первые расплавы в такой системе обогащены никелем, а металл в оливин-хромит-металлических остатках, образованных в результате частичного плавления хондритового вещества [578], должен быть беден никелем. Для объяснения палласитов как таких остатков необходимо предположить, что бедный никелем остаточный металл был замещен богатой никелем жидкостью с более низкой температурой плавления, чтобы получить богатый никелем металл, который мы находим в палласитах. Такая история очень неправдоподобна.

Более вероятным представляется предположение Бьюсека [95] и Вуда [694, 695] о том, что палласиты образовались из стратифицированного хондритового расплава, содержащего кристаллы оливина в виде взвеси на границе между расплавленным никелистым железом (более плотная фаза) и расплавленными силикатами (менее плотная фаза). Фракционная кристаллизация железоникелевого расплава приводила к образованию обогащенной никелем остаточной жидкости. При сжатии ядра в процессе кристаллизации эта остаточная жидкость выжималась вверх в оливиновый кумулат, вытесняя при этом любую межкумулусную силикатную жидкость, которая первоначально присутствовала [694, 695]. Или, напротив, экстракция интеркумулусной жидкости с образованием одной или более групп магматических ахондритов

[578] подтягивала обогащенную никелем остаточную жидкость вверх в оливиновый кумулат.

Остается выяснить, работает ли эта модель при объяснении деталей, однако и так ясно, что любая удовлетворительная интерпретация происхождения палласитов обязана объяснить, почему в этих метеоритах совмещены крайне тугоплавкие силикаты и твердый эквивалент низкотемпературного остаточного металлического расплава.

7.4. Возраст железных метеоритов и палласитов

Многие железные метеориты и палласиты вследствие особенностей их минералогии и химического состава невозможно датировать методами, использованными для хондритов (разд. 6.5). К важным исключениям относятся железные метеориты группы IIE, силикатные включения которых содержат калиевый полевой шпат, успешно датированный и Rb – Sr- и K – Ar-методами, и железные метеориты группы IAB, силикаты и троилит которых были датированы I – Xe-методом [467]. Его успешное применение к датированию железных метеоритов группы IAB породило надежду, что в будущем этот метод будет применен для датирования других троилитсодержащих метеоритов.

Наше рассмотрение возраста железных метеоритов сфокусировано на метеоритах групп IAB и IIE. Обзор разрозненных данных о других железных метеоритах был составлен Бернеттом [92].

7.4.1. Возраст образования включений типа IAB. Нимейер [467] привел I – Xe-данные для силикатов пяти железных метеоритов группы IAB. Для четырех образцов получились хорошие высокотемпературные корреляции между ^{129}Xe и образованным в реакторе ^{128}Xe и значения возраста от – 3,7 до + 2,4 млн. лет относительно метеорита Bjurböle. Самые древние возрасты аналогичны возрасту магнетита CI и CM хондритов [369] (рис. 6.1), а остальные лишь немного моложе.

Поскольку железные метеориты группы IAB представляют собой металл-хондритовые брекчии, важно установить, что означают эти возрасты. Нимейер отметил, что содержание никеля и возраст этих четырех железных метеоритов группы IAB коррелируют между собой – факт, свидетельствующий о вероятности того, что силикатные включения и металл образовались совместно, а не являются случайными ассоциатами старых хондритов и более молодого металла. Его попытка проверить этот вывод I – Xe-данными для троилита дала сомнительные результаты. Один из двух проанализированных троилитов – из метеорита Mundrabilla – дал возраст на 10 – 12 млн. лет старше, чем возраст ассоциирующихся с ним силикатов. Другой троилит – из метеорита Pitts – моложе силикатов более чем на 17 млн. лет. Последний возраст может быть связан с интенсивным удар-

ным нагревом, зафиксированным в метеорите Pitts, но первый необъясним. В связи с этим возникают те же самые вопросы, какие возникли в связи с неправдоподобно высокими I – Xe-возрастами для некоторых хондритов (разд. 6.5.3).

Судя по первым впечатлениям, возрасты, полученные для силикатов и троилита железных метеоритов группы IAB, и тот факт, что силикаты и металл этих метеоритов связаны между собой, позволяют предполагать, что метеориты этой группы образовались в Солнечной системе очень рано, практически в конце конденсации допланетного облака.

7.4.2. Возраст включений типа IIE. Известные Rb – Sr-возрасты силикатных включений железных метеоритов группы IIE и начальные отношения в них $^{87}Sr/^{86}Sr$ приведены в табл. 7.7. Наиболее точное начальное отношение, полученное для метеорита Colomera [537], позволяет предполагать, что этот метеорит отделился от родительского тела, имевшего хондритовое Rb/Sr-отношение, на 39 млн. лет позже чем эвкриты с начальным изотопным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$, равным BABI, но раньше, чем произошло уравновешивание изотопов стронция в метеорите Guarena (H6). Метеориты Weekeroo Station и, в большей степени, Kodaikanal имеют более высокие начальные отношения и меньшие возрасты. Хотя начальное отношение для метеорита Kodaikanal не является точным, его низкий Rb – Sr-возраст согласуется с K – Ar-возрастами для этого метеорита [65, 66]. Таким образом, Rb – Sr-данные для железных метеоритов группы IIE позволяют предполагать, что

Таблица 7.7. $^{87}Rb - ^{87}Sr$-возрасты и начальные $^{87}Sr/^{86}Sr$-отношения силикатных включений железных метеоритов группы IIE

Метеорит	Возраст, млрд. лет	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	Литературный источник
Colomera	4,61 ± 0,04	0,69940 ± 4	[537]
El Taco	4,70 ± 0,1	0,700 ± 1	[642]
Weekeroo Station	4,37 ± 0,13	0,703 ± 2	[93]
	4,39 ± 0,07	0,7013 ± 2	[184]
Kodaikanal	3,80 ± 0,1	0,710 ± 2	[94]
9 эвкритов (BABI)	4,47 ± 0,24	0,69898 ± 3	[485]
Guareña (H6)	4,58 ± 0,08	0,69995 ± 15	[644]

Примечание. Неопределенности в изотопном отношении относятся к последнему десятичному знаку. Возрасты 9 эвкритов и одного хондрита приведены для сравнения.

химическая дифференциация метеоритов этой группы происходила в различное время, но значительно позже, чем образование железных метеоритов IAB.

Это явное различие в истории железных метеоритов группы IAB и IIE согласуется с другими различиями между этими группами, поскольку, как мы видели, железные метеориты группы IAB представляют собой нерасплавленные или слегка расплавленные хондрит-металлические метабрекчии, тогда как железные метеориты группы IIE явно претерпели полное плавление и химическую дифференциацию в родительском теле.

7.4.3. Космический возраст. Скотт и Вассон [553] обобщили имеющиеся данные о возрастах облучения железных метеоритов, многие из которых получены Фосхаге [626]. Эти данные представляют интерес главным образом потому, что проливают свет на зависимость между группами железных метеоритов и группами каменных метеоритов. Например, сильное сгущение возрастов железных метеоритов группы IIIAB около значения 650 ± 100 млн. лет соответствует сходному распределению возрастов для обыкновенных хондритов L-группы, и это один из нескольких аргументов в пользу предположения, что эти две группы вещества связаны (разд. 7.5.2). Другие сгущения возрастов железных метеоритов (например, для групп IVA и I A) не столь явно связаны с космическими возрастами каменных метеоритов, хотя они подтверждают точку зрения о том, что железные метеориты каждой из этих групп находились в отдельном родительском теле.

7.5. Эволюция железных и связанных с ними метеоритов: краткое обобщение

В связи с железными метеоритами возникает несколько вопросов:

1. В результате какого физического процесса они образовались? Являются ли они обломками центральных ядер родительских тел, или кусков металла меньшей массы, рассеянных в родительских телах?

2. Как связаны железные метеориты с другими дифференцированными метеоритами и хондритами? Если железные метеориты являются продуктом эволюции вещества хондритов, то можно ли связать отдельные группы железных метеоритов с известными группами хондритов?

3. Какие процессы ответственны за химические вариации, наблюдаемые в пределах групп железных метеоритов и между ними? До какой степени эти вариации отражают процессы в допланетном облаке (первичные), а до какой – дифференциацию кристаллов и жидкости в родительских телах?

Мы уже приводили данные, которые имеют отношение к первому в второму вопросам. Определенные металлургическими методами скорости охлаждения позволяют думать, что железные метеориты одних групп представляют ядра родительских тел, тогда как другие представляют рассеян-

ные в них массы металла. Выводы такого рода для многих групп ограничиваются малым количеством образцов. В других случаях ограничение возникает из-за аналитических возможностей: Уиллис и Вассон [681, 682] и Морен и Голдштейн [450, 451] получили совершенно различные скорости охлаждения для железных метеоритов группы IVAB, которые свидетельствуют о том, что методы металлургического определения термической истории все еще находятся в стадии совершенствования.

Попытки проследить генеалогию железных метеоритов также имеют ограниченный успех. В настоящее время исследования такого рода сфокусированы на тех метеоритах – группы IAB и IIE – которые содержат силикатные включения, и они основаны в значительной степени на данных по изотопии кислорода. Такие данные позволяют предполагать, что железные метеориты группы IAB связаны с некоторыми форстеритовыми и, в меньшей степени, с энстатитовыми хондритами. Железные метеориты группы IIE, возможно, связаны с обыкновенными хондритами H группы и необычным метеоритом Нечаево, но природа их взаимосвязи остается туманной.

Наиболее хорошо документированной ассоциацией является ассоциация железных метеоритов группы IIIAB и палласитов основной группы, которые имеют близкие скорости охлаждения и спектры рассеянных элементов. Как мы увидим ниже, на основании сходных степеней окисления можно полагать, что метеориты этих групп, возможно, связаны также с обыкновенными хондритами (разд. 7.5.2) и(или) с дифференцированными метеоритами мезосидерит-эвкрит-говардит-диогенитовой ассоциации (гл. 8).

Наши представления о связях между железными метеоритами остаются неполными. В той степени, в какой такая ситуация отражает неодинаковую представительность образцов отдельных групп, она может быть исправлена в случае поступления образцов из Антарктиды. Однако основная проблема заключается в том, что при отсутствии силикатных включений критерии выявления ассоциации железных метеоритов с метеоритами других типов недостаточно надежны.

В последней части этого раздела мы рассмотрим третий вопрос – изменение спектров содержаний рассеянных элементов, обнаруженных в железных метеоритах различных групп, в процессе эволюции – и суммируем физические и химические данные об истории наиболее распространенных из этих групп метеоритов.

7.5.1. Химическая история металлической фазы. Подобно тому как мы поступали с хондритами, в истории железных метеоритов можно выделить несколько стадий и попытаться определить, какие из них ответственны за химическую эволюцию железных метеоритов. Эти стадии, расположенные в обратном порядке во времени и без учета разрушения родительских тел и более поздних событий, таковы:

5. Затвердевание.

4. Частичное или полное плавление и сегрегация металла.

3. Аккреция.
2. Окисление и сульфидизация.
1. Конденсация газовой фазы допланетного облака.

Все современные исследователи железных метеоритов, за несколькими редкими исключениями [25, 61], согласны с тем, что фракционная кристаллизация при затвердевании ответственна за большинство химических вариаций, наблюдаемых в пределах групп железных метеоритов. Этот вывод базируется главным образом на хорошем соответствии между наблюдаемыми в метеоритах каждой группы трендами во взаимном распределении элементов и трендами, предсказанными для равновесия между твердым и расплавленным никелистым железом [380, 547, 326]. Отклонения, наблюдаемые в некоторых группах (особенно IAB), свидетельствуют о неполном плавлении и сегрегации металла и согласуются с другими особенностями метеоритов этих групп [326].

История металла до стадии 5 рассмотрена Скоттом [547] и более подробно Келли и Ларимером [326]. Многое из того, что написано ниже, взято из последней работы, которая достойна тщательного изучения.

Конденсация. Пользуясь методами термодинамики, примененными ранее к исследованию метеоритов других классов [356, 245], Келли и Лаример [326] рассчитали траектории равновесной конденсации никеля и других более или менее летучих сидерофильных элементов. Эти траектории (рис. 7.12,*а*) показывают, что по мере конденсации металла содержание никеля в нем падает от начального значения примерно 19% до космического значения 5,7%. Металл вначале обогащен Ir и другими трудно летучими по сравнению с никелем элементами и обеднен медью и некоторыми летучими элементами. Если конденсация происходит в условиях равновесия, то отношения элемент/Ni постепенно приближаются к космическим.

Из рис. 7.12, *а* очевидно, что если конденсация не прекращается, то в результате должен образоваться металл с космическими отношениями элементов. С другой стороны, если металл удаляется из газовой фазы допланетного облака раньше, чем закончится конденсация, он должен содержать больше трудно летучих и меньше летучих веществ, чем предсказывает теория. Таким образом, отношения элемент/Ni могут сказать нам, был ли металл аккретирован до или после окончания конденсации сидерофильных элементов.

Окисление и сульфидизация. При охлаждении газовой фазы допланетного облака до температур ниже 1000 К металл начинает окисляться (табл. 3.5). При 680 К часть металла начинает реагировать с находящейся в газовой фазе серой с образованием троилита. Оба процесса – окисление и сульфидизация – выносят железо из металлической фазы, но не оказывают воздействия на более инертные сидерофильные элементы и не меняют величину их отношений к никелю. Поэтому окисление и сульфидизация показаны на рис. 7.12, *а* в виде перемещения состава металла параллельно космическому E/Ni - отношению

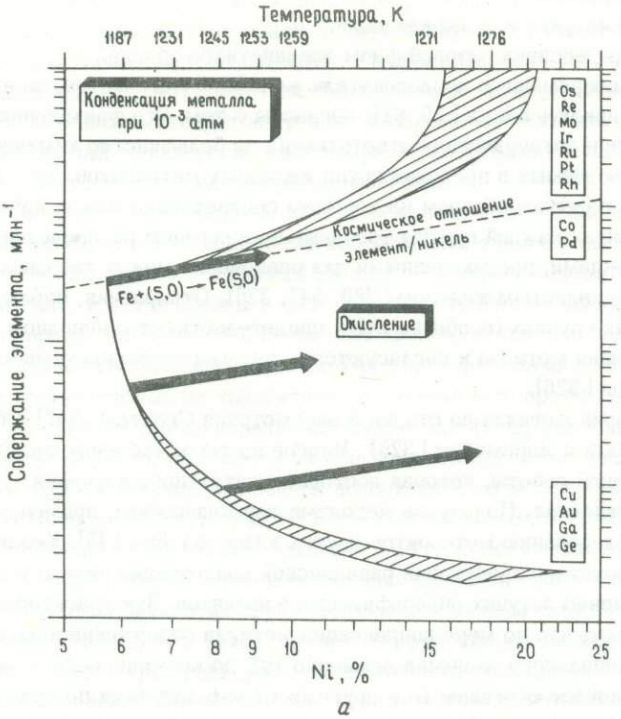


Рис. 7.12. Химическая эволюция металла железных метеоритов. Перепечатано с разрешения из работы [326]. Авторские права 1977 г., Pergamon Press, Ltd. а. Расчетные траектории конденсации элементов (Е) с большей и меньшей относительно никеля летучестью. Заштрихованные поля отвечают неопределенностям, обусловленным термодинамическими данными для иридия и золота, которые считаются представительными для трудно летучих и летучих элементов соответственно. Стрелки показывают эффект выноса железа из металлической фазы в результате окисления

Плавление и сегрегация. Эффекты аккреции и окисления – сульфидизации легко предсказуемы. Напротив, результаты плавления и сегрегации сильно меняются в зависимости от характера процесса плавления и эффективности сегрегации. Келли и Лаример [326] показали несколько трендов в вариациях содержаний рассеянных элементов, которые могут иметь место при различной степени плавления. Ввиду трудности оценки этой степени, представляется удачным тот факт, что железные метеориты большинства групп, по-видимому, претерпели полное плавление металла и эффективную сегрегацию. Принципиальным исключением являются железные метеориты группы IAB.

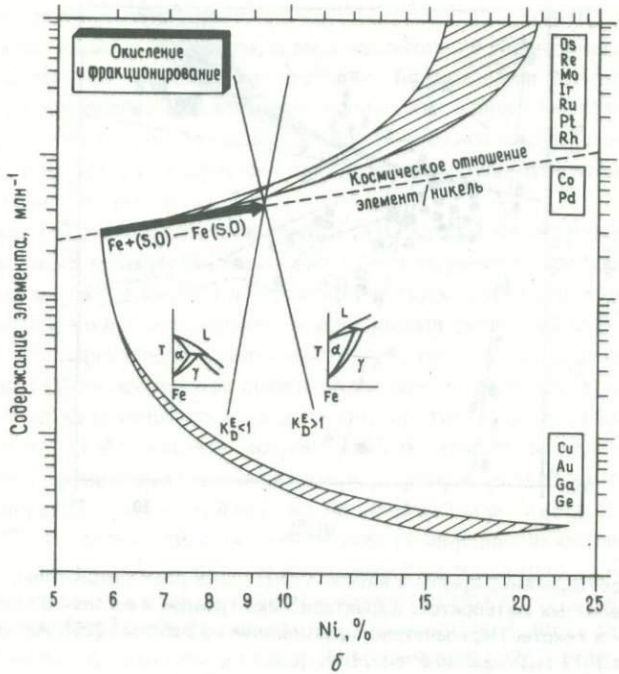


Рис. 7.12 (*продолжение*)

и (или) сульфидизации. *б*. "Традиционная" история металла железных метеоритов. Металл, который образовался в результате протекания комплекса процессов, таких, как ненарушенная равновесная конденсация, большее или меньшее окисление и сульфидизация, аккреция, полное плавление и сегрегация, фракционная кристаллизация, дает тренды содержаний рассеянных элементов, которые пересекают линию космического отношения E/Ni . Наклоны этих трендов меняются в зависимости от K_D^E.

Расчетные и наблюдаемые спектры распределения сидерофильных элементов. Келли и Лаример [326] дали определение того, что они называют "традиционной" историей металла, которая включает полную конденсацию сидерофильных элементов, большее или меньшее окисление и сульфидизацию, аккрецию, полное плавление и сегрегацию и фракционную кристаллизацию. Эта история в обобщенном виде показана на рис. 7.12, *б*. Какая-либо группа железных метеоритов, которой свойственна такая история, представляется семейством корреляционных линий вида элемент/Ni , которые пересекают космическую E/Ni-линию. Наклон каждой корреляционной линии зависит от того, обогащает ли представляемый этой линией элемент жидкую ($K_D^E < 1$) или твердую ($K_D^E > 1$) фазу. Содержание никеля, при ко-

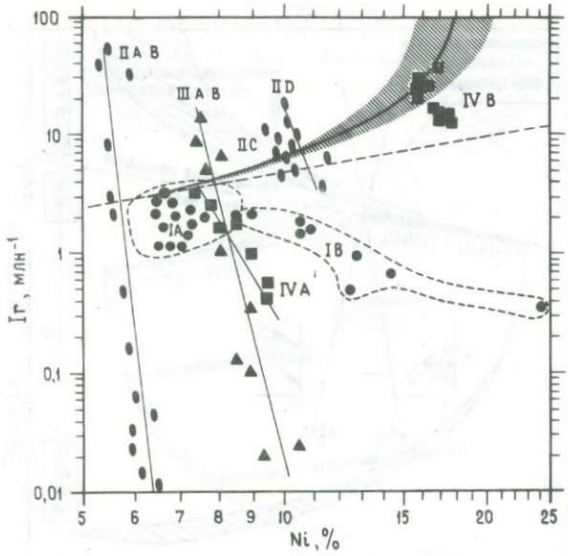


Рис. 7.13. Распределение иридия и никеля в некоторых распространенных группах железных метеоритов. Характеристика трендов и их значение обсуждаются в тексте. Перепечатано с разрешения из работы [326]. Авторские права 1977 г., Pergamon Press, Ltd.

тором пересекаются корреляционные линии, отражает степень окисления или сульфидизации, предшествующей плавлению.

Келли и Лаример обнаружили, что пять групп железных метеоритов – IC, IIAB, IIC, IID и IIIAB – имеют спектры рассеянных элементов, согласующиеся с традиционной историей, показанной в общих чертах на рис. 7.12, *б*. Поскольку корреляционные линии для этих групп пересекают линии космического отношения элемент/Ni в точках различного содержания никеля (см. Ir –Ni -корреляции на рис. 7.13), вероятно, что метеориты этих групп были окислены в различной степени. Группа IIIAB, по-видимому, наиболее окислена, тогда как группа IIAB – восстановлена.

Из рис. 7.13 и других диаграмм для рассеянных элементов видно, что метеориты группы IVB обогащены трудно летучими сидерофильными элементами относительно никеля и обеднены летучими. Келли и Лаример [326] отметили, что данные для различных элементов позволяют предположить, что IVB родительское тело аккретировалось раньше окончания конденсации при температуре в допланетном облаке около 1270 К.

Металл группы IAB показывает Ir –Ni -тренд, который резко отличается от трендов для других групп (рис. 7.13). Этот тренд не согласуется с фракционной кристаллизацией, но согласуется с частичным плавлением и неполной сегрегацией.

7.5.2. Эволюция отдельных групп. Данные о рассеянных элементах железных метеоритов большинства групп еще слишком малочисленны для установления надежных трендов, а малочисленность термодинамических данных для многих элементов ограничивает возможности интерпретации деталей этих трендов. Тем не менее химические данные вместе с другими фактами позволяют описать в общих чертах историю наиболее многочисленных групп железных метеоритов и дать для этих групп ответы на вопросы, поставленные в начале разд. 7.5.

Группа IAB. Представители группы IAB, второй по численности (18,7%) среди железных метеоритов, характеризуются широкими вариациями содержаний никеля (от 6,4 до 25%) и структур (от грубоструктурных октаэдритов до атакситов), но весьма скромными вариациями скоростей охлаждения (рис. 7.5). Ряд аргументов свидетельствует о том, что железные метеориты группы IAB не претерпели полного плавления в родительском теле. Во-первых, один из крупнейших железных метеоритов – Canyon Diablo – неоднороден в масштабе десятков метров [449]. Во-вторых, в некоторых метеоритах этой группы найдены силикатные включения с низкой плотностью, которые наверняка были бы удалены из Fe –Ni -расплава в результате всплывания [187]. В-третьих,валовой состав этих силикатных включений свидетельствует лишь о локальном или частичном плавлении (разд. 7.2.6). Наконец, вариации содержаний рассеянных элементов между метеоритами этой группы не согласуются с фракционной кристаллизацией, но их можно объяснить частичным плавлением и неполной сегрегацией [326]. Поэтому очевидно, что метеориты группы IAB имеют укороченную историю. Сказанное выше может быть справедливо и для железных метеоритов группы IIICD, которые по ряду аспектов похожи на метеориты группы IAB [553].

В разд. 7.2.6 мы видели, что силикатные включения типа IAB по минералогии и изотопному составу сходны с некоторыми форстеритовыми хондритами. Предполагались также другие ассоциации, включающие железные метеориты группы IAB. Данные по изотопии кислорода (рис. 7.7) позволяют считать, что и включения типа IAB, и форстеритовые хондриты образовались из энстатитовых метеоритов в результате процессов, сопровождающихся разбавлением обогащенным ^{16}O компонентом (разд. 3.4.1). С другой стороны, включения типа IAB и форстеритовый хондрит Pontlyfni лежат на одном тренде масс-фракционирования изотопов кислорода с палласитами основной группы, мезосидеритами и некоторыми типами ахондритов. Ясно, что основанные на этих зависимостях предположения о существовании ассоциаций метеоритов остаются крайне умозрительными.

Группа IIAB. Железные метеориты группы IIAB (10,8%) имеют ограниченный интервал содержаний никеля (от 5,3 до 6,4%) и включают лишь гексаэдриты и грубоструктурные октаэдриты. Наблюдаемые в них тренды содержаний рассеянных элементов свидетельствуют о традиционной истории, включающей фракционную кристаллизацию в ядре. Однако скорости

их охлаждения изменяются сильно и скачкообразно, свидетельствуя либо об образовании в скоплениях металла, рассеянных в одном объекте, либо об образовании в двух родительских телах [553] (табл. 10.4).

Келли и Лаример [326] обнаружили, что представители этой группы имеют почти космические Fe/Ni -отношения, позволяющие предполагать, что конденсация не сопровождалась существенным окислением металла. На этом основании они полагают, что железные метеориты группы IIAB связаны со сходными по степени восстановления энстатитовыми хондритами.

Группа IIE. В связи с важностью силикатных включений в железных метеоритах группы IIE достойно сожаления то, что эта группа малочисленна (2,5% железных метеоритов). Для ее представителей характерны слабые тренды в вариациях содержаний рассеянных элементов и слабая корреляция между шириной балок камасита и валовым содержанием никеля [553]. Они представляют собой скорее образцы небольших скоплений металла, чем обломки единого ядра [645].

Данные по изотопии кислорода для силикатных включений группы IIE позволяют предполагать, что они связаны с хондритами H группы и, возможно, с метеоритом Нечаево процессами, – пока еще не установленными – которые сопровождаются обогащением ^{16}O (рис. 7.7).

Группа IIIAB. Эта группа является самой распространенной (32,3% железных метеоритов) и включает метеориты, в которых наблюдаются незначительные вариации содержания никеля (от 7,1 до 10,5%) и структуры. Интерпретация их истории осложняется тем фактом, что, с одной стороны, широкие и систематические вариации содержаний рассеянных элементов свидетельствуют о фракционной кристаллизации в ядре, а с другой – высокие и изменчивые скорости охлаждения железных метеоритов группы IIIA, по-видимому, более согласуются с образованием в нескольких расплавленных скоплениях металла, расположенных на различных глубинах в IIIAB родительском теле. Из различных объяснений термальной истории железных метеоритов группы IIIAB и связанных с ними палласитов основной группы [97, 326, 694, 695] ни одно не выглядит более предпочтительным. Структура родительского тела железных метеоритов группы IIIAB и палласитов основной группы остается неясной.

Сходные степени окисления вещества, ударная история, спектры содержаний летучих элементов и возраст газоудержания позволяют предполагать, что железные метеориты группы IIIAB связаны с обыкновенными хондритами группы L [12, 277, 301, 326]. К сожалению, невозможно принять эту ассоциацию без разъединения железных метеоритов группы IIIAB и палласитов, поскольку оливин палласитов основной группы отличен по изотопному составу кислорода от силикатов обыкновенных хондритов (рис. 7.7). Поскольку способа навести мост через эту изотопную пропасть нет, автор настоящей работы считает ассоциацию палласитов и железных метеоритов группы IIIAB хорошо обоснованной, а ассоциацию L хондритов и IIIAB метеоритов умозрительной.

Группа IVA. В этой группе (8,3% известных железных метеоритов), как и в группе IIIAB, наблюдаются расхождения между химическими данными, свидетельствующими об образовании этих метеоритов в ядре (рис. 7.4), и сильно различающимися скоростями охлаждения, свидетельствующими об образовании их в скоплениях металла, рассеянных в родительском теле. Уиллис и Вассон [681] попытались устранить это расхождение, заново определив скорости охлаждения железных метеоритов группы IVA и получив при этом близкие скорости для различных метеоритов. Хотя этот результат, по-видимому, свидетельствует в пользу образования метеоритов данной группы в ядре, Морен и Голдштейн [450, 451] оспаривают его. Этот спор пока не разрешен [682].

Группа IVB. Метеориты этой небольшой группы (2,3% железных метеоритов) обогащены трудно летучими и обеднены летучими сидерофильными элементами. Специфическая картина вариаций содержаний рассеянных элементов свидетельствует о том, что металл группы IVB был изолирован от газовой фазы в результате аккреции при температуре около 1270 К [326] раньше, чем сконденсировались все сидерофильные элементы.

7.5.3. Современное состояние проблемы и перспективы. Так же как в случае хондритов (разд. 6.7), детальное изучение железных и связанных с ними метеоритов в последние два десятилетия привело к тому, что они кажутся нам еще более сложными. Раньше, до того как стали доступны многочисленные данные о рассеянных элементах, казалось возможным считать железные метеориты продуктами фракционной кристаллизации единого расплавленного ядра большого родительского тела [378]. Сейчас ясно, что железные метеориты являются образцами по меньшей мере 12 химических систем, что они суть результат эволюции астероидальных, а не планетарных тел [187] (разд. 10.4.2) и что одни были полностью расплавлены, а другие нет.

Последнее утверждение особенно важно, поскольку, как обнаружили Келли и Лаример [326], оно свидетельствует о том, что железные метеориты несут в себе запись о различных стадиях истории металла, а не являются просто конечными продуктами образования ядра. В отличие от Земли и Луны родительские тела железных метеоритов не полностью скрыли следы своей ранней эволюции.

Многие аспекты железных метеоритов требуют дальнейшего исследования, но радиологическое датирование, по убеждению автора, особенно важно. Имеющиеся Rb – Sr-возрасты железных метеоритов группы IIE позволяют предполагать, что дифференциация родительских тел железных метеоритов была длительным процессом, однако вариации этих возрастов столь широки, что история этого процесса определяется плохо. Отдельные находки силикатов в других группах, кроме IAB и IIE, позволяют надеяться что общепринятые методы датирования можно применить и к этим метеоритам.

Для тех групп, где силикатов нет, следует рассчитывать на такие методы датирования – например, Re – Os [270], Pd – Ag [327] – которые используют изотопы, присутствующие в металлической фазе. Для железных метеоритов, как и для хондритов, хронология остается слабым звеном в наших знаниях.

Другим слабым звеном является наше понимание низкотемпературной истории железных метеоритов, которая зафиксирована в плессите и других очень мелкозернистых структурах. Увеличивающееся использование для анализа электронного микрозонда должно заполнить этот пробел [371].

Для более четкого выделения малочисленных групп железных метеоритов и выявления новых групп необходима лучшая представительность образцов и более широкие исследования рассеянных элементов. Поступление нового материала из Антарктиды и больший доступ к метеоритам КНР принесут большую пользу для железных метеоритов, нежели для какого-либо другого класса метеоритов.

Рекомендуемая литература

Железные метеориты

Buchwald V.F. 1975. Handbook of Iron Meteorites, Berkeley, University of California Press, 1418 pp.

Goldstein J.I., Axon H.J. 1973. The Widmannstätten figure in iron meteorites. Naturwissenschaften, **60**, 313 – 321.

Kelly W.R., Larimer J.W. 1977. Chemical fractionations in meteorites. VIII. Iron meteorites and the cosmochemical history of the metal phase. Geochim. Cosmochim. Acta **41**, 93 – 111.

Scott E.R.D., Wasson J.T. 1975. Classification and properties of iron meteorites. Rev. Geophys. Space Phys. **13**, 527 – 546.

Палласиты

Buseck P.R. 1977. Pallasite meteorites – mineralogy, petrology and geochemistry. Geochim. Cosmochim. Acta **41**, 711 – 740.

Scott E.R.D. 1977a. Formation of olivine – metal textures in pallasite meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta **41**, p. 693 – 710.

Scott E.R.D. 1977 c. Pallasites – metal composition, classification and relationships with iron meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta **41**, p. 349 – 360.

Ассоциации метеоритов

Clayton R.N., Mayeda T.K. 1978a. Genetic relations between iron and stony meteorites. Earth Planet. Sci. Lett. **40**, 168 – 174.

Clayton R.N., Onuma N., Mayeda T.K. 1976 c. A classification of meteorites based on oxygen isotopes. Earth Planet. Sci. Lett. **30**, 10 – 18.

8. Эвкритовая ассоциация

В эвкритовую петрогенетическую ассоциацию входит четыре группы дифференцированных метеоритов — эвкриты, говардиты, мезосидериты и диогениты. Вариации химического состава в пределах этой серии, сходный изотопный состав кислорода и совместное нахождение в брекчиях свидетельствуют, что эти группы метеоритов тесно связаны между собой и, возможно, представляют единое родительское тело. Эвкриты и диогениты — магматические породы, сходные соответственно с земными базальтами и кумулатными пироксенитами. Говардиты и мезосидериты — это образованные на поверхности родительского тела брекчии и метабрекчии, состоящие в основном из эвкритовой, диогенитовой и — в мезосидеритах — металлической компонент.

Близкие значения Rb—Sr (валовая проба), Sm—Nd- и свинцово-свинцового возрастов свидетельствуют, что магматические представители эвкритовой ассоциации кристаллизовались 4,54 млрд. лет назад. Этот возраст очень близок к возрасту большинства, если не всех, хондритов. Меняющиеся, но всегда более низкие значения Rb—Sr (внутренняя изохрона)-возрастов свидетельствуют об ударной переработке вещества этих метеоритов в течение примерно 1,5 млрд. лет после его образования.

Петрологические и химические признаки показывают, что жидкости, из которых образовалось большинство эвкритов, возникли в результате частичного плавления хондритоподобного очага и последующей большей или меньшей фракционной кристаллизации расплава. При большей степени плавления того же или подобного исходного материала образовались жидкости, давшие начало кумулятивным эвкритам и диогенитам. В отличие от земных и лунных базальтов, эвкриты и связанные с ними метеориты образовались в изначально недифференцированном родительском теле. В состав этого тела, предположительно отождествляемого с астероидом 4 Веста, входили, по-видимому, также палласиты основной группы и железные метеориты группы IIIAB. Однако представляется более вероятным, что метеориты последних групп являются образцами глубоких недр подобного, но другого родительского тела.

8.1. Введение

Петрология метеоритов, которые были рассмотрены до сих пор, имеет мало общего с земной петрологией. Аналогичных хондритам пород на Земле нет, и, хотя в хондритах зафиксированы некоторые процессы — брекчирование, ударное воздействие и облучение, — которые воздействовали также на вещество лунной поверхности, их сходство с лунным веществом мало. Желез-

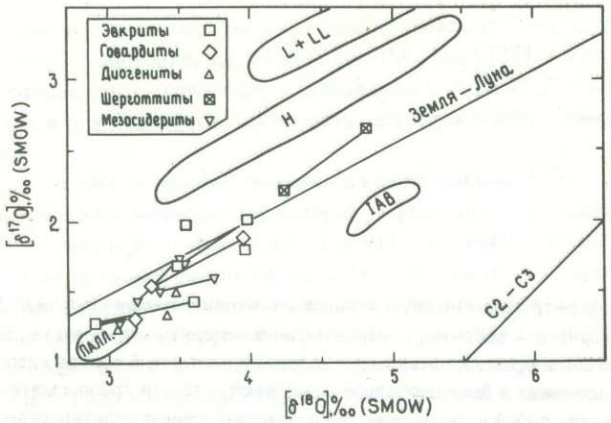


Рис. 8.1. Отношения изотопов кислорода в эвкритах и связанных с ними метеоритах в сравнении с метеоритами других групп [124, 126, 131, 128].

ные метеориты и палласиты, сформировавшиеся в недрах родительских тел, еще более далеки от тех пород, с которыми мы обычно имеем дело.

Общим объектом земной, лунной и метеоритной петрологии являются базальты – магматические пироксен-плагиоклазовые породы, которые слагают большую часть земной коры и выполняют морские бассейны Луны. Сходными породами представлены две группы богатых кальцием ахондритов – *эвкриты и шерготтиты*, и эти же породы являются принципиальными компонентами двух групп метеоритных брекчий – *говардитов и мезосидеритов*.

Раньше, до того как были изучены лунные образцы, многие исследователи считали, что базальтоподобные метеориты попали к нам с Луны [172]. Эта точка зрения продержалась недолго, поскольку, хотя некоторые лунные базальты и обнаруживают заметное сходство с эвкритами по составу и структуре, при детальном сравнении выявляются три важных различия. Во-первых, изотопный состав кислорода всех пироксен-плагиоклазовых ахондритов, возможно за исключением шерготтитов, на трехизотопной диаграмме (рис. 8.1) лежит ниже линии масс-фракционирования Земля – Луна. Во-вторых, большинство этих метеоритов не имеет характерной отрицательной аномалии европия, которая типична для лунных морских базальтов и свидетельствует об отделении их от ранее фракционированного родительского вещества (разд. 8.8.2). Наконец, радиологические возрасты эвкритов и диогенитов показывают, что эти породы кристаллизовались примерно на полмиллиарда лет раньше самых древних из известных морских базальтов (разд. 8.7.1).

В связи с исключением Луны как источника базальтических ахондритов эти метеориты становятся, пожалуй, еще более интересными для петрологов. Эвкриты и связанные с ними метеориты знакомят нас с третьим проявлением планетарного базальтового вулканизма, а шерготтиты, вероятно, представляют четвертое. Более того, в отличие от земных и лунных базальтов большинство этих пород образовались очень рано в истории Солнечной системы и скорее на астероидальных, а не на планетарных телах. Они переносят историю базальтового вулканизма в глубь веков к началу истории Солнечной системы и, таким образом, дают ценную контрольную точку для сравнительно-планетологических исследований [33].

Эта глава посвящена эвкритам, брекчированным говардитам и мезосидеритам и гиперстеновым ахондритам, или диогенитам. Все эти метеориты, по-видимому, связаны между собой и называются кратко *эвкритовой петрогенетической ассоциацией*. Мы опишем каждую группу этой ассоциации, обсудим химические и генетические закономерности между группами и рассмотрим природу родительского тела, в котором они образовались.

Шерготтиты во многих отношениях похожи на некоторые эвкриты и часто классифицируются вместе с ними как базальтические ахондриты, но они, по-видимому, не относятся к эвкритовой ассоциации. Эти, а также другие метеориты, не входящие в ассоциации, рассматриваются в гл. 9.

8.2. Эвкритовая ассоциация

Основанием существования генетической связи между эвкритами, говардитами и мезосидеритами долгое время считались структурное и минералогическое сходство этих метеоритов [506]. Изменение химического состава в пределах этой серии, пример которого показан на рис. 8.2, подтверждает этот вывод и позволяет сделать более конкретное предположение, а именно что говардиты и мезосидериты представляют собой смеси эвкритового и диогенитового вещества с большим (мезосидериты) или меньшим (говардиты) количеством металлического железа. Данные по изотопии кислорода [596, 131] согласуются с такой зависимостью и свидетельствуют о том, что эта ассоциация, возможно, включает и палласиты основной группы (рис. 8.1).

Метеориты эвкритовой ассоциации разнообразны и в связи с ними возникают разные вопросы. Эвкриты наверняка магматические породы, диогениты, вероятно, также. Хотя многие представители этих двух групп являются брекчиями, они,как правило, геномиктовые. Напротив, говардиты представляют собой полимиктовые брекчии, которые содержат эвкритовую, диогенитовую и в некоторых случаях хондритовую компоненты. Еще более гетерогенные мезосидериты содержат все эти компоненты плюс металл и обломки пород, которые не встречены в виде отдельных метеоритов.

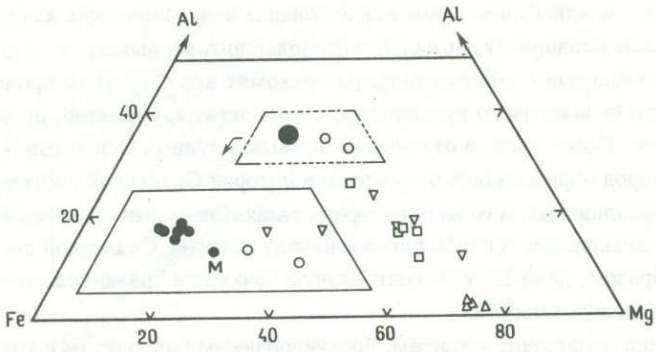


Рис. 8.2. Содержания Fe (общее), Mg и Al в некумулятивных (черные кружки) и кумулятивных (белые кружки) эвкритах, говардитах (квадраты), диогенитах (треугольники) и силикатных фракциях мезосидеритов (дельта) [419—421, 561]. На вставке представлены увеличенный участок графика, ограниченный пунктирными линиями. На нем некумулятивные эвкриты показаны отдельными точками, а один из них — Macibini — помечен М.

Поскольку эвкриты и диогениты являются и наиболее гомогенными представителями ассоциации, и важнейшими компонентами брекчий, мы вначале опишем их, а затем перейдем к более сложным говардитам и мезосидеритам.

8.3. Эвкриты

Вассон [650] привел список 24 эвкритов, из которых все, кроме 4 метеоритов, являются падениями. В результате последних исследований добавилось еще три находки: Moama [379] и два антарктических метеорита Allan Hills ALHA 76005 [477] и ALHA 77302 [411].

Большинство этих метеоритов химически похожи и удовлетворяют определению эвкритов как небрекчированных, мономиктовых брекчированных или геномиктовых брекчированных магматических пород [172]. Исключение описано ниже.

8.3.1. Петрография и минералогия. Работа Дюка и Силвера [172] по пироксен-плагиоклазовым ахондритам остается лучшей сводкой по петрографии и минералогии эвкритов, хотя многие детали изложены лучше в других работах. Данные о модальном и минеральном составе 9 эвкритов, взятые в основном из этого источника, приведены в табл. 8.1. Структурные вариации среди эвкритов показаны на рис. 8.3.

Структура. Три эвкрита — Moore County, Serra de Magé и Moama — представляют собой небрекчированные среднезернистые эквигранулярные поро-

Таблица 8.1. Модальный состав и состав главных минералов 9 эвкритов, перечисленных в порядке уменьшения содержания пироксена (Px)

	Нормативный состав, об. %				Состав минералов		
	Px	Pc	SiO_2	Прочие	Пироксен [Fe/(Fe+Mg)]	Плагиоклаз (мол. % An)	SiO_2
1. Ibitira	63	31	4	2	0,56	95 – 96	C
2. Pasamonte	63	30	3	4	0,48 – 0,70	86	T
3. Nuevo Laredo	62	33	1	4	0,67	85	C, Q
4. Juvinas	56	40	1	3	0,62	80	T, Q
5. Sioux County	56	41	2	1	0,59	90	T, Q
6. Stannern	55	39	3	3	0,62	80	Q
7. Moama	49	49	1	1	0,40 – 0,43 (i)	94	T
8. Moore County	44	50	2	4	0,50(i)	90	T
9. Serra de Magé	40	56	0	4	0,44(i)	95	T

Примечание. Данные взяты из работы [172], за исключением метеоритов Moama [379] и Ibitira [677]. Пироксен (Px) представлен пижонитом, который в некоторых метеоритах инвертирован (i). Полиморфные модификации кремнезема представлены кварцем (Q), тридимитом (T) и кристобалитом (C). Pc – плагиоклаз.

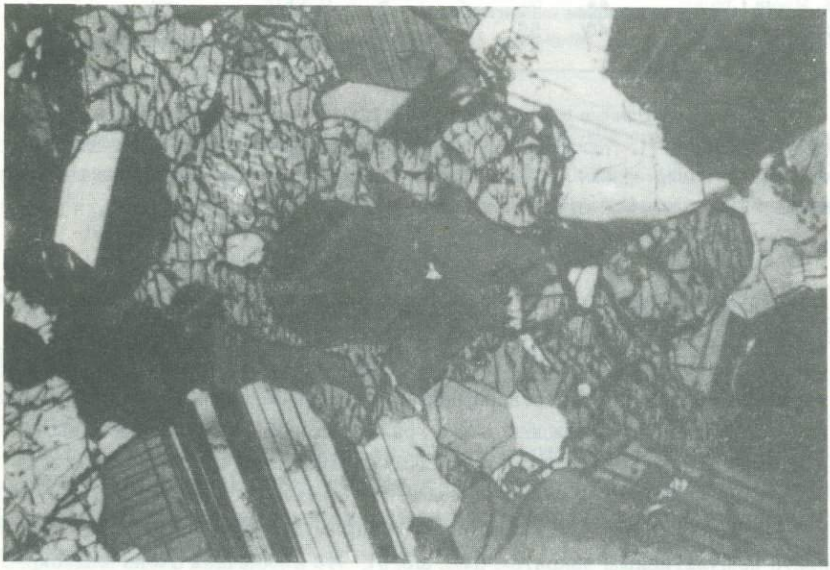
ды, структура которых в целом является габбровой (рис. 8.3, *а*). Кристаллы в этих метеоритах обнаруживают предпочтительную ориентировку, которая свидетельствует об оседании [274]. Их пироксены показывают сложные структуры распада твердого раствора (инвертированный пижонит), которые указывают на медленное охлаждение. Эти три метеорита, на основании приведенных выше и некоторых других признаков считающиеся магматическими кумулатами, называются *кумулятивными эвкритами.*

Метеорит Ibitira представляет собой прямую структурную противоположность кумулятивным эвкритам (рис. 8.3, *б*). Эта необычная очень мелкокристаллическая пористая порода является, по-видимому, близповерхностным образцом лавового потока [677], хотя ее первичная магматическая структура затушевана процессами статического и ударного метаморфизма и отжига [573].

Остальные эвкриты промежуточны по своим характеристикам относительно этих крайних разностей (рис. 8.3, *в*). Несмотря на то что многие *некумулятивные эвкриты* брекчированы и содержат компоненты с различной структурой и термальной историей [446, 588, 630], они обнаруживают офитовые и субофитовые соотношения пироксена и плагиоклаза, которые хорошо известны

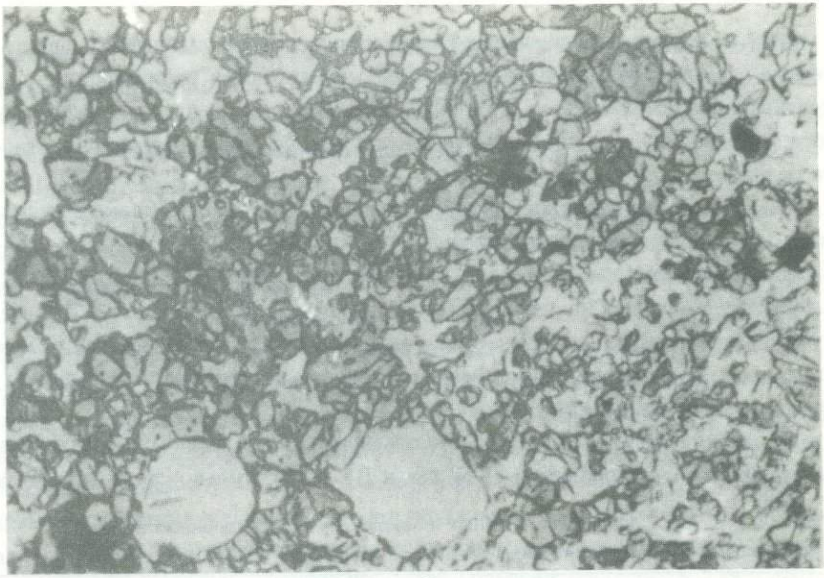
исследователям земных базальтов. Лишь метеорит Macibini является полимиктовой брекчией [420, 514]. Хотя полимиктовое брекчирование характерно для говардитов [172], метеорит Macibini в этой работе отнесен к эвкритам, поскольку он содержит очень мало говардитового материала (рис. 8.2).

Минералогия. Данные о составе и содержании главных минералов эвкритов приведены в табл. 8.1. Кумулятивные эвкриты состоят из почти равных количеств ортопироксена (инвертированный пижонит) и кальциевого плагиоклаза. В некумулятивных эвкритах пироксенов (химически зональный пижонит и в меньшем количестве авгит) больше, чем плагиоклаза. К тому же в этих метеоритах пироксены более железистые, а плагиоклаз менее кальциевый, чем в кумулятивных эвкритах. Дополнительными минеральными фазами, присутствующими в большинстве, если не во всех эвкритах, являются бедный никелем металл, троилит, хотя бы один фосфат, ильменит и хромит.

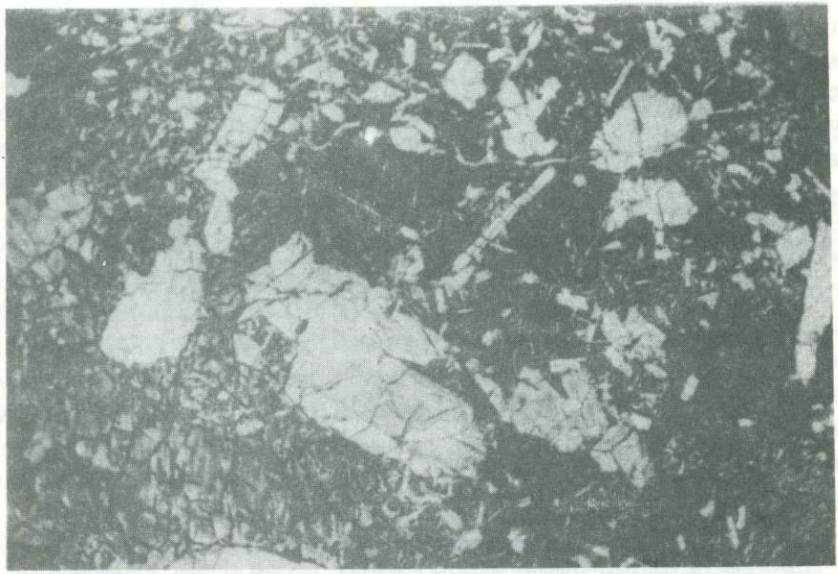


а

Рис. 8.3. Вариации структур эвкритов. При почти одинаковых увеличениях показаны: *а* – кумулятивные и *б*, *в* – некумулятивные эвкриты. *а*. Метеорит Serra de Magé, николи скрещены, ширина поля зрения 1,4 мм. Заметны пластинки распада твердого раствора в крупном кристалле инвертированного пижонита (вверху слева). *б*. Метеорит Ibitira, плоскополяризованный свет, ширина поля зрения 1,21 мм. Внизу видны два пузырька, один почти круглой формы. *в*. Метеорит Juvinas, ширина поля зрения 1,5 мм.



б



в

Рис. 8.3 (*продолжение*)

8.3.2. Химия. Среди многих анализов эвкритов на главные и второстепенные элементы [4] наиболее согласованными являются рентгено-флуоресцентные анализы Мак-Карти и др. [419, 420]. Они приведены в табл. 8.2, в которую для сравнения включены также анализы четырех диогенитов и одного говардита.

Как можно заключить из рис. 8.2, вариации содержаний главных элементов в эвкритах в общем незначительны. Из 8 некумулятивных эвкритов, проанализированных Мак-Карти и др., лишь метеорит Macibini значительно отклоняется от средних значений, приведенных на рис. 8.2 и в табл. 8.2. Даже кумулятивные эвкриты отличаются от остальных лишь в деталях, таких, как повышенное содержание хрома и магния и несколько меньшее содержание кремнезема, железа и кальция.

Вариации содержаний рассеянных элементов более значимы. Кумулятивные эвкриты сильно обеднены P, K, Sr и Ba относительно некумулятивных.

Таблица 8.2. Содержания главных и некоторых второстепенных элементов в некумулятивных и кумулятивных эвкритах [419, 420]

	1	2	3	4	5
%					
SiO_2	48,86	48,32	48,42	50,41	52,82
TiO_2	0,70	0,44	0,17	0,23	0,07
Al_2O_3	12,58	12,65	12,69	6,95	0,81
Cr_2O_3	0,34	0,44	0,54	0,75	1,48
FeO	18,75	17,24	16,18	16,83	16,24
MnO	0,55	0,52	0,55	0,54	0,53
MgO	7,20	9,41	11,35	17,75	26,71
CaO	10,33	9,37	9,08	5,82	0,94
Na_2O	0,50	н.о.	н.о.	0,20	0,05
P_2O_5	0,10	0,04	0,06	0,04	0,01
млн$^{-1}$					
K	359	180	60	85	15
Sr	81	64	51	33	<2
Zr	52	н.о.	н.о.	15	<2
Y	17	н.о.	н.о.	4,4	<2
Ba	35	19	7,6	11	<2

Примечание. Некумулятивные эвкриты: колонка 1 — среднее из семи. Кумулятивные эвкриты: Moore County (колонка 2) и Serra de Magé (колонка 3). Приведены также анализы говардита Binda (колонка 4) и среднее для четырех диогенитов (колонка 5). Все железо выражено в форме FeO. н.о. — не определялся.

Вариациям содержаний этих и других рассеянных элементов, которые имеют отношение к магматической истории эвкритов, уделено гораздо больше внимания, и они рассматриваются в разд. 8.8.

8.3.3. Физическая история. Как указывают структурно-минералогические характеристики, эвкриты представляют собой эффузивные и неглубокого залегания интрузивные магматические породы, большинство которых брекчированы, а некоторые (например, метеорит Ibitira) имеют сложную историю, включающую воздействие и ударного, и статического метаморфизма.

Компоненты эвкритовых брекчий несут информацию преимущественно о поверхностных и близповерхностных процессах в истории их родительского тела. Фазовые соотношения в пироксенах особенно поучительны, поскольку преобладающий пироксен – пижонит – претерпел распад твердого раствора и инверсию, степень которых находится в обратной зависимости со скоростью охлаждения. Миямото [446] на основании собственных наблюдений и исследований других авторов выделил четыре типа соотношений пироксенов в эвкритах (см. также [588]. Одни эвкриты, такие как Pasamonte, содержат химически зональный пижонит, который не имеет пластинок распада твердого раствора. В других, таких, как Juvinas и Nuevo Laredo, пижонит гомогенный и содержит авгитовые пластинки распада твердого раствора, параллельные (001) минерала-хозяина. Кумулятивный эвкрит Moore County содержит гомогенный пижонит, который имеет авгитовые пластинки по (001) и частично инвертирован в ортопироксен. Эти вариации, которые свидетельствуют о все более медленном охлаждении, достигают кульминации в говардите Binda, который содержит ортопироксен с авгитовыми пластинками распада твердого раствора, параллельными (100).

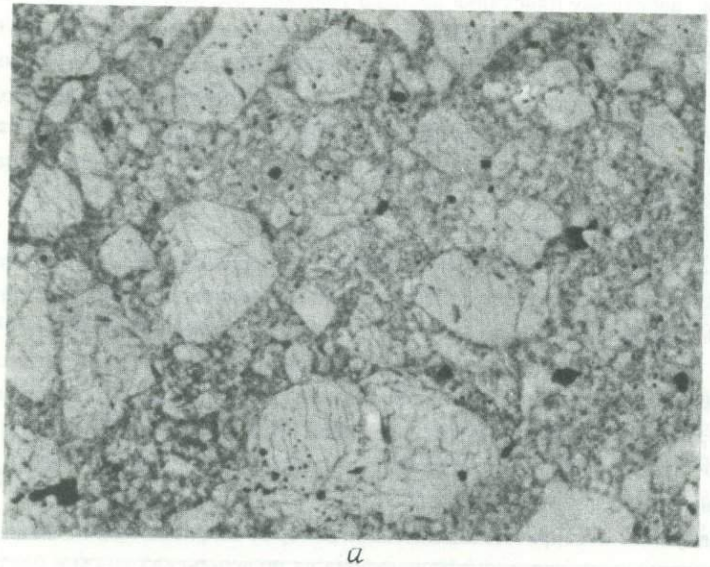
Поскольку наиболее брекчированные эвкриты содержат лишь один тип пироксена, их класты, по-видимому, являются образцами небольшого вертикального разреза их родительского тела: такие метеориты являются истинными мономиктовыми брекчиями. Некоторые эвкриты, такие, как метеорит Pasamonte, содержат класты, которые имеют два или более типов пироксена. Эти геномиктовые брекчии являются образцами довольно большого интервала глубин, возможно, в несколько километров [446, 588, 587]. Эти факты позволяют предполагать, что родительское тело эвкритов имело мощный, перемешанный на большую глубину реголит.

Вне рамок посткристаллизационной истории эвкритов лежат такие вопросы, как происхождение и дифференциация их родительских магм и состав очагов, из которых поступали эти магмы. Поскольку и другие породы эвкритовой ассоциации имеют отношение к этим вопросам, они рассматриваются в конце данной главы в разд. 8.8.

8.4. Диогениты

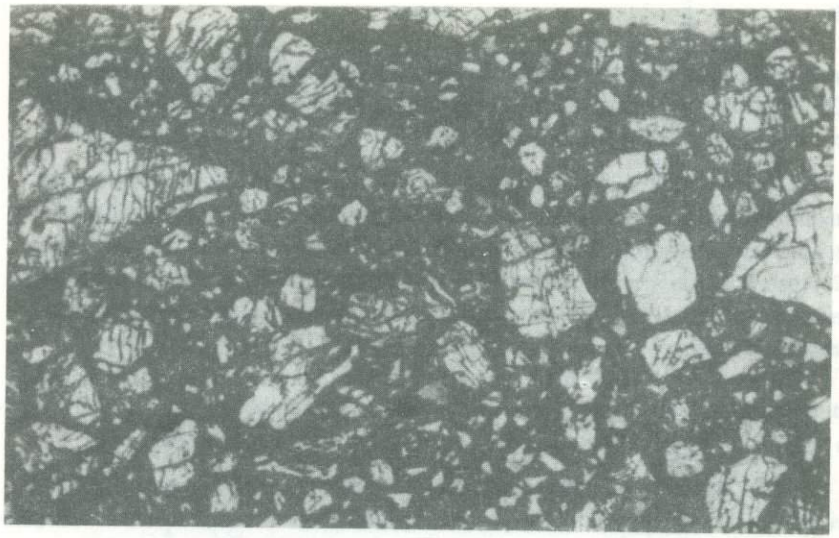
Несколько наименований – шалкит, диогенит, хладнит и родит – использовалось для ахондритов, которые состоят почти полностью из магнезиального ортопироксена (Fs_{23-27}) [404]. Большинство этих терминов своим происхождением обязаны достаточно тонким различиям в минералогии и (или) структуре метеоритов, и их следует отбросить, но, к сожалению, суммарный термин, который предложил Мейсон [404] – *гиперстеновые ахондриты* – поднимает семантическую проблему, аналогичную рассмотренной в связи с гиперстеновыми хондритами: с общепринятых минералогических позиций преобладающим пироксеном в этих метеоритах является бронзит, а не гиперстен. По этой причине в данной работе будет использоваться термин *диогенит*. Термин *родит* полезен для выделения тех немногих диогенитов, которые содержат оливин.

Мейсон [404] и Вассон [650] указали по восемь диогенитов, найденных после наблюдавшихся падений. Девятый, Aioun el Atrouss, упал позже [376], а антарктические поиски дали еще три: Yamato (b) [556], ALHA 77256 и ALHA 77219 [411]. Метеорит Peckelsheim, возможно, является диогенитом,

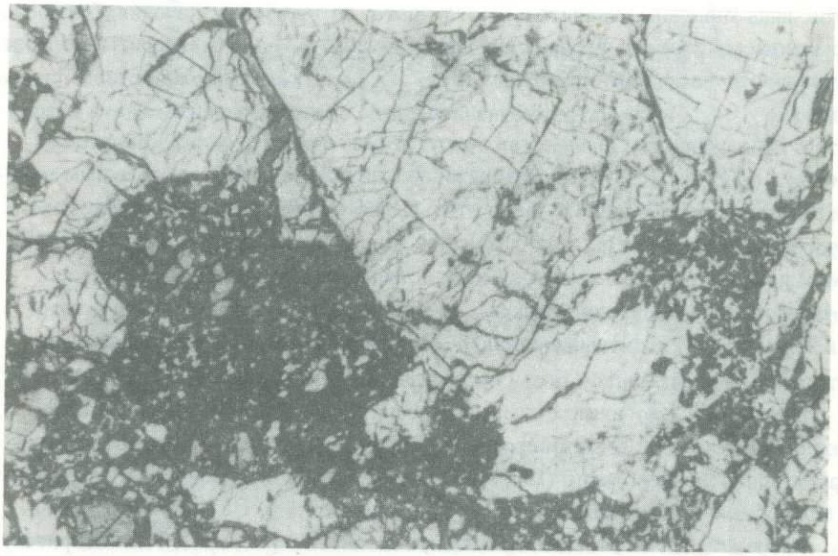


а

Рис. 8.4. Вариации структур диогенитов. *а*. Метеорит Johnstown. Мономиктовая брекчия, состоящая из ортопироксеновых обломков от округлой до угловатой формы, заключенных в разрушенной матрице. Плоскополяризованный свет,



б



в

Рис. 8.4 (*продолжение*)

8,5 мм по диагонали. *б*. Метеорит Ellemeet. Почти все обломки представлены ортопироксеном, однако есть несколько мелких зерен оливина и несколько обломков девитрифицированного стекла (темно-серое). 1,55 мм по диагонали. *в*. Метеорит Garland. Две капли девитрифицированного стекла с большим количеством кристаллов. Одна из них (левая) имеет изрезанную границу с ортопироксеновым кластом. Хейс [278] обнаружил в этом метеорите подобный материал, имеющий примерно хондритовый состав 3,7 мм по диагонали.

однако слагающий его необычно обедненный железом ортопироксен ($Fs_{14,4}$ [512]) позволяет предположить, что он скорее относится к другой, еще плохо представленной образцами, группе ахондритов.

8.4.1. Структура. Как и большинство эвкритов, диогениты, за исключением метеоритов Tatahouine и Yamato (b), представляют собой брекчии. Эти брекчии обычно мономиктовые (рис. 8.4, *а* и *б*), но в метеоритах Garland [278] (рис. 8.4, *в*) и Aioun el Atrouss [376] описан эвкритовый материал. Химические анализы свидетельствуют о том, что метеорит Manegaon также содержит небольшое количество такого материала (разд. 8.4.2).

Кроме брекчирования в 10 диогенитах видны достаточно широкие вариации структуры. Метеорит Tatahouine исключительно грубозернистый. Структура других диогенитов меняется от тонкозернистой до гранобластовой.

8.4.2. Химия и минералогия. Несмотря на широкие структурные и значительные минералогические вариации, группа диогенитов химически однородна. Из пяти проанализированных Мак-Карти и др. [419, 421] (табл. 8.3) метеоритов лишь Manegaon значительно отличается от среднего значения. Согласно нормативному составу четырех диогенитов (табл. 8.3), эти метеориты состоят преимущественно из ортопироксена (Fs_{23-27}) с небольшим количеством плагиоклаза (An_{85-90}) и хромита и незначительным содержанием ильменита и фосфатов. В большинстве диогенитов присутствуют также троилит (0,5 – 1,7%) и металл ($\leqslant$ 0,3 %) [234]. Нормативный состав показывает, что обычным минералом должен быть оливин, однако этот вывод связан с тем, что в рентгенофлуоресцентных анализах металлическое железо приводится в виде FeO. На самом деле оливин, как известно, найден лишь в трех родитах – Ellemeet, Garland и Roda. С другой стороны, свободный кремнезем (тридимит), который Чермак [599] идентифицировал в метеорите Ibbenbühren, является второстепенным компонентом большинства диогенитов [233, 234].

Пироксены в диогенитах намного проще, чем в эвкритах. Они представляют собой гомогенные ортопироксены, которые либо содержат, либо не содержат ориентированные по (100) пластинки авгита в зависимости от валового содержания в них кальция (больше или меньше 1,3 % CaO [590]). В рамках четырехступенчатой классификации, описанной в разд. 8.3.3 для эвкритов, пироксен диогенитов относится к типу Binda, который свидетельствует об очень медленном охлаждении [446, 588].

8.4.3. Физическая история. Несмотря на то что минералогия диогенитов проста, эти метеориты в своей сложной истории претерпели воздействие отжига или термального метаморфизма [234], сопровождавшегося в большинстве случаев брекчированием, а в некоторых случаях смешением с эвкритовым материалом [278, 376]. Эти события затушевали их первичные структуры, что затрудняет интерпретацию.

Таблица 8.3. Химический (рентгено-флуоресцентный метод) и нормативный минеральный состав пяти диогенитов

%	1	2	3	4	5	Среднее (2 – 5)	Нормативный состав (средний)
Si	24,37	25,07	24,08	25,58	24,11	24,69	Chr 1,59
Ti	0,044	0,072	0,034	0,041	0,037	0,046	Ilm 0,11
Al	1,04	0,65	0,49	0,27	0,32	0,3	Plag 2,40($An_{87,4}$)
Fe	11,57	12,64	13,48	11,77	12,65	12,62	Hy 92,03 ($Wo_1Fs_{25}En_{74}$)
Mn	0,357	0,387	0,439	0,384	0,428	0,409	Ol 3,87 (Fa_{25})
Mg	16,31	15,62	16,29	17,03	15,55	16,11	
Ca	1,27	1,04	0,57	0,54	0,52	0,67	
Na	н.о.	0,02	0,08	0,02	0,03	0,04	
K	0,008	0,002	0,0027	0,0003	0,0013	0,0015	
P	< 0,004	0,006	0,003	0,003	0,001	0,003	
Cr	н.о.	0,59	1,29	0,50	1,65	1,01	

Примечание. Метеориты: 1—Manegaon [421], 2—Johnstown, 3—Ellemeet, 4—Tatahouine и 5—Shalka. Все анализы взяты из работы [419]. При расчете нормативного состава железо рассматривалось в виде FeO, хотя металл (< 1%) присутствует в метеоритах Johnstown и Tatahouine и, возможно, в других. При расчете среднего и нормативного составов метеорит Manegaon не учитывался. н.о. — не определялся.

Сходство состава пироксенов диогенитов и обыкновенных хондритов группы LL на первый взгляд указывает на то, что диогениты – это вещество, оставшееся в результате частичного плавления материала LL группы. К сожалению, такая интерпретация, параллельная предложенной в гл. 5 для энстатитовых ахондритов, не согласуется с существенным различием в изотопии кислорода между хондритами группы LL и диогенитами (рис. 8.1).

Представляется более вероятным, что диогениты – это отожженные и, возможно, метаморфизованные магматические кумулаты, как считают Мейсон [404], Гули и Мур [234] и Флоран и др. [193], и что они связаны с изотопно сходными эвкритами, говардитами и мезосидеритами. Характер этой связи рассматривается в разд. 8.8.

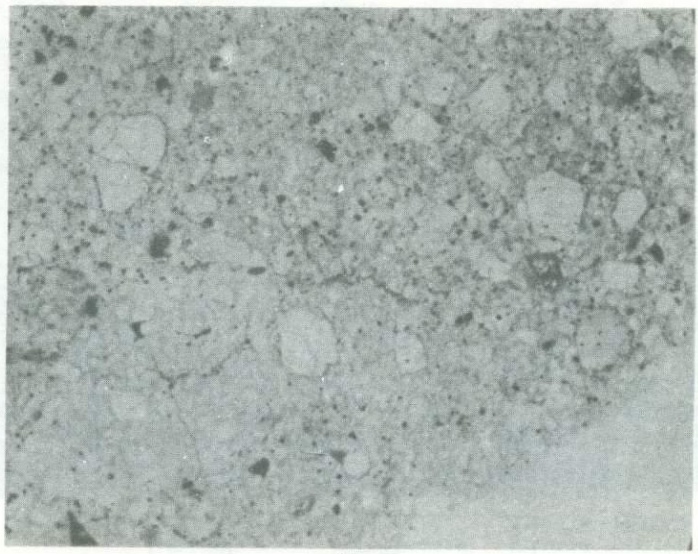
8.5. Говардиты

В отличие от эвкритов и диогенитов большинство, если не все говардиты, представляют собой полимиктовые брекчии, очень похожие на лунный реголит по структуре [84], по присутствию благородных газов солнечного типа [583], кристаллов, обогащенных треками частиц солнечного ветра [494, 350, 678] и кратеров от микрометеоритов [82]. Ясно, что большинство, если не все говардиты, образовались на поверхности их родительского тела. Рассмотрение этих метеоритов направлено на идентификацию слагающих их компонентов и выявление их связи с другими представителями эвкритовой ассоциации.

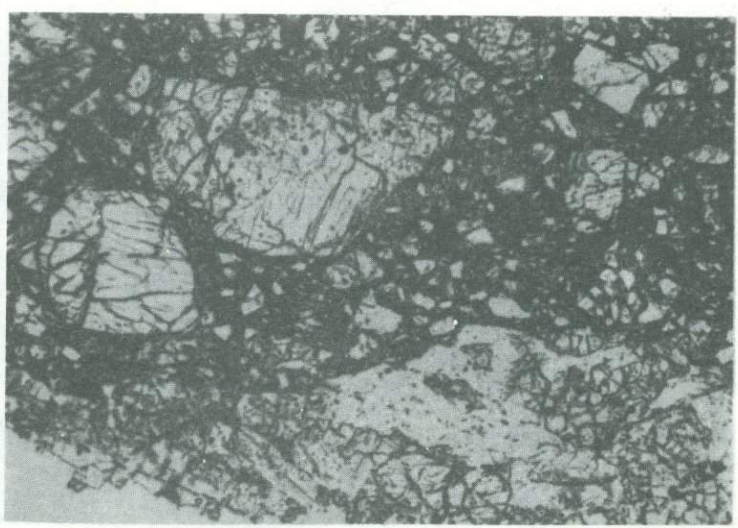
Вассон [650] привел список 18 надежно классифицированных говардитов, среди которых все, кроме одного, – падения. Антарктический метеорит Yamato (1) [699] увеличивает число известных говардитов до 19.

8.5.1. Структура и минералогия. На рисунке 8.5 приведены для примера фотографии говардитов, которые состоят из угловатых до более или менее округлых обломков пород и минералов размером до нескольких миллиметров, заключенных в тонкозернистой серой матрице. Дюк и Силвер [172] показали, что говардиты минералогически похожи на эвкриты (разд. 8.3.1), но отличаются от них бо́льшим содержанием как пироксенов вообще, так и ортопироксена. Последний минерал обычно присутствует в виде химически зональных миллиметрового размера кластов (рис. 8.5, *г*), которые практически не встречаются в эвкритах.

Хотя многие компоненты, которые содержатся в говардитах, представляют собой либо базальтический, либо пироксенитовый материал, они имеют разные структуры, отражающие различную историю кристаллизации, перекристаллизации и ударного воздействия [172]. Детальное исследование кластов и кристаллов метеоритов Malvern [140], Kapoeta [175] и некоторых других

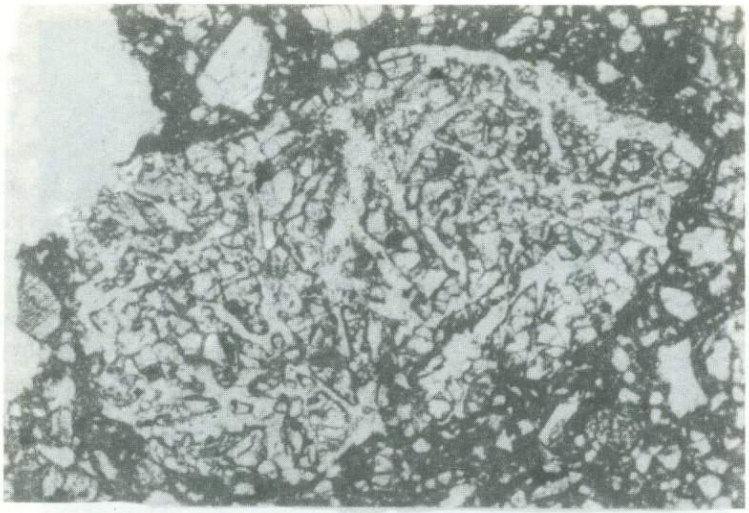


а

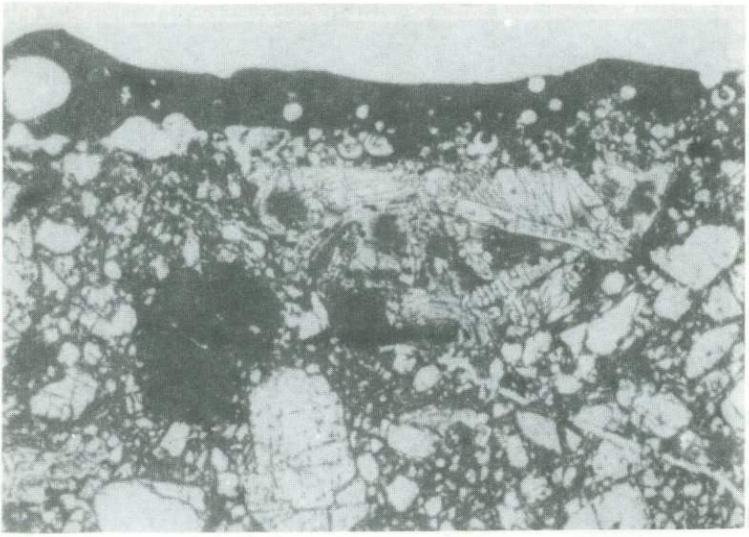


б

Рис. 8.5. Структуры и компоненты говардитов. *а*. Метеорит Bununu, общий вид. Видны преимущественно обломки ортопироксена в более мелкозернистой матрице. Плоскополяризованный свет, ширина поля зрения 7,9 мм. *б*. Метеорит Jodzie. Грубозернистый эвкритовый обломок (внизу) и два крупных обломка ортопироксена (вверху слева) в мелкозернистой матрице, состоящей главным образом из разрушенного пироксена. 3,3 мм по диагонали.



в



г

Рис. 8.5 (*продолжение*)

в. Метеорит Jodzie. Большой эвкритовый обломок. Ширина поля зрения 1,6 мм. *г*. Метеорит Jodzie. Край образца, видна непрозрачная пузырчатая кора плавления (верх). В центре кадра под корой плавления находится часть хондроподобного объекта, состоящего из скелетного кристалла оливина в стекле. Ширина поля зрения 2,1 мм.

говардитов [84] показало, что эти брекчии содержат также небольшое количество многих других типов вещества: мафических и обогащенных плагиоклазом пород, импактных стекол [469] и, в метеоритах Kapoeta [674], Washougal и Jodzie, идентифицируемые фрагменты хондритового материала (рис. 8.4,г). Подобно их лунным аналогам, говардитовые брекчии крайне сложны в деталях. Тщательное описание каждого класта в этих метеоритах только начинается.

8.5.2. Химия и некоторая история. Несмотря на петрографическую гетерогенность, говардиты, как явствует из химических признаков, представляют собой по существу смеси диогенитовой и эвкритовой компонент. Такая зависимость, на которую намекнули Мейсон [409] и Аренс с фон Михаэлисом [5] и ясно указали Джером и Голс [309], следует из линейного тренда между эвкритами, говардитами и диогенитами, наблюдаемого на графике содержаний

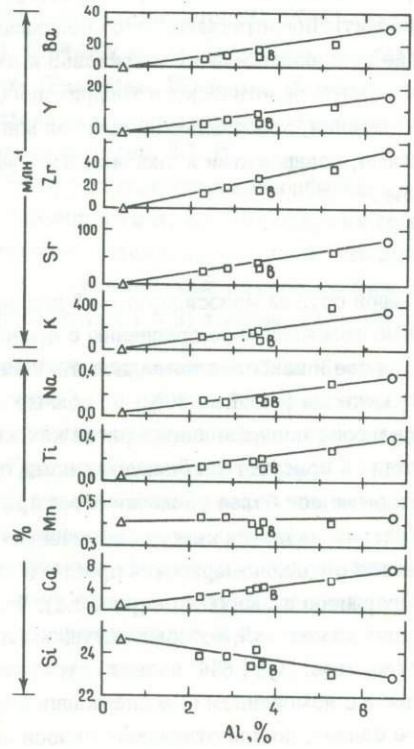


Рис. 8.6. Соотношения, получающиеся при смешении некумулятивных эвкритов (треугольник, среднее из семи значений), диогенитов (кружок, среднее из пяти значений) и говардитов (квадраты) [419 — 421]. В — небрекчированный говардит Binda. Прямые линии связывают составы эвкритов и диогенитов.

Fe, Mg и Al (рис. 8.2), и подтверждается вариациями содержаний многих второстепенных и рассеянных элементов в пределах этой серии пород (рис. 8.6) [114, 168, 212]. Тот факт, что метеорит Binda отклоняется от трендов для многих элементов, возможно, что-то означает, а может быть, и нет. Этот необычный метеорит, который Столпер [578] классифицировал как эвкрит, заслуживает дальнейшего исследования, которое и проводится [220].

Соотношения, свидетельствующие о смешении вещества и показанные на рис. 8.2 и 8.6, устанавливаются надежно, но не безупречно. Джером и Голс [309] обнаружили, что несколько элементов – Ni, Co, P, Cu и, вероятно, Na и Fe – несколько более распространены в говардитах, нежели в эвкрит-диогенитовых смесях. Они пришли к выводу, а последующие анализы на рассеянные элементы [114, 212] подтвердили его, что говардиты содержат небольшое количество – грубо от 2 до 3 % – хондритового материала. Этот материал, по-видимому, химически похож на CM хондриты [114].

Таким образом, говардиты представляют собой полимиктовые поверхностные брекчии, состоящие из преобладающих эвкритовой и диогенитовой компонент и небольшого количества экзотического хондритового вещества. Предлагавшиеся ранее интерпретации, основанные на простой магматической зависимости между эвкритами, говардитами и диогенитами [402, 448], можно не принимать во внимание.

8.6. Мезосидериты

При описании небольшой группы мезосидеритов (6 падений, 14 находок) возникают дополнительные осложнения по сравнению с приведенным выше описанием говардитов. Первое и наиболее очевидное заключается в присутствии больших количеств металла (от 17 до 80%, но обычно от 40 до 60% [413]), чем объясняется классификация мезосидеритов как железокаменных метеоритов. Второе состоит в присутствии большого числа силикатных кластов, различия между которыми все более увеличиваются при проведении дальнейших исследований. Третьим является картина химических вариаций, которая значительно отличается от закономерностей простого смешения, наблюдаемых для эвкритов, говардитов и диогенитов (рис. 8.2). Четвертое состоит в наличии метаморфических изменений, которые затушевывают первичные характеристики этих метеоритов. Вуд [688] назвал группу мезосидеритов "мусорной корзиной". В связи с изменением классификации некоторых метеоритов группа стала более единой, но для отдельных мезосидеритов, предложенный Вудом термин, вполне применим.

Исследования мезосидеритов энергично велись и ведутся, и этой группе посвящено необычно много обзорных работ [172, 413, 501, 502, 190]. Последняя из них представляет собой прекрасное обобщение на современном уровне.

8.6.1. Структура и классификация. При детальном исследовании металлической [501] и силикатной [502] фракций мезосидеритов Поуэлл отметил, что степень перекристаллизации этих метеоритов различна, и это можно использовать для выделения трех петрологических типов.[1] Метеориты типа (подгруппа по Поуэллу) 1 представляют собой слабо перекристаллизованные брекчии, в которых резко выделяются класты и видно мало следов реакции между кластами и обломочной матрицей (рис. 8.7, *а*); самым строгим доказательством перекристаллизации этих метеоритов является наличие непрерывной сетки металла [501]. В типах 2 и 3 наблюдаются увеличение размера зерен и развитие реакционных кайм вокруг оливиновых кластов. Эти изменения затушевывают первичные характеристики (рис. 8.7, *б*) и приводят к образованию гранобластовой структуры в метеоритах типа 3 (рис. 8.7, *в*).

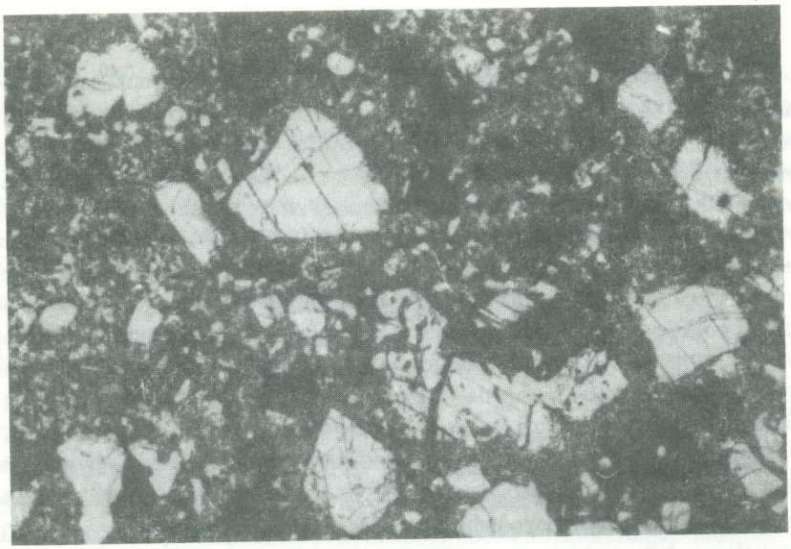
Основываясь на дальнейшем исследовании силикатных компонент мезосидеритов, Флоран [190] разделил метеориты типа 3 на два подтипа по преобладанию пойкилобластового пироксена (PX POIK) или плагиоклаза (PLAG POIK) (рис. 8.7, *в*). Флоран и др. [191] предложили другую категорию – тип 4 – для мезосидеритов Simondium, Pinnaroo, Hainholz и, возможно, Estherville, в которых силикаты матрицы имеют магматические структуры, отражающие ударное плавление (рис. 8.7, *г*).

Современная четырехступенчатая классификация мезосидеритов в обобщенном виде представлена в табл. 8.4. Несмотря на то что классификация некоторых метеоритов остается неоднозначной, эта схема пригодна. Более того, она подтверждает существенные различия в физической истории: термальный метаморфизм (типы 1 – 3) и ударное плавление (тип 4).

8.6.2. Минералогия, компоненты. Преобладающие силикатные минералы – оливин, богатый и бедный кальцием пироксены, кальциевый плагиоклаз – такие же, как были описаны в эвкритах и говардитах, но ассоциации минералов и структуры кластов сильно варьируют [190]. Обычны обогащенные ортопироксеном (диогенитовые) класты, так же как тонкозернистые эвкритовые класты и обогащенные плагиоклазом класты, часть которых структурно похожа на кумулятивные эвкриты (рис. 8.3, *а*). Обогащенные оливином (дунитовые) обломки и класты, структуры которых напоминают ударные расплавы, также присутствуют в некоторых мезосидеритах, а класты металла найдены в большинстве из них.

---

[1] Поуэлл [502] и Флоран [190] назвали их подгруппами. Автор настоящей работы предпочитает называть их типами, поскольку они отличаются частично или полностью по вторичным – т. е. метаморфическим – характеристикам. Использованная в настоящей работе терминология аналогична использованной для хондритов [622].

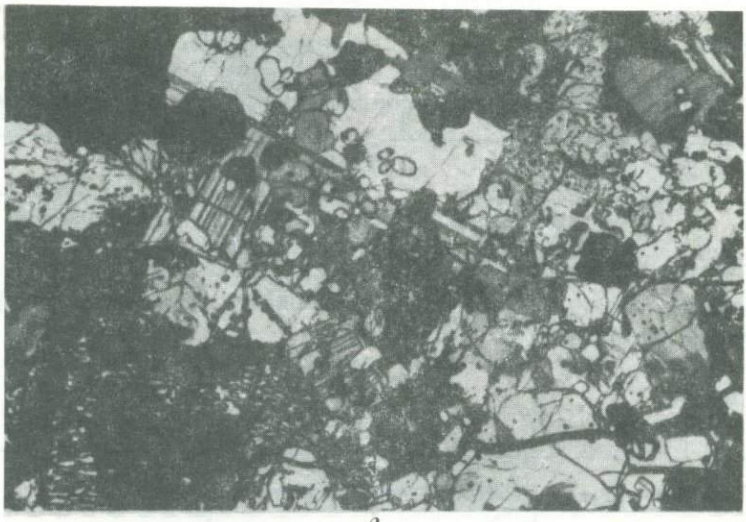


а



б

Рис. 8.7. Структуры мезосидеритов, иллюстрирующие структурные типы. *а*. Метеорит Mt. Padbury, тип 1. Видны многочисленные класты ортопироксена (белое) и металл (черное) в мелкозернистой матрице. 3,0 мм по диагонали. По Р. Д. Флорану, с разрешения. *б*. Метеорит Veramin, тип 2. Видны перекристаллизованные силикаты и многочисленные участки металла (черное). Николи скрещены, 3,1 мм по диагонали. *в*. Метеорит Budulan, тип 3. Вид-



в



г

Рис. 8.7 (*продолжение*)

ны интенсивная перекристаллизация и развитие крупных пойкилобластовых кристаллов плагиоклаза (вверху слева) и каемок вокруг пироксена (внизу слева). Николи скрещены, ширина поля зрения 3,1 мм. *г*. Метеорит Simondium, тип 4. Видна магматическая структура пироксен-плагиоклазовой матрицы как результат ударного плавления. 1,1 мм по диагонали. Перепечатано с разрешения из работы [190]. Авторские права 1978 г., Pergamon Press, Ltd.

Таблица 8.4. Классификация мезосидеритов, основанная на структуре силикатной фракции [190]

Увеличение степени перекристаллизации →			Ударное плавление
Тип 1	Тип 2	Тип 3	Тип 4
Barea	Clover Springs	Bondoc	Estherville (?)
Chinguetti	Veramin (8.7, *б*)	Будулан (8.7, *в*)	Hainholz
Crab Orchard		Dalgaranga (?)	Pinnaroo
Dyarrl Island		Estherville (?)	Simondium (8.7, *г*)
Mt. Padbury (8.7, *а*)		Mincy	
Patwar		Emery	
Vaca Muerta		Lowicz	
		Morristown	

Примечание. Указаны номера рисунков, иллюстрирующих каждый тип.

Флоран [190] обнаружил, что соотношение типов кластов меняется от метеорита к метеориту. Такие вариации до некоторой степени реальны и отражены в вариациях химического состава мезосидеритов, но они также иллюстрируют трудности отбора образцов этих брекчий, малые кусочки которых, вероятно, не представительны. Проблема отбора образцов также препятствует попыткам определить детальный состав минералов мезосидеритов. Троилит, тридимит, хромит, мериллит, апатит, авгит, шрейберзит, ильменит и рутил присутствуют в большинстве, если не во всех представителях этой группы [190], но значение фазы-хозяина этих менее распространенных минералов трудно оценить без тщательного исследования очень крупных образцов.

8.6.3. Химия. В разд. 8.5.2 отмечалось, что говардиты по существу представляют собой смеси в разных пропорциях эвкритового и диогенитового вещества с малым количеством хондритовой компоненты. Рисунок 8.8, построенный по данным анализов Симпсона и Аренса [561] на главные элементы, показывает, что состав силикатной фракции мезосидеритов также приближается к эвкрит-диогенитовой смеси. Более того, пропорции конечных членов смеси близки в говардитах и мезосидеритах.

На рис. 8.8 видны также различия между говардитами и силикатной фракцией мезосидеритов, которые свидетельствуют, что уравнение MES = HOW + + металл является слишком упрощенным. Хотя различия гораздо меньше, чем предполагалось на основании более ранних анализов [418], среднее отношение Ca/Al несколько меньше в мезосидеритах (1,05), чем в говардитах (1,08) [561]. Это, по-видимому, справедливо и для отношений Mn/Al и Si/Al. Име-

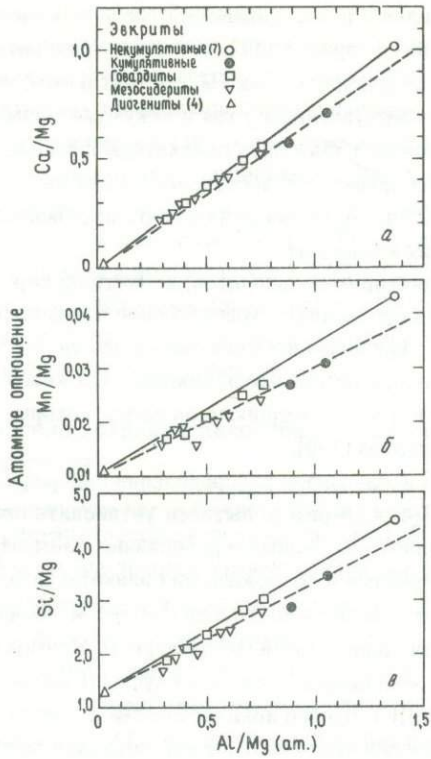


Рис. 8.8. Вариации отношений некоторых элементов в силикатной фракции мезосидеритов [419 – 421, 561]. Говардиты показаны для сравнения. Сплошные линии связывают диогениты и некумулятивные эвкриты, пунктирные — диогениты и кумулятивный эвкрит Moore County.

ются петрографические и химические доказательства того, что при метаморфизме мезосидеритов происходило восстановление оливина, при этом слегка менялись составы силикатной и металлической фракций [444]. Однако этот процесс не может объяснить видимые на рис. 8.8 различия. Несомненно, мезосидериты содержат дополнительно одну или более компонент, кроме диогенитов, некумулятивных эвкритов и металла.

Миттлфелдт и др. [444], используя данные о редкоземельных элементах (р.з.э.), попытались охарактеризовать дополнительную компоненту(ы) мезосидеритов. В отличие от говардитов, в которых нефракционированные р.з.э.-спектры похожи на наблюдаемые в некумулятивных эвкритах, многие мезосидериты имеют фракционированные спектры, которые свидетельствуют, что основным носителем р.з.э. является кумулат кристаллов. Интересная воз-

можность, согласующаяся с р.з.э.- данными, с химическими трендами на рис. 8.8 и с наблюдением Флорана [190], что в мезосидеритах обычно содержатся обогащенные плагиоклазом класты, состоит в том, что эти брекчии содержат вещество как кумулятивных, так и некумулятивных эвкритов. При этом становится возможным объяснить силикатную фракцию мезосидеритов как смесь других пород эвкритовой ассоциации. И нет необходимости привлекать поистине экзотические компоненты, хотя имеющиеся данные не отрицают присутствия таких компонент.

В отличие от силикатов мезосидеритов, их металл, вероятно, экзотический, поскольку трудно представить существенное плавление с образованием эвкритовых магм без разделения несмесимых силикатной и Fe – Ni – S-жидкостей [444]. Более того, большая часть никелистого железа в мезосидеритах находится в виде кластов миллиметрового размера, которые не содержат связанных с ними силикатов [190].

Вассон и др. [656] исследовали распределение сидерофильных рассеянных элементов в металле мезосидеритов, пытаясь установить связь этого металла с железными метеоритами. Данные о рассеянных элементах указывают на связь между мезосидеритами и содержащими силикаты железными метеоритами группы IIE, но эта связь очень слабая для тех мезосидеритов, – тип I – металл которых испытал наименьший метаморфизм. Возможны и другие связи (например, с обыкновенными хондритами группы H или железными метеоритами групп IIIAB и IIIE), однако доказательства в пользу этих ассоциаций еще более слабые. Генетическая связь между металлом мезосидеритов и какой-либо другой известной группы богатых металлом метеоритов остается умозрительной.

8.6.4. Физическая история. Мезосидериты, как и весьма похожие на них лунные поверхностные брекчии, зафиксировали сложную последовательность ударов космических тел о поверхность их родительского тела. В результате этих ударов оказались вместе по крайней мере три типа вещества: местные диогенитовые и эвкритовые породы – последние, по-видимому, включают как кумулятивный, так и некумулятивный типы – и экзотическое никелистое железо. В результате этих ударов образовались также обогащенные кластами ударные расплавы (рис. 8.7, *г*).

Отсутствие первичных стекол [191] свидетельствует о том, что все мезосидериты, включая те, которые испытали ударное плавление, претерпели последующие метаморфизм и отжиг. Присутствие гомогенного, совершенно лишенного Ca-компоненты ортопироксена в сильно метаморфизованном мезосидерите Emery (тип 3) показывает, что этот метеорит при метаморфизме был нагрет до температуры около 1000 °C [465].

Постметаморфическая история мезосидеритов – один из нескольких загадочных аспектов этих метеоритов. Несмотря на то что силикаты мезосидеритов имеют особенности, свидетельствующие о формировании этих метеоритов при очень высоких температурах и сохранившиеся благодаря быстрому охлаждению, распределение никеля в металлических фазах указывает на крайне медленное охлаждение от температуры 500 °С (0,1 °С/млн. лет [501]). Такая медленная скорость охлаждения, подтверждающаяся результатами исследования шрейберзита в метеорите Emery [339], свидетельствует об очень глубоком залегании и не согласуется с другим очевидным фактом, что мезосидериты представляют собой поверхностные брекчии [304]. Не предложено ни одного сколько-нибудь удовлетворительного объяснения низкотемпературной тепловой истории мезосидеритов.

8.7. Радиологические возрасты эвкритов и связанных с ними метеоритов

В гл. 6 мы видели, что часто бывает трудно сказать, какую стадию в истории хондрита датирует радиологический возраст. В эвкритах зафиксированы по меньшей мере две дополнительные стадии: частичное плавление с образованием базальтовых магм и кристаллизация этих магм. Наша задача состоит в том, чтобы датировать эти события и отличить их от брекчирования, действию которого подверглись эти и другие представители эвкритовой ассоциации. Методы, используемые для этой цели, аналогичны описанным в гл. 6, плюс новая методика датирования, основанная на распаде ^{147}Sm (период полураспада $1{,}06 \cdot 10^{11}$ лет) с образованием ^{143}Nd [381].

Нижеследующее рассмотрение, основанное главным образом на прекрасном обзоре Ван-Шмуса [617] по радиологическим возрастам базальтических ахондритов, концентрирует внимание на возрастах кристаллизации эвкритов и связанных с ними метеоритов, а последующая история рассмотрена кратко. При этом целиком опущены космические и земные возрасты, поскольку они не имеют отношения к химической и петрологической эволюции этих метеоритов, хотя и интересны сами по себе.

8.7.1. Возраст кристаллизации. Среди изотопных методов, использованных для датирования кристаллизации эвкритов и связанных с ними метеоритов, три метода – Rb – Sr (валовая проба)-, Sm – Nd- и свинцово-свинцовый – дают хорошо согласующиеся результаты, тогда как другие методы указывают на следы большего или меньшего посткристаллизационного нарушения.

Rb – Sr-метод. Папанастассиу и Вассербург [487] привели построенную по валовым пробам Rb – Sr-изохрону, которая дает возраст 4,30 ± 0,26 млрд.

лет и начальное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,69898 ± 0,00006 (BABI). Новая эвкритовая изохрона Берка и Аллегра [51] очень близка к ней (4,47 ± 0,13 млрд. лет; 0,69889 ± 0,00004), и несколько диогенитов оказываются на ней или близко от нее [52]. Внутренние Rb – Sr-изохроны для нескольких эвкритов [9, 51], трех кластов говардита Kapoeta [486, 489] и мезосидерита Estherville [461] дают переменные, но всегда более низкие возрасты (от 3,2 до 4,5 млрд. лет).

Хотя можно сделать вывод, что построенная по валовым пробам Rb – Sr-изохрона датирует образование очага в родительском теле эвкритов, а внутренние изохроны датируют кристаллизацию магм, представляется намного более вероятным, что последние возрасты зафиксировали посткристаллизационные нарушения [51, 617]. Как отметил Ван-Шмус, внутренние изохроны сильно зависят от данных для обогащенного Rb остаточного расплава (мезостазиса) в каждом метеорите, а этот материал особенно подвержен перераспределению изотопов при вторичном нагреве.

Sm – Nd-метод. Система $^{147}Sm - ^{143}Nd$ позволяет проверить этот вывод, поскольку в Sm – Nd-методе используются главные минеральные фазы, – плагиоклаз и пироксен – которые менее чувствительны к нарушению, нежели мезостазис. Как заметил Ван-Шмус [617], Sm – Nd-возрасты пяти некумулятивных эвкритов колеблются в интервале 4,4 – 4,6 млрд. лет, хотя один из этих метеоритов – Stannern – имеет низкий Rb – Sr-возраст (3,2 млрд. лет), а другой – Pasamonte – не имеет внутренней Rb – Sr-изохроны. Таким образом, данные о Sm – Nd-возрастах подтверждают вывод, что построенная по валовым пробам Rb – Sr-изохрона датирует кристаллизацию эвкритов и диогенитов.

Свинцово-свинцовый метод. Этот вывод справедлив также для $^{207}Pb - ^{206}Pb$-возрастов. Ван-Шмус [617] показал, что такие возрасты для эвкритов и говардитов, за несколькими исключениями, очень близки. Они указывают на возраст 4,540 ± 0,020 млрд. лет для этих метеоритов, который близок к их Rb – Sr- и Sm – Nd-возрастам и почти идентичен свинцово-свинцовым возрастам хондритов (разд. 6.5.2).

Хорошее согласие между Rb – Sr- (валовая проба), Sm – Nd- и свинцово-свинцовым возрастами для представителей эвкритовой ассоциации свидетельствует, следовательно, о том, что все три изотопные системы датируют их кристаллизацию, которая происходила очень рано в истории Солнечной системы. Представления о продолжительности магматической активности менее определенны, поскольку, хотя очень маленький разброс модельных свинцово-свинцовых возрастов свидетельствует, что период магматизма был кратким, предварительный Sm – Nd-возраст метеорита Serra de Magé

моделям, магнезиальные пироксены, которые слагают диогениты и присутствуют в виде кластов в говардитах и мезосидеритах, представляют собой твердые фазы, которые кристаллизовались из этих магм; некумулятивные эвкриты представляют собой их остаточные жидкости. Все такие модели, хотя и различаются в деталях, рассматривают эвкриты и диогениты как сильно дифференцированное вещество, по составу которого мало что можно сказать о природе первичной (недифференцированной) магмы и ее очаге.

Гаст и Хаббард [221] и Рингвуд [530] придерживаются другой точки зрения, согласно которой некоторые, если не все, эвкриты представляют первичные магмы, однако такое представление было впервые детально обосновано Столпером [577, 578]. Работа Столпера [578] лежит в основе большей части того, о чем говорится ниже.

экспериментальная петрология. Интерпретации эволюции эвкритов и связанных с ними метеоритов проверялись двумя способами: 1) плавлением эвкритов с целью идентификации кристаллических фаз, с которыми эвкритовые жидкости были в равновесии в момент образования, и 2) сравнением содержаний второстепенных и рассеянных элементов в эвкритах и диогенитах с содержаниями, которые должны получиться в результате процессов частичного плавления и фракционной кристаллизации.

Столпер [577, 578] провел эксперименты по низкобарному (1 атм) плавлению и кристаллизации 12 некумулятивных эвкритов, 1 кумулятивного эвкрита (Moama) и 1 говардита (Binda). Он обнаружил, что при характерных низких летучестях кислорода жидкость некумулятивного эвкрита почти насыщена четырьмя или пятью кристаллическими фазами: пижонитом, плагиоклазом, шпинелью, металлическим железом ± оливин. Более того, опубликованные анализы этих метеоритов показывают, что они тяготеют к перитектике на псевдоликвидусной диаграмме системы оливин – анортит – кремнезем.

Такое многократное насыщение эвкритовых жидкостей может быть результатом фракционирования насыщающих фаз, но Столпер [578] показал, что скопление составов некумулятивных эвкритов и некоторые другие характеристики этих метеоритов трудно объяснить таким образом. Более вероятно, что некумулятивные эвкриты кристаллизовались из жидкостей, образовавшихся в результате ограниченного частичного плавления исходного материала, состоявшего из оливина ($\sim Fo_{65}$), пироксена ($\sim Wo_5En_{65}$), плагиоклаза ($\sim An_{94}$), хромистой шпинели и металла. Вариации содержаний второстепенных и рассеянных элементов в этих эвкритах свидетельствуют о различной степени частичного плавления и, в некоторых случаях, о последующем выносе некоторой части пижонита и плагиоклаза из образующихся жидкостей.

(4,41 ± 0,02 [383]) и U – Pb-данные для метеорита Moama [606] говорят о том, что эти кумулятивные эвкриты, возможно, кристаллизовались значительно позже, чем некумулятивные.

8.7.2. Посткристаллизационная история. Как и полученные по внутренней изохроне Rb – Sr-возрасты эвкритов и связанных с ними метеоритов, K – Ar-возрасты этих метеоритов обычно ниже и, вероятно, зафиксировали брекчирование, ударный метаморфизм и другие поздние нарушения. Поскольку значения K – Ar-возрастов, полученные для валовой пробы, больше 3 млрд. лет [617] и несколько известных $^{40}Ar/^{39}Ar$-возрастов лежат между 3,5 и 4,5 млрд. лет [500, 288], представляется вероятным, что зафиксированные в брекчиях поверхностные процессы также происходили рано и практически закончились более чем 3 млрд. лет назад.

8.7.3. Резюме. В связи с тем, что родительские тела других метеоритов, например углистых хондритов, претерпели лишь умеренный внутренний нагрев, кажется удивительным, что в родительском теле эвкритов существовали обширные расплавленные зоны и так было в самом начале истории Солнечной системы. Однако такое раннее плавление согласуется с присутствием в эвкритах и говардитах ксенона – продукта деления короткоживущих ^{244}Pu [285] и ^{129}I [288, 646]. Представляется, что базальтовый вулканизм, лейтмотив планетарной геологии, существует уже 4,55 млрд. лет.

8.8. Химическая эволюция эвкритовой ассоциации

Три группы метеоритов эвкритовой ассоциации – кумулятивные и некумулятивные эвкриты и диогениты – представляют собой магматические породы. Остается рассмотреть происхождение жидкостей, из которых образовались эти породы, их петрогенетические ассоциации и вытекающие из этого сведения о составе, идентификации и происхождении родительского тела эвкритов. Эти темы привлекают особое внимание, что объясняется сходством между эвкритами и земными и лунными базальтами. Столпер [578] представил превосходный обзор по происхождению эвкритов и связанных с ними метеоритов. Бенс и др. [33] дали современное обобщение по широкой проблеме планетарного базальтового вулканизма.

8.8.1. Петрогенезис эвкритов и диогенитов. Для объяснения химических вариаций в пределах серии эвкриты – говардиты – диогениты предложено два вида моделей. Один, предложенный вначале Мейсоном [402] и принятый с большими или меньшими изменениями многими другими исследователями, представляет все эти метеориты как дифференциаты первичной магмы, которая была более магнезиальной, нежели эвкриты. Согласно таким

Столпер [578] отметил, что равновесные фазовые соотношения отвергают возможность того, что 1) диогениты являются пироксеновыми кумулатами, комплементарными некумулятивным эвкритам [402], и что 2) кумулятивные эвкриты представляют такие комплементарные породы [85]. С другой стороны, он показал, что магнезиальные жидкости, из которых могли кристаллизоваться диогенитовые пироксены, могли возникать в результате дальнейшего плавления эвкритового исходного вещества после удаления из него плагиоклаза. Медленная (плутоническая) кристаллизация таких магнезиальных жидкостей могла в дальнейшем привести к образованию кумулятивных эвкритов.

Короче говоря, экспериментальные данные Столпера указывают на параллельную эволюцию двух комплексов пород: 1) некумулятивных эвкритов, в которых незначительные вариации химического состава обусловлены комбинацией процессов – различной степени частичного плавления и большей или меньшей фракционной кристаллизации; 2) диогенитов и кумулятивных эвкритов, которые кристаллизовались из более магнезиальных жидкостей, образовавшихся при более сильном частичном плавлении. Химически различные очаги для этих двух комплексов пород отвергнуть в настоящее время нельзя, однако в таком усложнении необходимости нет.

Рассеянные элементы. Важное приложение модели Столпера [578] заключается в том, что некоторые некумулятивные эвкриты кристаллизовались из первичных магм, в которых распределение рассеянных элементов отражает равновесие между твердой и жидкой фазами в очаге. Использование данных о рассеянных и других элементах для заключения о минералогии и химическом составе исходного материала рассматривается в разд. 8.8.2.

Распределение второстепенных и рассеянных элементов можно использовать для проверки петрогенетической модели Столпера. Этот автор показал, например, что систематическое увеличение содержаний Ti, Zr и отношения Ca/Al с увеличением Fe/(Fe + Mg)-отношения в кумулятивных эвкритах свидетельствует о фракционной кристаллизации, которая была существенной в одних метеоритах (например, Nuevo Laredo и Lakangaon) и незначительной в других (например, Cachari и Juvinas). С другой стороны, если данные о содержании элементов в метеоритах попадают на предсказанные для этих элементов тренды, то это предполагает различную степень частичного плавления при образовании родоначальных магм.

Фукуока и др. [212], Ма и др. [386] и Консолмагно с Дрейком [132] использовали данные о Sr, Ba, Sc и редкоземельных элементах (р.з.э.) для проверки различных аспектов модели Столпера. Основанием их подхода служит тот факт, что эти элементы имеют характерное распределение между жидкостью и различными кристаллическими фазами при плавлении и фрак-

ционной кристаллизации. Расчеты Фукуоки и др. подтвердили вывод Столпера о том, что жидкости некумулятивных эвкритов Stannern и Sioux County свидетельствуют о 5 – 10 и 15 – 20%-ном плавлении общего очага и что последнее плавление привело к обеднению источника плагиоклазом. Эти расчеты подтверждают также тот факт, что жидкости, из которых образовались эвкриты Pasamonte и Nuevo Laredo, претерпели фракционную кристаллизацию с выносом некоторого количества пижонита и плагиоклаза.

Результаты изучения рассеянных элементов в кумулятивных эвкритах менее ясны. Консолмагно и Дрейк [132] сообщили, что спектры р.з.э. в этих метеоритах согласуются с аккумуляцией пижонита и плагиоклаза из фракционированной жидкости состава некумулятивного эвкрита, но такую интерпретацию трудно согласовать с наличием магнезиальных пироксенов в кумулятивных эвкритах. Основываясь на этом противоречии, а также на других химических данных, Ма и др. [386] и Фукуока и др. [212] пришли к выводу, что вопросы происхождения кумулятивных эвкритов и их связи с другими магматическими породами эвкритовой ассоциации остаются открытыми.

Получаемые при исследовании рассеянных элементов данные о происхождении диогенитовых жидкостей также двусмысленны, отчасти потому, что диогениты обнаруживают удивительное непостоянство спектров р.з.э., что может свидетельствовать о различных содержаниях захваченной интерстиционной жидкости. Однако высокие содержания в них р.з.э. по отношению к хондритам, которые Фукуока и др. [212] получили для большинства диогенитовых жидкостей, по-видимому, не согласуются с предположением Столпера [578] о том, что эти жидкости образовались в результате плавления эвкритового очага после выноса из него жидкостей эвкритового состава.

Краткие выводы. Исследование эвкритов Столпером [577, 578] является первым детальным экспериментальным анализом этих метеоритов и важным шагом к полному пониманию химической эволюции эвкритовой ассоциации. Данные о рассеянных элементах подтверждают его выводы о том, что: 1) некумулятивные эвкриты кристаллизовались из жидкостей, возникших в результате более или менее существенного низкобарного плавления общего очага; 2) одни из этих жидкостей были, по существу, первичными магмами, тогда как другие претерпели существенное низкобарное фракционирование пироксена и плагиоклаза; 3) диогениты и диогенитовые класты в говардитах и мезосидеритах не были комагматичными с некумулятивными эвкритами.

Другие аспекты модели Столпера – например, образование и диогенитов, и кумулятивных эвкритов из расплавов, возникших из того же очага при большей степени плавления, – хуже согласуются с данными о рассеянных элементах. Эти аспекты магматической истории эвкритовой ассоциации требуют дальнейшего изучения.

8.8.2. Состав эвкритового очага. Экспериментов Столпера [577, 578] по плавлению достаточно, чтобы установить твердые фазы, которые были в равновесии с первичными эвкритовыми жидкостями, и определить состав этих фаз, но эти эксперименты не позволяют установить соотношения твердых фаз в очаге. Эти соотношения можно оценить по химическим признакам, если использовать несколько правдоподобных предположений, которые были сделаны и Столпером [578], и Консолмагно с Дрейком [132]. Поскольку ключевым в их расчетах является поведение редкоземельных элементов, представляется уместным краткое отступление на эту тему. Более полное обсуждение ее и большее количество ссылок представлено Консолмагно и Дрейком [132].

Р.з.э.-спектры. Редкоземельные элементы, от лантана (атомный номер 57) до лютеция (71) имеют одинаковое строение внешних электронных уровней и, следовательно, сходные химические свойства. Использование этих элементов в качестве геохимических трассеров основано на том, что 1) в своем обычном состоянии окисления (3+) они обнаруживают постепенное уменьшение ионных радиусов с увеличением атомного номера (La^{3+} = 1,04 Å; Lu^{3+} = = 0,80 Å) и 2) один из них, европий, образует двухвалентные ионы, которые могут замещать кальций в структуре некоторых минералов. Оба эти свойства р.з.э. влияют на распределение последних между жидкостью и различными кристаллическими фазами. Хотя все редкоземельные ионы, за исключением Eu^{2+} в плагиоклазе, предпочтительно входят в состав жидкости, степень предпочтения меняется в зависимости от атомного номера. Из рис. 8.9 видно, что тяжелых р.з.э. несколько больше в оливине и намного больше в ортопироксене относительно легких р.з.э., хотя все р.з.э. обогащают жидкость, которая сосуществует с этими фазами. Плагиоклаз обнаруживает обратную зависимость между содержанием р.з.э. и атомным номером.

Для сравнения измеренные содержания р.з.э. обычно нормализуют по (делят на) содержаниям их в хондритах, которые, как считается, представляют собой по существу недифференцированное вещество допланетного облака. Если распределение р.з.э. в магматическом очаге известно или его можно считать хондритовым, то распределение, наблюдаемое в первичной магме, можно использовать для заключения о составе минералов и истории плавления исходных пород. Такой подход, впервые примененный к эвкритам Шнецлером и Филпоттсом [542], сейчас используется как в земной, так и в лунной петрологии.

Нормализованные по хондритам спектры р.з.э. в 8 эвкритах показаны в обобщенной форме на рис. 8.10. Метеориты Pasamonte, Sioux County и четыре других некумулятивных эвкрита имеют по существу гладкие спектры на

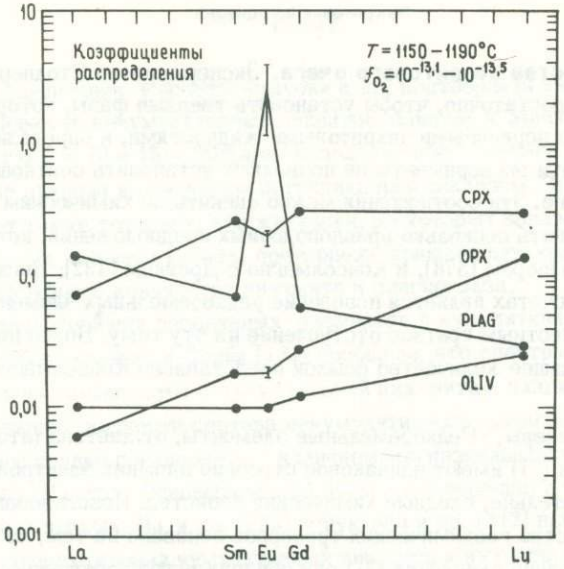


Рис. 8.9. Коэффициенты распределения редкоземельных элементов (твердая фаза/жидкость) для кальциевого пироксена (CPX), ортопироксена (OPX), плагиоклаза (PLAG) и оливина (OLIV) при магматических температурах и низких летучестях кислорода. Перепечатано с разрешения из работы [132]. Авторские права 1977 г., Pergamon Press, Ltd.

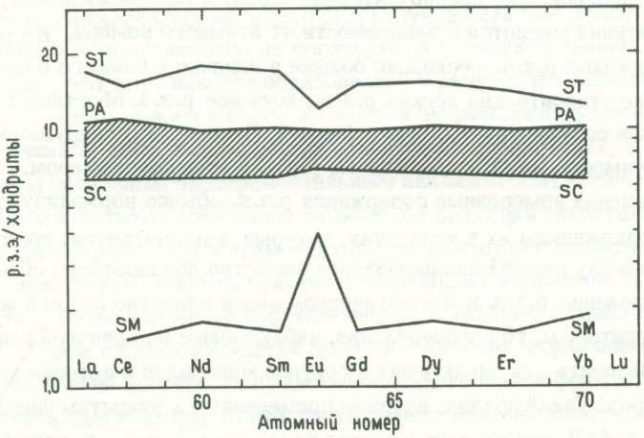


Рис. 8.10. Нормализованные по хондритам р.з.э.-спектры эвкритов [132]. Четыре других некумулятивных эвкрита попадают в заштрихованное поле между метеоритами Pasamonte (PA) и Sioux County (SC). Спектр метеорита Stannern (ST) свидетельствует о неполном плавлении плагиоклаза в очаге, а спектр метеорита Serra de Magé (SM) — о кумулатной природе этого эвкрита.

уровне содержаний в 6 – 10 раз выше хондритовых; в ряде случаев в них наблюдается слабая Eu-аномалия. Два других некумулятивных эвкрита, Stannern и Nuevo Laredo, имеют более высокие содержания р.з.э. и показывают отрицательные Eu-аномалии, тогда как кумулятивные эвкриты Serra de Magé и Moore County имеют более низкие содержания (в 1,5 – 5 раз выше хондритовых) и показывают сильные положительные Eu-аномалии.

Как отмечалось в разд. 8.1, отсутствие сильной отрицательной Eu-аномалии является одной из особенностей большинства эвкритов, чем они отличаются от морских лунных базальтов. Этот факт подтверждает мнение, высказанное в разд. 8.7, что эвкриты образовались очень рано в истории их родительского тела без предшествующей химической дифференциации исходного вещества. Напротив, обедненные Eu лунные морские базальты обнаруживают эффект предшествующего выноса плагиоклаза при образовании обогащенной плагиоклазом лунной коры.

Оценки состава очага. Столпер [578] и Консолмагно с Дрейком [132] использовали р.з.э.-спектры и другие данные для оценки модального состава эвкритового очага. Столпер отметил, что гладкие спектры большинства некумулятивных эвкритов свидетельствуют о полном удалении плагиоклаза при плавлении исходной породы, которая имела хондритовый р.з.э.-спектр. Используя оценку степени плавления (15–20 %) при образовании расплава метеорита Sioux County и наблюдаемое содержание плагиоклаза в этом метеорите, он пришел к выводу, что исходный материал содержал от 5 до 8% плагиоклаза. Используя другие данные, Консолмагно и Дрейк [132] получили близкую оценку (5%).

При оценке соотношений других минералов Столпер предположил, что исходный материал имел хондритовое отношение Ca /Al (1,08 [3]). Используя минеральные составы, полученные в экспериментах по плавлению, он рассчитал, что исходный материал должен был состоять из 5% плагиоклаза, 30% пироксена (пижонит) и 65% оливина, если не было значительных количеств шпинели.

Консолмагно и Дрейк [132] использовали другой подход для оценки содержания главных фаз. Во-первых, они отметили, что минерал или минералы с гладкими р.з.э.-спектрами – оливин (рис. 8.9) и (или) металл – должны были преобладать в очаге, из которого образовались жидкости с гладкими спектрами. Для получения более определенной оценки они рассчитали спектры р.з.э., возникающие при плавлении различных смесей плагиоклаза, оливина, ортопироксена, клинопироксена и металла, и сравнили результаты расчета со спектрами р.з.э., наблюдаемыми в эвкритах. Полученные ими содержащая и не содержащая металл ассоциации, которые лучше всего согласуются с данными об эвкритах, и оценка Столпера приведены в табл. 8.5.

Таблица 8.5. Оценки минерального состава эвкритового очага

%	1 [578]	2 [132]	3 [132]
Оливин	65	85	50
Ортопироксен	30	5	10
Клинопироксен		5	5
Плагиоклаз	5	5	5
Металл	—	—	30

Примечание. 2 — без учета металла; 3 — содержащий металл состав.

Принимая во внимание различные методы, использованные для оценки состава исходного материала, можно сказать, что полученные составы похожи и свидетельствуют о том, что исходный материал эвкритов имел примерно хондритовый состав. Содержал ли он значительное количество металла, в настоящее время неясно. Роль шпинели — в обоих вычислениях предполагалось, что это акцессорный минерал, — еще нужно оценить.

8.8.3. Состав эвкритового родительского тела. Консолмагно и Дрейк [132] использовали свои модальные составы исходного материала эвкритов и полученные Столпером [578] минеральные составы для расчета химического состава исходной породы. Их результаты и расчет, основанный на данных Столпера о модальном составе, приведены в табл. 8.6.

Как показали Консолмагно и Дрейк [132], большой возраст эвкритов и их почти гладкие р.з.э.-спектры свидетельствуют о том, что исходный материал не претерпел химической дифференциации до того, как был расплавлен с образованием эвкритовых жидкостей. Если это так, то состав исходной породы, возможно, соответствует также составу эвкритового родительского тела.

В табл. 8.6 включены также три другие оценки состава эвкритового родительского тела, полученные на основании химических, а не петрологических признаков. Видно, что все эти оценки достаточно близки, хотя они получены на основании различных предположений и разными методами. Лишь состав, предложенный Дрейбусом и др. [168], существенно отличается от остальных. Предлагаемое в этом составе низкое отношение $FeO/(FeO + MgO)$ трудно согласовать с экспериментами Столпера, но если не рассматривать железо, даже эта оценка близка к другим.

Таблица 8.6. Оценки состава исходного материала эвкритов и эвкритового родительского тела

	Эвкриты						Хондриты		
	Исходный материал			Родительское тело					
	1 [132]	2 [132]	3 [578]	4 [271, 452]	5 [452]	6 [168]	CI	CM	L
%									
SiO_2	39,0	41,3	42,6	41,2	39,8	46,1	33,8	34,9	44,5
Al_2O_3	1,8	2,55	1,8	2,4	2,5	3,0	2,4	2,8	2,7
MgO	29,7	28,0	27,9	29,4	28,5	32,5	24,2	24,5	27,8
FeO	28,3	26,3	26,0	24,0	26,6	14,4	36,4	34,8	21,9
CaO	1,2	1,85	1,7	2,0	2,06	2,7	2,1	2,3	2,1
Na_2O	0,04	0,06	0,03	0,05	0,05	0,07	1,1	0,7	1,0
% (без FeO)									
SiO_2	54,4	56,0	57,5	56,7	54,6	54,7	53,1	53,5	57,0
Al_2O_3	2,5	3,5	2,4	3,3	3,4	3,6	3,8	4,3	3,5
MgO	41,4	38,0	37,7	40,5	39,1	38,6	38,1	37,6	35,6
CaO	1,7	2,5	2,3	2,8	2,8	3,2	3,3	3,5	2,7
Na_2O	0,06	0,08	0,04	0,07	0,07	0,08	1,7	1,1	1,3
Весовые отношения									
FeO/MgO	0,95	0,94	0,93	0,82	0,93	0,44	1,50	1,42	0,79
SiO_2/MgO	1,31	1,48	1,53	1,40	1,40	1,42	1,40	1,42	1,60
Al_2O_3/MgO	0,06	0,09	0,06	0,08	0,09	0,09	0,10	0,11	0,10
Na_2O/MgO	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,045	0,029	0,036

Примечание. Оценки относятся лишь к силикатам. 1 — не содержащий металл; 2 — плюс 30% металла; 3 — рассчитано по модальному составу Столпера. Данные о хондритах взяты из табл. 2.1, приведены в том виде, как они даны в оригиналах, и без железа.

При сравнении оцененного состава эвкритового родительского тела со средними составами различных групп хондритов видно, что состав эвкритового родительского тела вполне хондритовый, но он не соответствует ни одной из известных групп хондритов. Судя по отношению SiO_2/MgO, эвкритовое тело, по-видимому, было более похоже на углистые, чем на обыкновенные или энстатитовые, хондриты. По отношению FeO/MgO оно ближе к обыкновенным хондритам L группы, чем к сильно окисленным углистым хондритам или сильно восстановленным энстатитовым хондритам.

Эвкритовое родительское тело отличается от всех известных хондритов в одном важном отношении – оно резко обеднено натрием относительно MgO и других трудно летучих элементов. Это также справедливо и для других умеренно летучих до сильно летучих элементов, что позволяет провести параллель между эвкритовым родительским телом и Луной. Консолмагно и Дрейк [132] отметили, что наблюдаемый дефицит натрия трудно объяснить, поскольку наиболее очевидное объяснение – аккреция эвкритового родительского тела при высоких температурах в допланетном облаке (табл. 3.5) – не согласуется с высоким содержанием окисленного железа в этом теле. Более того, Дрейбус и др. [168] отметили, что содержания трудно летучих элементов – особенно Ca и Al – относительно Mg, по-видимому, чуть ниже в эвкритовом родительском теле, чем в углистых и обыкновенных хондритах (табл. 8.6).

Поэтому представляется вероятным, что эвкриты и ассоциирующиеся с ними метеориты являются образцами родительского тела, которое имело приблизительно хондритовый состав, но было обеднено летучими составляющими относительно известных хондритов. Отношение Si/Mg в этом теле было близко к значению, характерному для углистых хондритов, но его вещество было менее окислено, чем вещество углистых хондритов, и в этом отношении более похоже на вещество родительского тела обыкновенных хондритов L и LL групп.

8.8.4. Структура и идентификация эвкритового родительского тела. До этого момента мы занимали консервативную позицию, заключающуюся в том, что палласиты основной группы и железные метеориты группы IIIAB считались одной петрогенетической ассоциацией, а эвкриты и связанные с ними метеориты – другой. Прямых доказательств того, что эти метеориты находились в одном родительском теле, нет, хотя данные по изотопии кислорода (рис. 8.1) свидетельствуют, что они образовались из одного кислородного резервуара или из очень похожих резервуаров.

Эксперименты Столпера [577, 578] отрицают возможность того, что эвкриты, диогениты и палласиты представляют собой просто комплементарные дифференциаты единого хондритового расплава [402], однако воз-

можно, что палласиты – это твердый остаток частичного плавления с образованием эвкритовых жидкостей [526]. Столпер [578] показал, что при удалении из исходного материала магнезиальных жидкостей, которые дали диогениты и кумулятивные эвкриты, в нем должно уменьшаться содержание пироксена и оставаться палласитоподобный остаток из оливина, шпинели и металла. Таким образом, можно представить единое тело, состоящее из эвкрит-говардит-мезосидерит-диогенитовой коры, оливин-металлической мантии и железоникелевого ядра.

Представление о такой грандиозной ассоциации привлекательно, но оно, вероятно, слишком упрощенно. Консолмагно и Дрейк [132] отметили, что низкая степень частичного плавления, полученная для некумулятивных эвкритов ($\leqslant 20\%$) свидетельствует о том, что в родительском теле обогащенного оливином остаточного материала было гораздо больше, чем эвкритового материала. Если палласиты и эвкриты поступили с одного тела, то трудно понять, почему эти образцы поверхности тела и его глубоких недр не сопровождаются гораздо более многочисленными образцами обогащенного оливином эвкритового очага.

На этом основании автор данной книги отдает предпочтение мнению Консолмагно и Дрейка [132] о том, что эвкритовое родительское тело еще цело, а имеющиеся у нас образцы поступили с его поверхности или из неглубоких недр. Палласиты основной группы и железные метеориты группы ШАВ попали к нам с другого тела, но, очевидно, из того же кислородного резервуара. Это, тело, вероятно, было похоже на эвкритовое тело, но потеряло свои внешние оболочки. При спектрофотометрических исследованиях астероидов было обнаружено несколько объектов, железокаменные поверхности которых позволяют рассматривать их в качестве возможных источников палласитов (табл. 10.2 и 10.3).

Спектры отражения также указывают на один астероид – 4 Веста – как на наиболее перспективного кандидата для эвкритового родительского тела. Мак-Корд и др. [422] и Ларсен с Финком [359] показали, что Веста – единственный из астероидов с радиусом более 25 км – имеет спектр отражения, согласующийся со спектром для смеси богатого железом пижонита и плагиоклаза. Ее плотность – $3{,}4 \pm 1$ г$\cdot$см$^{-3}$ [453] – также подходит для эвкритового родительского тела, если это тело не имеет существенного металлического ядра.

8.9. Состояние вопроса

Данные, рассмотренные в этой главе, подтверждают следующие выводы относительно эвкритовой ассоциации:

1. Магматические представители этой ассоциации – кумулятивные и некумулятивные эвкриты, диогениты – кристаллизовались из жидкостей, образо-

вавшихся в результате частичного плавления исходного материала, бедного летучими, но приблизительно хондритового состава. Химические вариации в некумулятивных эвкритах свидетельствуют о различной степени частичного плавления и большей или меньшей фракционной кристаллизации возникающих жидкостей. Отличия этих метеоритов от кумулятивных эвкритов и диогенитов позволяют предполагать, что последние кристаллизовались из жидкостей, образованных при более существенном плавлении того же или подобного исходного материала.

2. Говардиты и мезосидериты представляют собой поверхностные брекчии, причем последние в большей или меньшей степени подверглись как статическому, так и ударному метаморфизму. Говардиты состоят, в основном, из базальтической (эвкрит) и пироксенитовой (диогенит) компонент с переменным, но небольшим количеством хондритового материала. Мезосидериты содержат также много металла, а их силикатная фракция включает, по-видимому, класты как некумулятивных, так и кумулятивных эвкритов.

3. Очень близкие Rb – Sr-(валовая проба), Sm – Nd- и свинцово-свинцовый возрасты показывают, что магматические представители эвкритовой ассоциации кристаллизовались в течение короткого периода 4,5 млрд. лет назад. Большой возраст и гладкие р.з.э.-спектры некумулятивных эвкритов свидетельствуют о том, что вещество очага не было фракционировано до образования эвкритовых жидкостей. Более низкие Rb – Sr-(внутренняя изохрона) возрасты и возрасты газоудержания свидетельствуют о протекании поверхностных процессов, которые по-существу закончились 3 млрд. лет назад.

4. Представляется вероятным, что эвкриты и связанные с ними метеориты представляют собой образцы поверхности или неглубоких недр единого родительского тела, возможно астероида 4 Веста. Палласиты основной группы, изотопно похожие на представителей эвкритовой ассоциации, по-видимому, являются образцами глубоких недр другого, вероятно подобного тела.

Эвкритовая ассоциация показывает, что магматизм имел место на очень ранних стадиях истории Солнечной системы и на удивительно малых телах (4 Веста имеет диаметр 539 км [215]). Эти факты накладывают строгие ограничения на источники тепла для процессов плавления и поднимают вопрос, почему же другие тела – похожие на те, в которых находились углистые и обыкновенные хондриты, – претерпели лишь локальное плавление или вообще не претерпели его? Эти вопросы рассматриваются в гл. 10.

Рекомендуемая литература

Петрография

Binch T.E. 1975. Petrography and petrology of basaltic achondrite polimict breccias (howardites). In: Proc. Sixth Lunar Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl. **6**, Elmsford, N.Y., Pergamon Press, 469 – 492.

Duke M.B., Silver L.T. 1967. Petrology of eucrites, howardites and mesosiderites. Geochim. Cosmochim. Acta **31**, 1637 – 1665.

Floran R.J. 1978. Silicate petrography, classification, and origin of the mesosiderites: review and new observations. Proc. Ninth Lunar and Planet. Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl. **9**, Elmsford, N.Y. Pergamon Press, 1053 – 1081.

Mason B. 1963b. The hypersthene achondrites. Am. Mus. Novitates, **2155**, 1 – 13.

Powell B.N. 1969. Petrology and chemistry of mesosiderites. I. Textures and composition of nickel – iron. Geochim. Cosmochim. Acta **33**, 789 – 810.

Радиологический возраст

Birck J.-L., Allègre C.J. 1978a. Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the $^{87}Rb - ^{87}Sr$ method. Earth Planet. Sci. Lett. **39**, 37 – 51.

Van Schmus W.R. 1979. Review of chronologic data for basaltic achondrites. In: Basaltic Volcanism in the Terrestrial Planets (ed. W. Kaula), Houston: Lunar and Planetary Institute.

Петрогенезис

Consolmagno G.J., Drake M.J. 1977. Composition and evolution of the eucrite parent body: evidence from rare earth elements. Geochim. Cosmochim. Acta **41**, 1271 – 1282.

Fukuoka T., Boynton W.V., Ma M.-S., Schmitt R.A. 1977. Genesis of howardites, diogenites and eucrites. Proc. Eighth Lunar Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl. **8**, Elmsford, N.Y., Pergamon Press, 187 – 210.

Stolper E. 1977. Experimental petrology of eucritic meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta **41**, 587 – 611.

9. Не входящие в ассоциации дифференцированные метеориты

Не входящие в ассоциации дифференцированные метеориты — ахондриты и железокаменные метеориты, которые не могут быть связаны с метеоритами других групп, — включают три маскелинит-пижонитовых ахондрита (шерготтиты), три диопсид-оливиновых ахондрита (наклиты), два оливиновых ахондрита (шассиньиты), 12 оливин-пижонитовых ахондритов (уреилиты) и три уникальных метеорита: Angra dos Reis, Steinbach и Lodran. Шерготтиты, наклиты, шассиньиты и метеорит Angra dos Reis представляют собой магматические кумулаты, которые образовались в различное время и в разных родительских телах, среди которых некоторые, если не все, могли быть крупнее современных астероидов. Подобно эвкритам, метеорит Angra dos Reis кристаллизовался в сильно восстановительных условиях[1] 4,55 млрд. лет назад. Шерготтиты, наклиты и шассиньиты образовались в более окислительных условиях во временном интервале от 1,4 млрд. лет назад (наклиты и, вероятно, шассиньиты) до 650 млн. лет назад (шерготтиты). Химические и минералогические различия между этими группами, вероятно, являются результатом различного содержания летучих элементов в соответствующих родительских телах.

Уреилиты состоят их ультраосновных (оливин-пижонитовых) агрегатов кумулатного или реститного происхождения, заключенных в углистой матрице, которая содержит образовавшиеся при ударном воздействии алмазы. Некоторые характеристики этих метеоритов свидетельствуют, что они связаны с углистыми (CM, CO или CV) хондритами, однако характер этой связи неясен. Происхождение и взаимосвязь с другими метеоритами ортопироксен-тридимитового и оливин-ортопироксенового железокаменных метеоритов, соответственно Steinbach и Lodran, также неясны.

9.1. Введение

Как было показано в гл. 5 – 8, многие из более распространенных групп дифференцированных метеоритов можно объединить в более крупные петрогенетические ассоциации на основании 1) сходного изотопного состава кислорода, 2) химических взаимосвязей в пределах этой серии пород и (или) 3) сосуществования их в брекчиях. Эти ассоциации надежно установле-

---

[1] В сильно восстановительных условиях кристаллизовались минералы энстатитовых и форстеритовых хондритов, но не метеорита Angra dos Reis. Вероятно, правильнее говорить о значительно более восстановительных условиях кристаллизации этого метеорита, нежели шерготтитов, наклитов и шассиньитов. — *Прим. перев.*

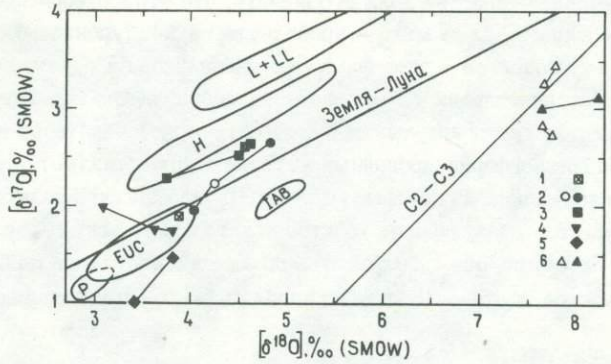


Рис. 9.1. Трехизотопная кислородная диаграмма для не входящих в ассоциации дифференцированных метеоритов. Для сравнения показаны линии масс-фракционирования для Земли и Луны и разбавления изотопом ^{16}O для С2 – С3 хондритов, а также поля обыкновенных хондритов (H, L + LL), эвкритовой ассоциации (EUC), палласитов основной группы (P) и силикатов железных метеоритов группы IAB ([129, 131, 124, 125] и (Shassigny) Р.Н. Клейтон (частное сообщение), цитируются с разрешения). *1* – шассиньит; *2* – шерготтит; *3* – наклиты; *4* – ангрит; *5* – лодранит; *6* – уреилиты. Незакрашенные кружок и треугольники – валовые пробы.

ны, и можно надеяться, что мы понимаем процессы, ответственные за химические и петрологические вариации между метеоритами, которые представляют эти ассоциации.

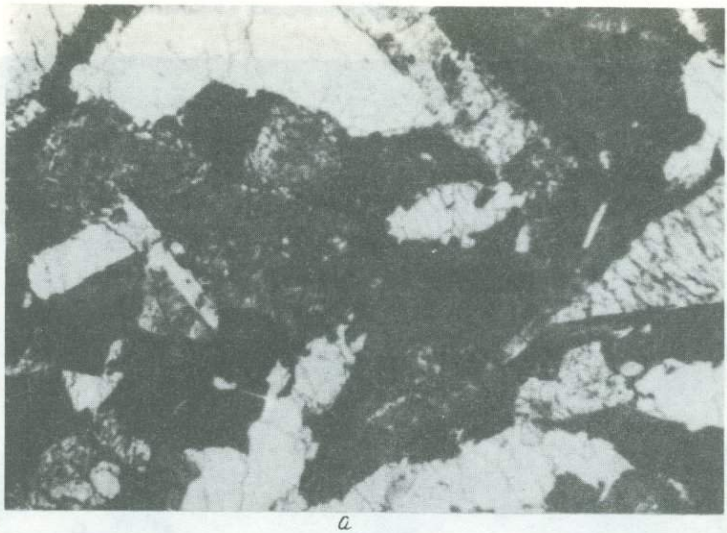
При рассмотрении железных метеоритов (гл. 7) было отмечено, что 14% их не входят в известные химические группы и что большинство выделенных групп в настоящее время невозможно связать с когенетичными железокаменными или каменными метеоритами. Эти железные метеориты и уникальные по изотопному составу палласиты группы Eagle Station были названы в данной книге *метеоритами, не входящими в ассоциации*. Этот термин применим также для рассматриваемых в данной главе метеоритов, и хотя некоторые из них – уреилиты и метеорит Angra dos Reis – имеют спектры изотопов кислорода, которые свидетельствуют о родстве их с метеоритами других групп (рис. 9.1), прочие аргументы в пользу существования такой ассоциации либо неубедительны, либо вовсе отсутствуют. В этой главе вначале рассматриваются несколько групп богатых и бедных кальцием ахондритов, структура и минеральный состав которых свидетельствуют, что они представляют собой магматические кумулаты. Затем рассматриваются уреилиты – метеориты загадочные во многих аспектах, и, наконец, два уникальных железокаменных метеорита Lodran и Steinbach.

Краткость данной главы не должна означать, что эти метеориты не имеют важного значения. Хотя их мало – наибольшая группа (уреилиты) насчитывает всего 12 метеоритов – этот факт указывает лишь на то, что на Землю поступает непредставительная проба с метеоритообразующих тел. Как будет показано ниже, существуют аргументы в пользу того, что некоторые не входящие в ассоциации дифференцированные метеориты представляют собой образцы крупных тел, одним из которых может быть Марс. Такой возможностью и данными, свидетельствующими о сходстве некоторых из этих тел с Землей по химическому составу, объясняются проводящиеся в настоящее время исследования объектов, которые на первый взгляд кажутся чем-то совершенно инородным.

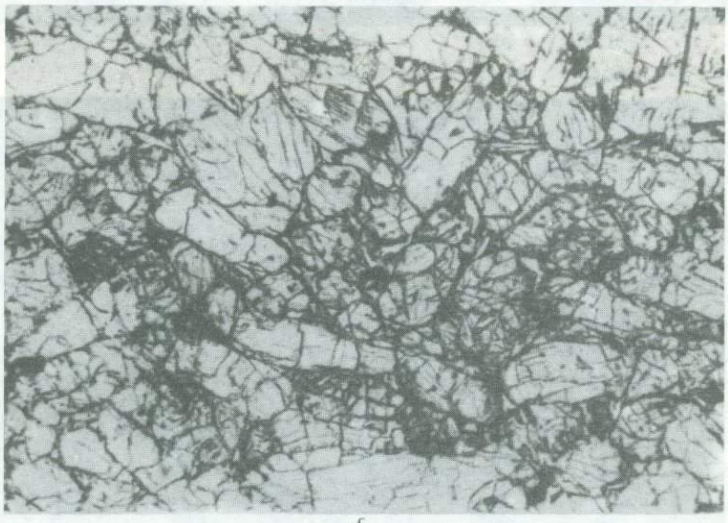
9.2. Кумулятивные ахондриты

Как было показано в гл. 8, три эвкрита – Moore County, Moama и Serra de Magé – имеют крупнозернистую структуру и предпочтительную ориентировку минералов, что свидетельствует об образовании их в результате осаждения кристаллов в магме. На основании тех же признаков делается вывод о подобной истории и девяти других метеоритов: пижонит-маскелинитовых ахондритов, или *шерготтитов* (Shergotty, Zagami и непохожий, но явно связанный с ними антарктический метеорит ALHA 77005), авгит-оливиновых ахондритов, или *наклитов* (Nakhla, Lafayette и Governador Valadares), оливиновых ахондритов, или *шассиньитов* (Shassigny и Brachina), и уникального авгитового(фассаитового) ахондрита Angra dos Reis. Хотя все эти метеориты представляют собой кумулаты (рис. 9.2), они существенно различаются по минеральному и химическому составам (табл. 9.1), изотопии кислорода (рис. 9.1) и возрастам; весьма вероятно, что они представляют по меньшей мере три, а возможно, и четыре родительских тела.

Рис. 9.2. Структуры кумулятивных ахондритов, все в поляризованном проходящем свете. *а.* **Метеорит Shergotty (николи скрещены, ширина поля зрения 1,5 мм). Клинопироксен (белое, темно-серое) показывает тартаноподобное погасание, обусловленное интенсивным ударным воздействием. Плагиоклаз (черное) полностью превращен в маскелинит.** *б.* **Метеорит Nakhla (ширина поля зрения 1,5 мм). Большие кристаллы, в основном диопсида с подчиненным количеством оливина, обнаруживают предпочтительную ориентировку длинных осей в направлении сверху слева вниз направо. Непрозрачные минералы (черное) представлены титаномагнетитом и реже сульфидами. Темно-серые неправильной формы выделения – это тонкозернистый до стекловатого мезостазис; некоторые из этих выделений содержат тонкие пластинки плагиоклаза.** *в.* **Метеорит Chassigny (николи скрещены, ширина поля зрения 1,4 мм). Метеорит состоит в основном из оливина (темно-серое до белого) с некоторым количеством интерстициальных ортопироксена и хромита (черное). Некоторые кристаллы оливина обнаруживают обуслов-**



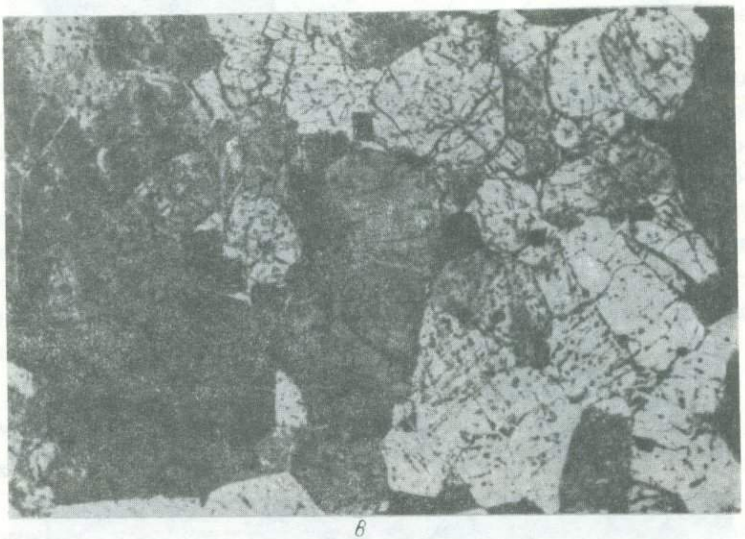
а



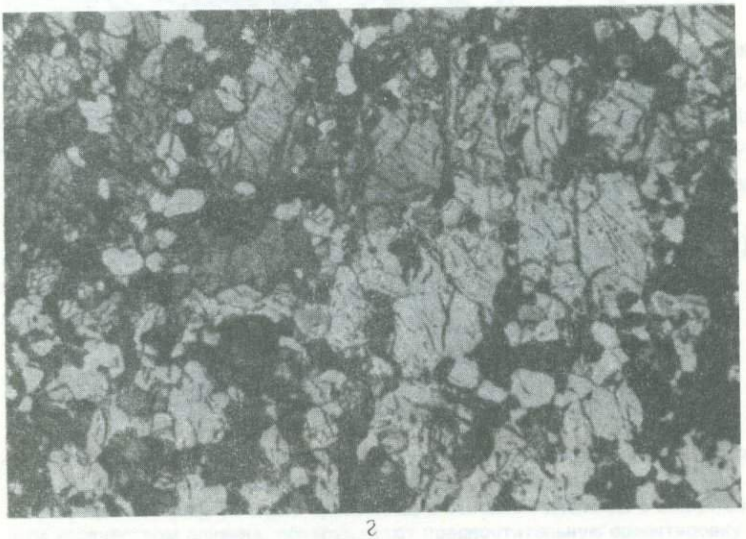
б

Рис. 9.2 (*продолжение*)

вильных кристаллов, которые содержат более мелкие зерна (например, вверху справа). Некоторые черные участки шлифа представляют собой шпинель, однако большая часть этих участков — фассаитовые зерна при оптическом погасании. Оливин, также имеющийся в этом метеорите, в данном шлифе не виден.



в



г

Рис. 9.2 (*продолжение*)

ленное ударным воздействием волнистое погасание. Общность пересечений границ зерен, которые близки к 120°, свидетельствует об отжиге. *г*. Метеорит Angra dos Reis (николи скрещены, ширина поля зрения 1,2 мм). Богатый алюминием клинопироксен (фассаит) — практически единственный минерал, присутствующий в этом шлифе, — находится в виде крупных непра-

Таблица 9.1. Валовой состав представительных кумулятивных ахондритов

%	1	2	3	4	5
Fe	0,29	н.о.	н.о.	—	н.о.
Ni	0,014	н.о.	н.о.	—	н.о.
Co	0,001	н.о.	н.о.	—	н.о.
FeS	0,1	—	н.о.	н.о.	н.о.
SiO_2	50,9	48,24	(44,64)	37,00	48,42
TiO_2	0,73	0,29	2,3	0,067	0,16
Al_2O_3	5,7	1,45	9,85	0,36	12,69
Cr_2O_3	0,38	0,42	0,29	0,83	0,54
FeO	17,3	20,64	8,1	27,44	16,18
MnO	0,50	0,54	0,076	0,53	0,55
MgO	11,4	12,47	11,4	32,83	11,35
CaO	10,5	15,08	23,3	1,99	9,08
Na_2O	1,2	0,42	0,04	0,15	н.о.
K_2O	0,1	0,10	0,005	0,033	0,01
P_2O_5	0,48	0,12	н.о.	0,041	0,06
H_2O^+	0,1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
H_2O^-	0,1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	99,69	100,77	(100,00)	101,27	99,04

Примечание. Метеориты: Zagami (1 — [176]); Nakhla (2 — [421]); Angra dos Reis (3 — [386]) и Chassigny (4 — [421]). Для сравнения приведен анализ кумулятивного эвкрита Serra de Magé (5 — [420]). Во всех анализах, кроме первого и четвертого, железо дано в виде FeO. Элементы, которые не определялись, обозначены н.о. Кремнезем, не определявшийся в метеорите Angra dos Reis, оценен по разнице.

Рассматриваемые в этой книге 9 кумулятивных ахондритов представляют собой летопись магматической деятельности в течение интервала времени почти в 4 млрд. лет. Поскольку эти метеориты суть сильно дифференцированные магматические породы, по ним можно сделать лишь ограниченные выводы о природе их родительских тел, однако очевидно, что некоторые из них были удивительно похожи на Землю [579]. Этот и другие аспекты кумулятивных ахондритов рассматриваются в разд. 9.2.5.

9.2.1. Шерготтиты. Шерготтиты представляют собой ахондриты, структура (рис. 9.2, *а*), минеральный и химический состав которых сходны с наблюдаемыми в земных диабазах, но в шерготтитах плагиоклаз замещен маскелинитом, образовавшимся при ударном воздействии. Из-за общего сходства с кумулятивными эвкритами более ранние исследователи [402] объединяли

шерготтиты с эвкритами, однако при тщательном изучении были выявлены различия в химическом и минеральном составе и изотопии кислорода (рис. 9.1), которые свидетельствуют, что это две отдельные группы метеоритов, хотя и имеющие сходную историю.

Два метеорита – Shergotty и Zagami, оба падения – классифицированы как шерготтиты и уже хорошо известны после детальных минералогических и петрографических исследований [171, 565, 580]. Третий метеорит, ALHA 77005, содержит гораздо больше оливина, чем метеориты Shergotty и Zagami, но похож на них по другим характеристикам [432, 433, 697, 299]. Этот уникальный антарктический метеорит в данной книге рассматривается вместе с шерготтитами, с которыми он, по-видимому, связан.

Петрография. Кумулатная структура метеорита Shergotty хорошо видна на рис. 9.2, *а*; метеорит Zagami имеет подобную структуру, но более мелкозернистую. Оба метеорита состоят преимущественно из пироксенов (пижонит и авгит примерно в равных количествах) и маскелинита со значительным количеством титаномагнетита и интерстиционного кварц-полевошпатового стекла и меньшим количеством других минералов (табл. 9.2). Акцессорный оливин в метеоритах Shergotty и Zagami богат железом и кристаллизовался позже основной массы пироксена. Кумулусный оливин в этих метеоритах отсутствует.

Минералогическое сходство этих двух шерготтитов хорошо видно в табл. 9.2. Наиболее явным различием между ними является интервал колебаний состава зонального пироксена. Хотя составы пижонитовых ядер в обоих метеоритах близки, пижонитовые каймы богаче железом в метеорите Shergotty (Fs_{58}), нежели в метеорите Zagami (Fs_{48}). Такое различие согласуется со структурными данными, свидетельствующими, что метеорит Shergotty охлаждался медленнее метеорита Zagami.

Некоторые явные различия между шерготтитами и метеоритом ALHA 77005 хорошо видны в табл. 9.2. Несмотря на то что последний метеорит, по-видимому, также представляет собой кумулат, в нем имеются структурные неоднородности сантиметрового масштаба: одни части его состоят в основном из гипидиоморфного оливина, в других этот минерал и хромит окружены пироксеном [433]. Силикаты в метеорите ALHA 77005 более магнезиальные, чем в шерготтитах, а кумулусные минералы включают оливин и ортопироксен наряду с пижонитом и авгитом. Титаномагнетит, распространенный в двух шерготтитах, в метеорите ALHA 77005 отсутствует.

Все три метеорита изменены в результате ударного воздействия и характеризуются крайне неправильным погасанием и деформационным двойникованием пироксенов (рис. 9.2, *а*), а также полной маскелинитизацией плагиоклаза. Метеорит ALHA 77005 содержит небольшие участки насыщенного оли-

Таблица 9.2. Модальный состав и состав минералов шерготтитов и возможно связанного с ними необычного ахондрита

	Shergotty	Zagami	ALHA 77005
Об. %			
Пироксен	69,8	73,0	35
Маскелинит	23,3	21,8	8
Мезостазис	4,0	2,2	
Титаномагнетит	2,2	2,2	
Ильменит	0,4	0,6	2
Пирротин	0,3	0,3	
Витлокит	Следы	—	
Оливин	Следы	Следы	55
Мол.%			
Пижонит Ядро	$Fs_{30}Wo_{12}$	$Fs_{30}Wo_{12}$	$Fs_{21}Wo_{2}$
Пижонит Кайма	$Fs_{58}Wo_{20}$	$Fs_{48}Wo_{13}$	$Fs_{24}Wo_{17}$
Авгит Ядро	$Fs_{20}Wo_{32}$	$Fs_{20}Wo_{32}$	$Fs_{16}Wo_{32}$
Авгит Кайма	$Fs_{38}Wo_{30}$	$Fs_{38}Wo_{30}$	$Fs_{14}Wo_{41}$
Маскелинит Ядро	$An_{57}Ab_{42}$	$An_{57}Ab_{42}$	$An_{54}Ab_{45}$
Маскелинит Кайма	$An_{43}Ab_{53}$	$An_{43}Ab_{53}$	$An_{45}Ab_{53}$
Оливин	Fa_{90}	Fa_{90}	Fa_{25-29}

Примечание. Модальные составы даны по работам [580] и [411] (метеорит ALHA 77005), а интервалы составов минералов — по работе [580], кроме пироксенов метеорита ALHA 77005 [299] и маскелинита [430]. Низкокальциевый пироксен метеорита ALHA 77005 включает и пижонит, и ортопироксен. Составы минералов выражены в мол.% конечных членов ряда.

вином стекла [432], которые напоминают наблюдаемые в сильно ударноизмененных хондритах гнезда расплава ([158], рис. 4.10, *г*). Эти характеристики свидетельствуют о пиковом ударном давлении (примерно 300 кбар) [565].

Химия. Состав плагиоклаза в шерготтитах свидетельствует о том, что эти метеориты содержат меньше алюминия и больше натрия и калия, нежели кумулятивные эвкриты (табл. 9.1). Целый ряд элементов, от умеренно летучих до трудно летучих, с различными геохимическими свойствами также более распространены в шерготтитах, чем в эвкритах [363], а фактически их содержание в шерготтитах близко к содержанию в земных базальтах. Это, по-видимому, изначальное различие между соответствующими родительскими телами, и оно означает, что либо в состав шерготтитового тела при аккреции

вошло больше богатого летучими вещества, либо эвкритовое тело потеряло больше летучих после аккреции [579, 581].

Химическое сходство родительского тела шерготтитов с Землей прослеживается до уровня окисления вещества при метаморфизме. Присутствие титаномагнетита в шерготтитах и в веществе, полученном в экспериментах по плавлению [580], свидетельствует, что эти метеориты кристаллизовались в достаточно окислительных условиях. В этом отношении шерготтиты отличаются от гораздо более восстановленных эвкритов и лунных морских базальтов.

Локальная история. В целом метеориты Shergotty и Zagami представляют собой магматические кумулаты,состоящие из осевших кристаллов пижонита, авгита и, вероятно, плагиоклаза [580, 565]. Метеорит ALHA 77005, возможно, представляет собой более ранний оливин- и ортопироксенсодержащий кумулат. Все три метеорита претерпели посткристаллизационный отжиг и интенсивный ударный метаморфизм.

Sm – Nd-возраст метеорита Shergotty составляет 650 млн. лет, и по-видимому, датирует кристаллизацию этого метеорита [471]. Определенные по внутренней Rb – Sr-изохроне возрасты метеоритов Shergotty и ALHA 77005 (соответственно 184 ± 6 и 164 ± 12 млн. лет) фиксируют, по-видимому, новое равновесие в Rb – Sr-системе после удара [697] (см. также [69]).

Как показали Столпер и Мак-Суин [580], низкий возраст кристаллизации метеорита Shergotty трудно согласовать с нагревом небольшого (астероидального) родительского тела ядерным источником тепла. Короче говоря, быстрый нагрев короткоживущим ^{26}Al, который привлекается для объяснения раннего магматизма на эвкритовом родительском теле, явно не приемлем для шерготтитов. С другой стороны, долгоживущие радиоизотопы (например, ^{40}K), ответственные за вулканизм на Земле и Луне, не могут объяснить плавление небольшого тела. До сего времени есть лишь три правдоподобных объяснения низкого возраста кристаллизации метеорита Shergotty: 1) этот возраст ошибочно низкий и фиксирует удар, а не кристаллизацию; 2) шерготтитовое родительское тело было существенно больше современных астероидов ($r \leqslant 400$ км); 3) плавление было обусловлено неядерным источником тепла, например ударный нагрев или приливное нагревание, подобное привлекаемому для объяснения современного вулканизма на спутнике Юпитера Ио [107].

В настоящее время невозможно сделать выбор между этими альтернативами, однако в связи со второй из них возникает встречный вопрос: является ли событие на рубеже 650 млн. лет назад первым магматическим эпизодом в истории родительского тела шерготтитов, или же сам шерготтитовый очаг является продуктом процессов более раннего фракционирования? Неравномер-

ный, но почти гладкий спектр р.з.э. и отсутствие отрицательной Eu-аномалии [542] свидетельствуют, что шерготтиты отражают лишь одну стадию плавления и кристаллизации. Такая ситуация представляется неправдоподобной для тела лунного или более крупного размера, в связи с чем автор данной работы отдает предпочтение либо первой, либо третьей из приведенных выше интерпретаций.

9.2.2. Наклиты. Три наклита (одно падение, две находки) представляют собой богатые клинопироксеном ахондриты, общая структура которых и предпочтительная ориентировка минералов (рис. 9.2, *б*) близки к соответствующим характеристикам кумулатных пироксенитов земных габброидных интрузий. Наклиты в некоторых аспектах напоминают шерготтиты и, подобно им, фиксируют весьма позднюю магматическую деятельность; наклиты отличаются от шерготтитов по валовому составу и практически полному отсутствию посткристаллизационных метаморфических и ударных эффектов.

Петрография. Наклиты очень хорошо исследованы петрографами. Приводимое здесь описание этих метеоритов заимствовано из многих работ [90, 516, 62, 662, 34, 35], результаты которых очень близки. В последней из них проведено достаточно тщательное сравнение метеоритов Nakhla, Lafayette и Governador Valadares и сделан вывод, что, в отличие от более ранних представлений, они не являются парными метеоритами, а представляют три отдельных падения.

Кумулатная структура наклитов и предпочтительная линейная ориентировка минералов в них хорошо видны на рис. 9.2, *б*. Все три метеорита состоят преимущественно (~80% [90]) из авгита со слабо проявленной зональностью, состав которого несколько колеблется около значения $En_{38}Fs_{23}Wo_{39}$. Оливин, богатый железом (Fa_{67-77}) и местами окаймленный пижонитом, составляет до 14% метеорита Nakhla [90] и характеризуется почти такими же содержаниями в других наклитах. Акцессорные минералы, которые являются интерстициальными относительно авгита и оливина, включают сросшиеся плагиоклаз ($An_{23-36}Ab_{60-68}Or_{3-9}$), щелочной полевой шпат ($An_{4-6}Ab_{20-42}Or_{52-76}$), клинопироксены, титаномагнетит, хлорапатит и некоторые сульфиды. Последние содержат троилит, халькопирит $CuFeS_2$ и минерал состава FeS_2 [34, 35] – либо пирит, либо марказит [62]. Авгит является, по-видимому, единственной кумулусной фазой в этих метеоритах: считается, что другие минералы, в том числе железистый оливин, кристаллизовались из интеркумулусной жидкости.

Интересным минералом наклитов, обнаруженным при последних исследованиях, является иддингсит, продукт изменения оливина, состоящий из гли-

нистых минералов и гидроксидов железа. Такие продукты изменения в метеоритах обычно связывают с земным выветриванием, однако присутствие иддингсита в метеорите Nakhla (свежем падении) возможно означает, что эти метеориты подверглись воздействию воды до того, как попали на Землю.

Как отметили Беркли и др. [34, 35], крупнозернистый, практически гомогенный авгит наклитов свидетельствует о медленной кристаллизации этого минерала. Напротив, вариации состава оливина и структур и состава других интеркумулусных фаз указывают на быстрое охлаждение и исключают последующие отжиг или метаморфизм. Ударные эффекты, также имеющие второстепенное значение, ограничиваются деформацией сдвойникованных пироксенов в метеорите Lafayette [62].

Химия. Наклиты и шерготтиты резко различаются по химии главных элементов (табл. 9.1), но обе группы относительно эвкритов обогащены щелочами и другими летучими компонентами [363]. Например, весовое отношение умеренно летучего Rb к трудно летучему U, на которое, по-видимому, не оказывает влияния фракционирование кристаллов и жидкости, равно ~53 для наклитов и ~61 для шерготтитов. Отношения в земных базальтах сходны, а в эвкритах это отношение гораздо ниже (~2,8). На основании этих и других данных Лал и др. [363] пришли к выводу, что в состав родительских тел наклитов и шерготтитов вошла значительная и примерно одинаковая доля богатого летучими вещества, и аккреция этих тел проходила при низких (примерно равных) температурах в допланетном облаке.

Столпер и др. [581] провели сравнение химии наклитов и шерготтитов и на основании более высокого отношения K/U в наклитах и присутствия в них иддингсита с, возможно, внеземной водой, пришли к выводу, что родительское тело наклитов содержало несколько больше летучих веществ. Они отметили, что присутствие оксидов Fe и Ti указывает на высокие летучести кислорода, близкие для обеих групп.

Локальная история. В целом, три наклита представляют собой магматические кумулаты, образовавшиеся в результате осаждения авгитовых и, вероятно, некоторого количества оливиновых кристаллов, сопровождавшегося последующей быстрой интеркумулусной кристаллизацией. В отличие от отожженных, сильно ударноизмененных шерготтитов, эти метеориты не имеют структурных и минералогических доказательств посткристаллизационного метаморфизма, ни статического, ни вызванного ударным воздействием.

Поскольку ранее K – Ar-определение возраста метеорита Nakhla показало, что он необычно молодой (1,4 млрд. лет [219]), этот метеорит и другие наклиты были датированы различными методами: $^{40}Ar - ^{39}Ar$ [498, 68], Rb – Sr [488, 217, 697], U – Th – Pb [293] и Sm – Nd [463]. В результате

этих исследований были получены удивительно близкие возрасты (от 1,24 до 1,37 млрд. лет), которые, по-видимому, датируют кристаллизацию. Предположение, что низкие возрасты датируют термальный метаморфизм более старых магматических пород [488], не согласуется с петрографическими данными, свидетельствующими, что этот процесс в наклитах несуществен.

С доказательством позднего магматизма на родительском теле наклитов возникают вопросы, рассмотренные ранее в связи с шерготтитами. В данном случае нет оснований сомневаться в возрасте кристаллизации, и остаются два альтернативных объяснения: либо родительское тело наклитов было очень большим – вероятно, как Марс или крупнее [662], – либо плавление достигалось за счет тепла неядерных источников, таких, как удар или приливные деформации. В данный момент невозможно сделать выбор между этими альтернативами.

9.2.3. Шассиньиты. Шассиньиты – Shassigny (падение) и Brachina (находка) – представляют собой богатые оливином породы, которые сходны с лунными и земными дунитами по структуре и общей минералогии, но содержат оливин с бо́льшим количеством железа (Fa_{33} против $Fa_{\leqslant 20}$). Детальное исследование метеорита Shassigny показало, что это претерпевший отжиг, со средней степени ударным изменением магматический кумулат, состоящий почти полностью из оливина (92% [192]). Метеорит Brachina – тонкозернистый, ударнонеизмененный – содержит меньше оливина (77% [311]).

Петрография. Структура метеорита Shassigny показана на рис. 9.2, *в*. Модальный и минеральный составы обоих шассиньитов приведены в табл. 9.3.

Таблица 9.3. Модальный состав и состав минералов шассиньитов

Минерал	Chassigny		Brachina
Оливин	92,0	(Fa_{33})	77 (Fa_{33})
Пироксены	4,7	($Wo_{43}En_{45}Fs_{12}$) ($Wo_3En_{69}Fs_{28}$)	8 ($Wo_{40}En_{46}Fs_{14}$)
Плагиоклаз	1,3	(An_{16-37})	8 (An_{22})
Хромит	1,8		0,8
Сульфиды	Следы		4,2 (троилит, пентландит)

Примечание. Модальный состав приведен по работам [503, 311], а состав минералов – по работе [192].

Метеорит Shassigny состоит из гомогенных кристаллов оливина различной формы, от плохо до хорошо ограненных, которые обычно содержат кристаллы хромита и включения стекла, и, в свою очередь, местами окружены пироксеном. Ориентированные трещины в оливине свидетельствуют об ударном воздействии малой или средней степени [546, 192]. Интерстиционные минералы представлены плагиоклазом и следовыми количествами хлорапатита, ильменита, рутила, бадделеита ZrO_2, троилита, марказита и пентландита. Еще одним минералом, найденным лишь во вкрапленниках стекла в оливине, является керсутит, единственный водосодержащий амфибол,[1] известный до сих пор в метеоритах.

Минералы метеоритов Shassigny и Brachina имеют сходные составы, однако содержания их различны. Метеорит Brachina содержит меньше хромита, причем этот минерал присутствует в интерстициях, а не в виде включений в оливине. К тому же в этом метеорите больше плагиоклаза и пироксена (только диопсид) и значительно больше сульфидов (троилит и пентландит). Джонсон и др. [311] высказали предположение, что структура и минералогия метеорита Brachina свидетельствуют о кристаллизации, сопровождавшейся разделением несмесимых силикатного и сульфидного расплавов при отсутствии аккумуляции кристаллов. Как отметили Флоран и др. [192], имеющиеся данные не позволяют отрицать ни такое, ни кумулатное происхождение метеорита Brachina.

Химия. Валовой химический анализ метеорита Shassigny включен в табл. 9.1. Последний анализ метеорита Brachina дал 3,6% FeS и более низкие содержания FeO и MgO, а в остальном он подобен анализу метеорита Shassigny.

Данные о редких элементах в шассиньитах ограниченны и получены главным образом для метеорита Shassigny. Подобно наклитам и шерготтитам, этот метеорит характеризуется высоким отношением летучих элементов к трудно летучим (например, Rb/U = 19 [412]) и образовавшейся в окислительных условиях минеральной ассоциацией, которые позволяют предполагать, что родительское тело метеорита Shassigny было более похоже на Землю, чем бедное летучими, восстановленное родительское тело эвкритов. Взаимосвязи между родительскими телами шерготтитов, наклитов, шассиньитов и эвкритов рассматриваются в разд. 9.2.5.

Как Джонсон и др. [311], так и Флоран и др. [192] отметили, что расплавы, из которых образовались шассиньиты, имели содержания главных элементов, близкие к наблюдаемым в силикатной фракции хондритов LL группы.

---

[1] Водо- и фторсодержащий амфибол, рихтерит, обнаружен также в некоторых энстатитовых и железных метеоритах. — *Прим. перев.*

Такое сходство составов позволяет высказать предположение о существовании генетической связи между этими группами метеоритов, однако данные о редких – особенно редкоземельных – элементах полностью отрицают ее [75]. Близкая связь между наклитами и шассиньитами, несмотря на то что она вполне согласуется с данными о редких элементах и подтверждается в некоторой степени радиологическими возрастами, по-видимому, не согласуется с различиями в изотопном составе кислорода между этими группами (рис. 9.1).

Локальная история. Петрогенезис метеорита Shassigny подразумевает аккумуляцию кристаллов оливина и, вероятно, пироксена из ультраосновной магмы, сопровождавшуюся последующими процессами кристаллизации интерстиционной жидкости, отжига и слабой до умеренной ударной деформации. Как уже отмечалось, локальная история метеорита Brachina менее ясна, хотя он явно не претерпел ударной деформации, зафиксированной в метеорите Shassigny.

В работе [351] приведен K – Ar-возраст метеорита Shassigny (1,39 ± 0,17 млрд. лет), который близок к возрасту кристаллизации наклитов. Этот возраст, по-видимому, надежно датирует кристаллизацию метеорита, поскольку, хотя метеорит Shassigny и испытал ударное воздействие, в нем зафиксирована интенсивность удара явно более низкая, чем та, при которой выделяется ^{40}Ar из хондритов L группы [158]. Было бы желательно получить K – Ar-возраст не испытавшего ударного воздействия метеорита Brachina.

9.2.4. Метеорит Angra dos Reis. Метеорит Angra dos Reis, который упал в Бразилии в 1869 г., является уникальным ахондритом, который из-за низкого начального отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (ADOR [485]) и необычной минералогии представляет особый интерес. Подобно метеоритам, рассмотренным в разд. 9.2.1 – 9.2.3, он представляет собой магматический кумулат. В отличие от них он образовался очень рано в истории Солнечной системы. Его возраст и изотопный состав кислорода близки к соответствующим характеристикам эвкритов и связанных с ними метеоритов.

Метеорит Angra dos Reis изучен весьма детально, главным образом в результате недавних исследований его консорциумом ученых ([321] и последующие работы). Среди результатов этого исследования имеется прекрасное петрографическое описание [504]. Многое из приводимого ниже заимствовано из этой работы, которая в основном подтвердила и расширила наблюдения предыдущих исследователей.

Петрография. Метеорит Angra dos Reis представляет собой грубозернистую магматическую породу (рис. 9.2, *г*), состоящую в основном из богатого

алюминием клинопироксена (93%) с подчиненным количеством кальциевого оливина (~3%: Fa_{47}, 1,3% CaO), богатой железом шпинели (~2%) и большого набора акцессорных минералов: витлокит, никелистое железо, троилит, плагиоклаз, бадделеит, титаномагнетит, магнезиальный кирштейнит $CaFeSiO_4$ и бариевый полевой шпат цельзиан. Главные минералы обнаруживают предпочтительную линейную и планарную ориентировку, что свидетельствует об осаждении кристаллов и течении. Пересечение границ зерен и присутствие больших пойкилобластовых кристаллов в этом метеорите (рис. 9.2, *г*) указывают на последовавший после кристаллизации частичный отжиг, однако ударные эффекты отсутствуют [504].

Клинопироксен метеорита Angra dos Reis весьма необычен. В форме конечных членов ряда, используемых для описания состава большинства пироксенов, его состав выражается как $Wo_{54,6}En_{33,5}Fs_{11,9}$, однако он содержит также 10% Al_2O_3 и 2,16% TiO_2 [504]. На основании высоких содержаний CaO и Al_2O_3 его можно назвать фассаитом. Содержит ли он также трехвалентное железо, как следует из названия, неясно. Очевидно, что баланс зарядов требует значительного количества Fe^{3+} [289, 504], но на мессбауэровском спектре этот ион не идентифицируется [395]. Более того, другие данные свидетельствуют, что Ti и Cr в действительности находятся в восстановленном состоянии – Ti^{3+} и Cr^{2+} соответственно [262].

Принц и др. [504] показали, что высокое содержание Ca в оливине метеорита Angra dos Reis обусловлено отчасти вкрапленниками магнезиального кирштейнита $Ca(Fe_{0,62}Mg_{0,38})SiO_4$. Этот минерал, как известно, не найден ни в одном другом метеорите, хотя более магнезиальный представитель этой серии твердых растворов обнаружен в хондрите Sharps (H3) [145].

Большинство других минералов, перечисленных Принцем и др., находятся в основной массе метеорита Angra dos Reis и, по-видимому, являются продуктами кристаллизации интеркумулусной жидкости.

Химия. Поскольку фассаит является наиболее распространенным минералом метеорита Angra dos Reis, неудивительно, что валовой анализ метеорита (табл. 9.1) показывает те же необычные особенности, – высокое содержание CaO, Al_2O_3 и TiO_2 – какие отмечались для состава пироксена.

Как и в случае других кумулятивных ахондритов, представляется полезным рассмотреть содержание редких элементов в метеорите Angra dos Reis и степень окисления его вещества. Лал и др. [363] сравнили данные о содержании ряда редких элементов в этом метеорите и других ахондритах, отнесенные к CI хондритам. Содержания большинства умеренно и сильно летучих элементов – In, Tl, Zn, Br, Bi, Ag, Au – в метеорите Angra dos Reis попадают в характерный для эвкритов интервал, при этом они ниже содержаний, наблюдаемых в шерготтитах и наклитах. Содержание рубидия само по себе

и относительно урана ниже в метеорите Angra dos Reis, чем в любом другом ахондрите; то же самое верно для Ga и Cs. С другой стороны, содержание иридия, который является сидерофильным и наиболее тугоплавким элементом, в метеорите Angra dos Reis выше, чем в эвкритах. На основании этих наблюдений Лал и др. [363] пришли к выводу, что в состав родительского тела метеорита Angra dos Reis вошла очень малая доля богатого летучими вещества.

На основании минералогии, данных о распределении европия [386] и прямых измерений [79] ясно, что метеорит Angra dos Reis кристаллизовался при летучести кислорода $\sim 10^{-10}$ атм, существенно более высокой, чем оцененная для эвкритов (10^{-13} – 10^{-16} [578, 167]), но более низкой, чем летучесть кислорода, оцененная для шерготтитов и наклитов при сходных температурах [580].

Локальная история. В целом, метеорит Angra dos Reis представляет собой магматический кумулат, претерпевший частичный отжиг, не испытавший ударного воздействия и состоящий из осажденных кристаллов богатого алюминием клинопироксена и, вероятно, оливина. Радиологические возрасты, определенные различными методами (Rb – Sr [485]; свинцово-свинцовым [592]; Sm – Nd [382]), свидетельствуют, что он кристаллизовался 4,55 млрд. лет назад, и этот вывод согласуется с данными, показывающими, что этот метеорит содержал вымерший ныне изотоп ^{244}Pu [284].

Ма и др. [386], используя данные о редких – особенно редкоземельных – элементах, попытались построить схему петрогенезиса метеорита Angra dos Reis и исследовали взаимосвязи между этим ахондритом и другими дифференцированными ахондритами. На основании полученных ими результатов представляется невозможным связать метеорит Angra dos Reis ни с эвкритами, ни с другими кумулятивными ахондритами, рассматриваемыми в данной главе. Ма и др. построили модель магматической эволюции этого уникального метеорита, для которой требуется достаточно большое родительское тело ($r \geqslant 640$ км) и которая рассматривается как первый пробный вариант.

9.2.5. Краткие выводы и взаимосвязи. Петрографические и химические данные о кумулятивных ахондритах, рассмотренных в этой главе, и эвкритах суммированы в табл. 9.4. На основании химии главных и редких элементов, изотопного состава кислорода и возраста ясно, что эти пять групп метеоритов образовались по меньшей мере в четырех, а возможно и пяти родительских телах. Лишь шассиньиты и наклиты достаточно похожи по химии редких элементов и возрасту, чтобы можно было предполагать ассоциацию [75, 386, 581], но эти группы различаются по изотопному составу кислорода (рис. 9.1).

Таблица 9.4. Сравнение эвкритов и кумулативных ахондритов

	Метеорит Angra dos Reis	Эвкриты	Шерготтиты	Шассиньиты	Наклиты
Последовательность кристаллизации	ол(?) + ав → ол + ав + пл	пж + пл → пж + пл + ав	пж + ав → пж + ав + пл	ол + ав → ол + ав + пл	ол(?) + ав → ол + ав + пл
Полевой шпат	An_{86}	An_{80-95}	An_{40-57}	$An_{16-37} + Or_{70}$	$An_{34} + Or_{77}$
Rb/U (мас.)	0,15	2,8	60,5	19,1	53,1
K/U (мас.)	62	3960	9000	1300	16 500
Уровень окисления	+ металл	+металл	КФМ-буфер	?	КФМ-буфер
Гидратированные фазы	Нет	Нет	Нет	Амфибол	Иддингсит
Возраст кристаллизации	4,55 млрд. лет	4,55 млрд. лет	650 млн. лет	1,39 млрд. лет	1,24—1,35 млрд. лет
Тип очага	?	S_1	S_3	S_6	S_6

Примечание. Отчасти по Столперу и др. [581]. Данные о Rb и U по Мейсону [412]. Возрасты и ссылки на литературные источники см. в тексте. КМФ-буфер означает кристаллизацию при f_{O_2}, соответствующей ассоциации кварц — фаялит — магнетит. Типы очагов даны по Столперу и др. [581] и рассматриваются в тексте.

Метеорит Angra dos Reis и эвкриты имеют возрасты кристаллизации, практически идентичные хондритовым (гл. 6). Эти возрасты свидетельствуют об очень раннем плавлении в родительских телах, которые, вероятно, были нагреты изнутри короткоживущим ^{26}Al. Эвкритовое родительское тело, вероятно, было астероидного размера ($r \leqslant 400$ км), а петрогенезис метеорита Angra dos Reis требует, очевидно, более крупного тела [386].

Шерготтиты, наклиты и шассиньиты образовались в телах, которые имели близкие к земным высокие содержания летучих элементов и степени окисления вещества. Данные, свидетельствующие о том, что эти группы кристаллизовались весьма поздно в истории Солнечной системы, не согласуются с нагревом за счет тепла короткоживущих элементов, в связи с чем возникает возможность 1) их образования в крупных, нагретых изнутри телах или 2) в результате плавления, обусловленного процессом типа ударного воздействия или приливного нагрева.

Как показали Столпер и Мак-Суин [580] в отношении шерготтитов, отсутствие когенетичных некумулятивных пород сильно осложняет попытки оценить составы магматических источников и родительских тел кумулятивных ахондритов. Столпер и др. [581] показали, что последовательность кристаллизации можно использовать для локализации состава очагов кумулятивных ахондритов на ликвидусной диаграмме насыщенных оливином плагиоклазовых перидотитов (рис. 9.3). Они идентифицировали шесть типов магматических источников, три из которых должны плавиться при низких давлениях с образованием жидкостей, могущих дать магматические ахондриты. Из рис. 9.3 видно, что эти источники принципиально различаются по содержанию низко- и высококальциевого пироксенов: эвкриты представляют источники, обогащенные низкокальциевым пироксеном (S_1), наклиты и шассиньиты – источники, обогащенные кальциевым пироксеном (S_6), и шерготтиты – источники промежуточного состава (S_3).

Понятно, что разные составы источников отражают более раннюю дифференциацию соответствующих родительских тел, однако Столпер и др. [581] предположили более простую связь между этими источниками. Они отметили, что добавление натрия к минеральной ассоциации, состоящей из анортита и энстатита (± оливин) приводит к образованию кальциевого пироксена по реакции $Na_2O + CaAl_2Si_2O_8$ (анортит) + $11/2\,Mg_2Si_2O_6$ (энстатит) = $2NaAlSi_3O_8$ (альбит) + $CaMgSi_2O_6$ (диопсид) + $5Mg_2SiO_4$ (оливин). Таким образом, в принципе можно превратить источник S_1 в S_{3-6} простым добавлением натрия или натрийсодержащего минерала; напротив, можно превратить вещество S_6 в S_1 удаляя натрий.

Данные табл. 9.4 согласуются с гипотезой, согласно которой очаги эвкритов и различных кумулятивных ахондритов принципиально различались

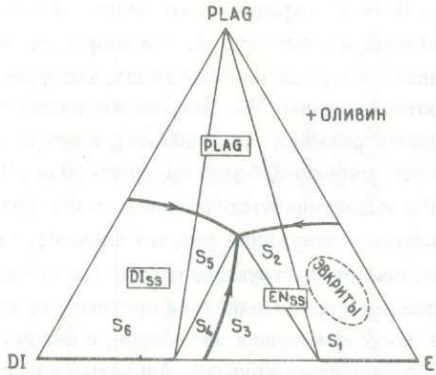


Рис. 9.3. Схематическая диаграмма ликвидусов, насыщенных оливином, для плагиоклазовых перидотитов при низком давлении. Указаны первичные фазовые поля для диопсидовых твердых растворов (DI_{ss}), энстатитовых твердых растворов (EN_{ss}) и плагиоклаза (PLAG) и поля различных типов магматических очагов ($S_1 - S_6$). Обобщено по данным Столпера и др. [581].

по содержанию в них натрия и других летучих компонентов [581]. Как и предсказывается, плагиоклаз меняется от кальциевого в эвкритах и в метеорите Angra dos Reis до промежуточного в шерготтитах (S_3) и натрового в шассиньитах и наклитах (S_6). Отношения K/U и Rb/U более или менее регулярно возрастают в том же направлении, и, как ожидается, водные минералы появляются именно в метеоритах из наиболее богатых летучими и окисленных очагов.

Следовательно, согласно этой схеме, различия между разными кумулятивными ахондритами отражают свойственные их родительским телам различия в соотношениях высоко- и низкотемпературных веществ. Они, в свою очередь, могут быть обусловлены: 1) аккрецией родительских тел при различных температурах в допланетном облаке [363]; 2) различиями в эффективности аккреции грубозернистого, бедного летучими материала (хондры, агрегаты) и мелкозернистого, богатого летучими вещества (матрицы) разными телами; 3) различной степенью потери летучих после аккреции.

Модель, предложенная Столпером и др. [581], имеет приложения, распространяющиеся далеко за рамки исследований кумулятивных ахондритов, на которых она основана. Модель предполагает, что резкие химические различия между различными метеоритными и планетарными базальтами не обязательно обусловлены повторным плавлением и кристаллизацией в телах различных размеров, а скорее могут отражать совсем небольшие различия в валовых составах этих тел [579]. Таким образом, данные, приведенные в предшествующих разделах этой главы, выходят за рамки нескольких необычных метеоритов и имеют отношение к происхождению и магматической истории планет, включая Землю.

9.3. Уреилиты

Оливин-пижонитовые ахондриты, или *уреилиты*, представляют собой богатые оливином и углеродом и бедные плагиоклазом породы, характерная структура которых (рис. 9.4) и наличие алмазов внеземного происхождения отличают их от всех других метеоритов. Известно 12 уреилитов, четыре из которых – Новый Урей, Haverö, Dyalpur и Basti [399] – падения. Восемь находок включают три антарктических метеорита – Yamato 74123 [700] и 74659 [589] и Allan Hills ALHA 77257 [411] – и недавно описанный метеорит из Омана [290].

Несмотря на пионерские исследования Вдовыкина [623], исследования консорциумом метеоритов Haverö ([466] и последующие публикации) и Kenna ([320] и последующие работы) и многочисленные анализы на редкие элементы [635, 49, 75, 655, 282], уреилиты остаются наиболее загадочными среди метеоритов. Изотопный состав кислорода (рис. 9.1) и некоторые химические данные свидетельствуют, что они связаны с высокотемпературными компонентами углистых хондритов, однако характер такой связи представляется туманным.

Наше рассмотрение уреилитов сфокусировано на петрографии и химии главных элементов и на небольшом материале по интерпретации этих данных, с которой согласны большинство современных исследователей. Мы просто суммируем многочисленные данные о редких элементах в уреилитах, поскольку обобщить их так же трудно, как и интерпретировать.

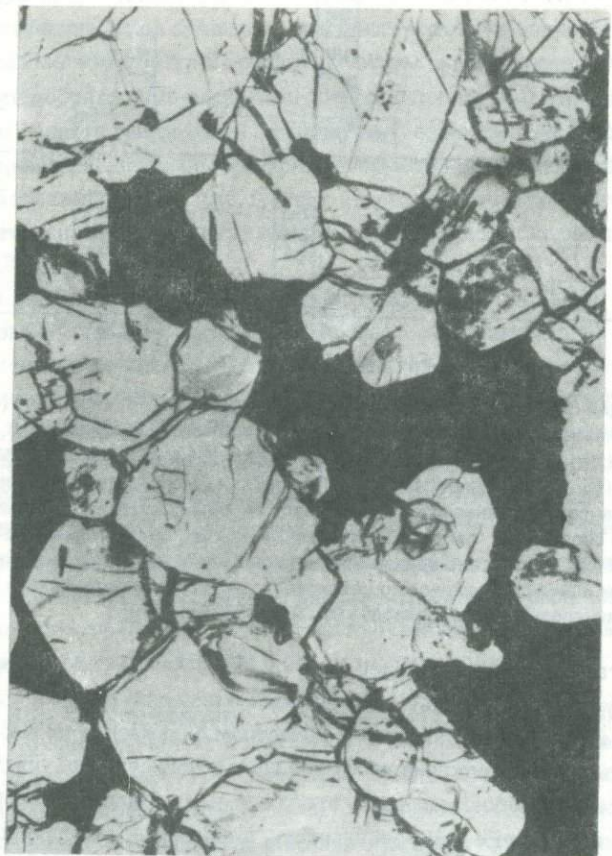
9.3.1. Петрография. Уреилиты состоят из миллиметрового размера агрегатов магнезиального оливина и подчиненного количества клинопироксена (пижонит или, реже, клинобронзит), находящихся в темной матрице, состоящей преимущественно из графита, алмаза, лонсдалеита (полиморфной модификации углерода с плотнейшей гексагональной упаковкой), бедного никелем металла и троилита (рис. 9.4, *а*). Структура силикатных агрегатов меняется от грубозернистой в одних уреилитах до очень мелкозернистой (мозаичной) в других. Такие структурные вариации, полисинтетическое двойникование пироксена, присутствие фаз очень высокого давления (алмаз, лонсдалеит) означают, что уреилиты претерпели переменный по интенсивности, но всегда сильный ударный метаморфизм [373, 624].

Оливин, наиболее распространенный минерал уреилитов, в некоторых отношениях необычен. Недавние микрозондовые анализы [37] подтвердили более ранние наблюдения, что оливин содержит и кальций (0,26 – 0,42% CaO) и хром (0,6 – 0,9% Cr_2O_3). Содержание железа в оливине изменяется в широких пределах от метеорита к метеориту (рис. 9.5), при этом в каждом уреилите наблюдается особый характер зональности: обедненная железом каем-



а

Рис. 9.4. Структуры уреилитов и метеорита Lodran. *а*. Уреилит Kenna (плоскополяризованный свет, ширина поля зрения 1,55 мм). Монокристаллы оливина и пижонита (в подчиненном количестве), разделенные темной богатой углеродом матрицей, обнаруживают предпочтительную ориентировку в этом шлифе. Мелкозернистый, бедный Ni металл затемняет обедненные железом каймы вокруг кристаллов оливина. Метеорит Kenna относится к типу I по Вдовыкину [623] и к типу 3 по Беркли и др. [37]. *б*. Метеорит



б

Рис. 9.4 (*продолжение*)

Lodran (плоскополяризованный свет, ширина поля зрения 3,2 мм). Равновеликие кристаллы оливина и в меньшем количестве ортопироксена образуют гранобластовую структуру, подобную наблюдавшейся в метеорите Shassigny (рис. 9.2, *в*). Никелистое железо (черное) окружает силикаты, в которых наблюдается слабая трещиноватость, но нет иных признаков деформации. В нескольких кристаллах оливина видны стекловатые включения.

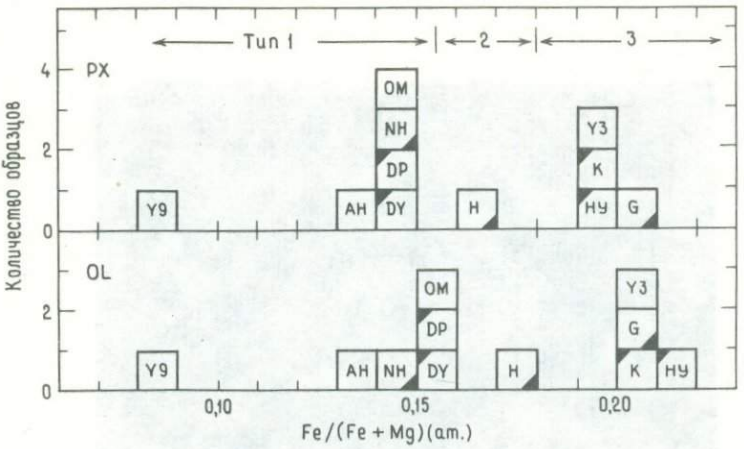


Рис. 9.5. Вариации содержаний железа и магния в оливине (OL) и пироксене (PX) 11 уреилитов: Yamato 74659 (Y9), Allan Hills 77257 (AH), Oman (OM), North Haig (NH), Dingo Pup Donga (DP), Dyalpur (DY), Haverö (H), Yamato 74153 (Y3), Kenna (K), Новый Урей (НУ) и Goalpara (G). Указаны интервалы составов пироксенов для минералогических типов по Беркли и др. [37]. Срезанные уголки обозначают тип I (вверху слева) и тип II (внизу справа) по Вдовыкину [623]. Отсутствие срезанных уголков означает, что эти метеориты не были классифицированы по интенсивности ударного воздействия. Составы минералов взяты из работ [37, 700, 589, 411, 290].

ка вокруг обогащенных железом ядер (рис. 9.4, *б*). Высокое содержание кальция в оливине уреилитов сходно с наблюдаемым в оливинах земных и лунных вулканических пород и свидетельствует о быстром охлаждении от высоких температур. Высокое содержание хрома в оливине указывает на условия образования, при которых большая часть этого элемента была восстановлена до Cr^{2+} [159], а особая Fe – Mg-зональность, параллельно которой появляются вкрапленники бедного Ni металла в каймах агрегатов, свидетельствует о дальнейшем восстановлении, которым сопровождались внедрение матричного материала, ударный метаморфизм или оба эти процесса.

Так же как и оливин, пироксен уреилитов обнаруживает широкие вариации состава от метеорита к метеориту (рис. 9.5). В большинстве случаев содержание кальция в нем (от 2 до 5% CaO) соответствует пижониту. Единственным исключением является метеорит Haverö, который содержит клинобронзит (1,35% CaO [37]).

Детальные исследования матрицы уреилитов показали, что она необыкновенно сложна [624, 623, 510, 36]. Кроме преобладающих полиморфных модификаций углерода, металла и троилита, она содержит хромит и много акцессорных минералов. Некоторые из них – ольдгамит и найнинджерит [510] –

напоминают энстатитовые хондриты, тогда как другие – галит[1] NaCl и сильвин KCl [36] – встречены только в уреилитах.

Две петрографические особенности уреилитов имеют важное генетическое значение. Одна заключается в присутствии удлиненных пустот в большинстве метеоритов этой группы. Пустоты свидетельствуют о том, что уреилиты обрели свою современную форму при низком статическом давлении; в этом аспекте они подобны говардитам, мезосидеритам и другим метеоритным брекчиям. Другой особенностью является предпочтительная ориентировка кристаллов оливина (рис. 9.4, *а*), которая наблюдается в трех уреилитах; она свидетельствует о кумулятном происхождении силикатов этих метеоритов [37].

В целом, уреилиты представляют собой более или менее интенсивно ударноизмененные ахондритовые брекчии, состоящие из двух типов вещества: оливин-пижонитовых агрегатов, минералогия и структура которых указывают на образование при высоких температурах, и углистой матрицы, которая, очевидно, реагировала с силикатами – в особенности с оливином – с образованием Mg-силиката и металлического железа. Очевидно, в истории уреилитов было несколько событий: 1) образование перидотитоподобной силикатной ассоциации в результате фракционной кристаллизации или как твердого остатка при частичном плавлении; 2) смешение с веществом, богатым углеродом; 3) одновременное со смешением или последующее ударное воздействие. Ввиду такой сложной физической истории неудивительно, что химическую эволюцию уреилитов чрезвычайно трудно интерпретировать.

9.3.2. Классификация. Уреилиты достаточно многочисленны и изменчивы, что оправдывает их более дробную классификацию. Вдовыкин [623] вслед за Мюллером [455] разделил уреилиты на два типа на основании размера и внутренней структуры зерен оливина, степени двойникования пироксена, формы и распределения металла и размера алмаз-графитовых сростков. Метеориты типа I по Вдовыкину – такие, как Новый Урей, Dyalpur и Dingo Pup Donga – содержат грубозернистый оливин, мелкие ($\leqslant 0{,}3$ мм) алмаз-графитовые сростки и много сдвойникованного пироксена; распределение металла в них напоминает сетку. Метеориты типа II – например, Goalpara, North Haig и, вероятно, Haverö – содержат более мелкозернистый (мозаичный) оливин, более крупные алмаз-графитовые сростки (до 0,9 мм в поперечнике) и мало сдвойникованного пироксена; металл присутствует в них преимущественно в виде пластинок между зернами силикатов.

---

[1] Галит обнаружен также в матрице некоторых углистых хондритов. – *Прим. перев.*

Вассон и др. [655] сопоставили содержания редких элементов в выделенных Вдовыкиным типах уреилитов и показали, что благородных газов и сидерофильных редких элементов больше в уреилитах типа I, чем типа II. Отметив, что метеорит Haverö, по-видимому, промежуточен по химическому составу и структуре, они предположили, что уреилиты являются неслучайными образцами постепенной серии от средне (тип I) до сильно ударноизмененного (тип II) вещества. Эти авторы предположили, что отношение Ir/Au можно использовать для установления места образцов в пределах этой серии.

Как структурная классификация уреилитов Вдовыкина [623], так и химическая классификация Вассона и др. [655] разделяют эти метеориты по интенсивности ударного воздействия. Следовательно, эти классификации полезны для изучения связанных с ударом петрографических и химических вариаций. Беркли и др. [37] предложили третью классификацию, основанную на содержании железа в оливине и пироксене, которая может быть более полезной для выявления предшествующей ударному воздействию истории уреилитов. Эта классификация в обобщенном виде представлена на рис. 9.5.

Из рис. 9.5 видно, что 9 из 11 уреилитов попадают в два кластера по составу оливина и пироксена. Они представляют типы 1 и 3 по Беркли и др. [37]. Один метеорит, Haverö, лежит между этими кластерами и относится к типу 2. Другой, Yamato 74659, отнесен к типу 1 [589], но содержит необычно богатые железом силикаты.

Минералогическая классификация, предложенная Беркли и др. [37], проста и удобна. Конечно, и по отношению к ней справедливо предостережение, которое Вассон и др. [655] выдвинули в связи со структурной классификацией Вдовыкина: несколько уреилитов могут быть неслучайными образцами непрерывной серии составов силикатов.

Рис. 9.5 показывает, что структурно-химическая и минералогическая классификации уреилитов независимы, поскольку типы 1 и 2 по Беркли и др. включают и сильно, и средне ударноизмененные метеориты. Этот факт и наблюдение, что вариации минерального состава сопровождаются вариациями в содержании окисленного и общего железа [37] (разд. 9.3.3), свидетельствуют, что минералогическая классификация отражает предшествующие ударному воздействию химические различия между уреилитами. Поэтому следует использовать ее для исследования ранней химической истории уреилитов, и в этом плане она применяется ниже.

9.3.3. Химия. Валовой химический анализ уреилитов выполнить достаточно трудно, поскольку большинство из них представляют собой выветрелые находки и все они состоят из тесно сросшихся металла и силикатов, что мешает точному определению распределения железа между силикатами, метал-

Таблица 9.5. Химический состав представительных уреилитов (в %)

	1	2	3	4	5
SiO_2	39,76	40,82	40,25	41,92	32,27
TiO_2	0,14	0,12	0,07	0,18	0,12
Al_2O_3	0,41	0,88	0,26	0,32	2,57
Cr_2O_3	0,68	0,93	0,75	0,93	0,49
FeO	15,09	12,19	14,18	9,20	23,38
MnO	0,40	0,40	0,37	0,41	0,24
MgO	36,87	36,52	38,96	38,91	22,69
CaO	0,81	0,43	0,10	1,36	2,15
Na_2O	0,18	0,07	0,04	0,09	0,66
K_2O	0,04	–	0,01	–	0,08
P_2O_5	0,10	0,06	0,08	0,07	0,35
Fe	2,90	5,86	3,61	3,07	0,00
Ni	0,12	0,09	0,12	0,13	1,45
Co	0,05	0,05	0,01	0,06	0,07
FeS	1,59	1,67	0,52	1,72	10,81
C	2,23	1,54	1,81	2,92	2,67
Сумма	101,37	101,63	101,16	101,29	100,00
Тип	3(I)	3(II)	2(II)	1(I)	–
$Fe_{общ}$	15,5	16,4	14,9	11,3	25,1
$Fe^{2+} / Fe + Mg$	0,19	0,16	0,17	0,12	–
Fa_{Ol}	21,1	20,6	17,0	15,0	–

Примечание. Метеориты: 1 – Новый Урей [672], 2 – Goalpara [672], 3 – Haverö [673], 4 – Dyalpur [672]. Для сравнения даны средние составы СМ хондритов (5), пересчитанные по данным табл. 2.1 (без воды). Типы и составы оливина (мол. % Fe_2SiO_4) взяты из работы [37].

лом и сульфидом. Проблема железа имеет меньшее значение для трех падений (Новый Урей, Haverö и Dyalpur) и метеорита Goalpara относительно свежей находки. Выполненные Вииком анализы этих четырех метеоритов приведены в табл. 9.5.

Химия главных и второстепенных элементов. Составы метеоритов, приведенные в табл. 9.5, перекрывают большую часть, но не весь интервал содержаний железа в уреилитах. Две находки, Allan Hills ALHA 77257 [411] и Yamato 74659 [589], содержат 10,5 и 8,8% Fe соответственно.

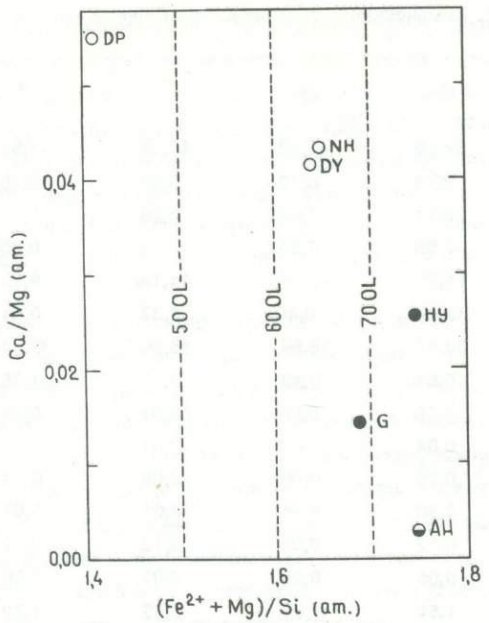


Рис. 9.6. Сравнение отношений Ca/Mg и $(Fe^{2+} + Mg)/Si$ в шести проанализированных уреилитах типов 1 (незакрашенные кружки), 2 (наполовину закрашенные кружки) и 3 (закрашенные кружки) по Беркли и др. [37]. Обозначения те же, что на рис. 9.5.

Из табл. 9.5 видно, что вариации состава силикатов, на которых основана минералогическая классификация, сопровождаются вариациями содержаний окисного и общего железа, кремния и магния. Другие компоненты, хотя содержания их в некоторых случаях достаточно изменчивы, не обнаруживают явной систематической связи с минералогическим типом.

Поскольку почти все количество FeO, MgO и SiO_2 в уреилитах входит в состав оливина и пироксена, отношение $(Fe^{2+} + Mg)/Si$ можно использовать для оценки соотношений этих минералов. Это и сделано на рис. 9.6, причем использованы валовые содержания FeO, которые скорректированы по измеренным составам оливина и пироксена [37]. Отношения и $(Fe^{2+} + Mg)/Si$, и Ca/Mg свидетельствуют, что пироксен более распространен в уреилитах типа 1, чем типа 3. Метеорит Haverö (тип 2) по этим данным, по-видимому, более близок к типу 3, чем к типу 1.

Данные табл. 9.5 и рис. 9.6 подтверждают минералогическую классификацию Беркли и др. [37] и их вывод о том, что уреилиты типов 1 и 3 значительно различаются по составу и предшествовавшей удару истории. Было бы

Таблица 9.6. Атомные отношения элементов в уреилитах и СМ хондритах (среднее), пересчитанные по данным табл. 9.5

Атомные отношения	1	2	3	4	5
Si/Mg	0,718	0,744	0,689	0,717	0,949
Al/Mg	0,009	0,019	0,005	0,006	0,089
Cr/Mg	0,010	0,013	0,010	0,013	0,011
$Fe_{общ}/Mg$	0,300	0,321	0,273	0,208	0,790
Mn/Mg	0,006	0,006	0,005	0,006	0,006
Ca/Mg	0,016	0,008	0,002	0,025	0,068
Na/Mg	0,006	0,003	0,001	0,003	0,038
$Fe_{общ}/Ni$	138,5	195,3	133,0	91,8	18,1
Оливин (мол.% Fa)	21,1	20,6	17,0	15,0	—

Примечание. Составы оливина взяты из работы [37].

интересно посмотреть, продолжаются ли тренды состава, ясно видимые на рис. 9.6, в уреилите Yamato 74659 с наименьшим содержанием железа.

Поскольку близкие изотопные составы кислорода (рис. 9.1) и близкое высокое содержание углерода свидетельствуют, что уреилиты связаны с высокотемпературными компонентами углистых хондритов, полезно сравнить составы этих метеоритов. С этой целью в табл. 9.5 включен средний состав СМ хондритов, пересчитанный (вода исключена) по данным табл. 2.1.

Уреилиты и СМ хондриты, по-видимому, имеют мало общего, кроме высокого содержания углерода в метеоритах обеих групп; уреилиты обогащены относительно СМ хондритов SiO_2, MgO, Cr_2O_3 и MnO и обеднены всеми другими компонентами. Сравнение отношений элементов (табл. 9.6) подчеркивает различия между двумя группами, однако оно показывает, что метеориты этих групп достаточно близки по отношениям Cr/Mg и Mn/Mg. Поскольку эти отношения, особенно последнее, весьма изменчивы в метеоритах различных групп, это наблюдение может оказаться важным. Оно рассматривается в разд. 9.3.4.

Редкие элементы. Данные о редких элементах в уреилитах многочисленны, но недостаточно понятны. Мы знаем, например, что большинство этих метеоритов весьма богаты захваченными инертными газами [572, 414, 67] и что эти газы концентрируются в алмазах [661], однако неизвестен механизм захвата [679, 222]. Подобная неопределенность характерна для сидерофильных редких элементов. Вэнке и др. показали, а другие исследователи подтвер-

дили, что уреилиты по отношению к CI хондритам резко обеднены сидерофильными элементами средней летучести (например, Ni, Ga, Pd и Au), однако трудно летучие сидерофилы – W, Re, Ir, Pt – показывают лишь небольшое обеднение. Остается неясным, являются ли содержания трудно летучих сидерофилов изначальными [655] или привнесенными [635, 282].

Спектр содержаний летучих элементов в уреилитах особенно непонятен, поскольку он мало похож на соответствующий спектр хондритов. Как отметили Бинц и др. [49], уреилиты гораздо больше обеднены элементами средней летучести (Co, Ag, Cs, Ga, Se и Te), чем элементами – Cd, Bi, Tl, In и Zn – которые обычно считаются сильно летучими. Причина этой аномалии неясна. Одним из возможных объяснений может быть то, что некоторые летучие в обычных условиях элементы (например, Zn) были трудно летучими в тех специфических химических условиях, где образовались уреилиты [282].

Основное препятствие при интерпретации спектра летучих компонентов уреилитов – это неопределенность того, является ли углистая матрица в некотором смысле комплементарной к силикатам и образовалась ли она в том же родительском теле [49], или в состав этой матрицы входят один или более привнесенных компонентов, составы которых могут сказать нам что-то об условиях, в которых образовалось родительское тело уреилитов [282]. Как показали Хигути и др. при попытке идентифицировать и охарактеризовать химические компоненты уреилитов, для дальнейшего прогресса в исследовании этих метеоритов необходим тщательный анализ отдельных минералов. Работа в этом направлении уже началась [635].

9.3.4. История. Большинство исследователей уреилитов согласны с тем, что их силикатная и матричная компоненты образовались раздельно и были смешаны до или во время ударных воздействий на планетарной поверхности или вблизи нее. Спорными являются: 1) процессы, в результате которых образовались силикатные агрегаты; 2) источник(и) матричного вещества; 3) природа родительского тела уреилитов. Здесь мы кратко обобщим данные о состоянии первого и третьего вопросов.

Силикатные агрегаты. Многие исследователи уреилитов рассматривали находящиеся в них оливин-клинопироксеновые агрегаты как твердый остаток частичного плавления хондритоподобного исходного материала [525, 684, 75, 282]. С другой стороны, на основании наблюдений предпочтительной ориентировки минералов в трех уреилитах Беркли и др. [37] высказали предположение, что эти метеориты представляют собой магматические кумулаты, указав при этом, что богатые магнием уреилиты типа 1 являются ранними, а бедные Mg уреилиты типа 3 поздними кумулатами из общей магмы.

Трудно сделать выбор между этими интерпретациями, и в настоящее время он основывается главным образом на особом спектре редкоземельных эле-

ментов в уреилитах. Вэнке и др. [635] показали, что в отличие от других дифференцированных метеоритов уреилит Haverö сильно обогащен и легкими, и тяжелыми р.з.э. Бойнтон и др. [75] обнаружили такой спектр редкоземельных элементов еще в трех уреилитах и показали, что степень обогащения тяжелыми р.з.э. не согласуется с фракционированием кристаллов, включающим аккумуляцию оливина и пижонита, но согласуется с частичным плавлением. Одновременное обогащение легкими и тяжелыми р.з.э. не согласуется с обоими этими процессами, а свидетельствует, что какой-то другой минерал(ы), а не оливин или пироксен, является носителем легких р.з.э. в уреилитах. Этот минерал и его источник еще не идентифицированы.

Оба объяснения происхождения силикатных агрегатов в уреилитах правомерны во многих отношениях, однако ни одно из них не согласуется с данными, приведенными на рис. 9.5 и 9.6. По аналогии с земными дифференцированными интрузивами и лабораторными экспериментами по плавлению ожидается, что ранние магматические кумулаты должны быть и магнезиальными, и обогащенными оливином. Уреилиты типа 1 удовлетворяют первой закономерности (рис. 9.5), но не второй: они содержат больше пироксена, нежели метеориты типа 3, являющиеся, вероятно, поздними кумулатами (рис. 9.6). Такую зависимость также трудно понять и в случае если бы уреилиты типов 1 и 3 представляли собой твердые остатки более или менее интенсивного частичного плавления. Таким образом, ни одно из объяснений происхождения силикатных агрегатов в уреилитах не является удовлетворительным, хотя данные о р.з.э. свидетельствуют, по-видимому, в пользу твердого остатка, а не кумулатов.

Родительское тело. Веским доказательством связи между уреилитами и углистыми хондритами остается сходство их изотопного состава кислорода (рис. 9.1). Другие аргументы – высокие содержания углерода и цинка [655] и относительное обогащение трудно летучими сидерофильными элементами, которыми также обогащены агрегаты CO и CV хондритов [282], являются более слабыми из-за неопределенности источника этих компонентов, поскольку не ясно, являются ли они изначальными компонентами родительского тела уреилитов, или привнесены из какого-то другого источника.

Большинство исследователей в настоящее время считают, что родительское тело уреилитов было подобно CO или CV хондритам. Однако отношения Cr/Mg и Mn/Mg в уреилитах (табл. 9.6) свидетельствуют о похожем на CM хондриты теле, поскольку отношение Mn/Mg в четырех группах углистых хондритов меняется в широких пределах (табл. 9.7) и практически идентично в уреилитах и CM хондритах. Отношения как Cr/Mg, так и Mn/Mg могли оставаться практически постоянными при магматизме на родительском теле уреилитов, поскольку все три элемента – Cr, Mn и Mg – резко обогащают

Таблица 9.7. Отношения Cr/Mg и Mn/Mg в уреилитах и хондритах различных групп

Группа	Атомные отношения	
	Cr/Mg	Mn/Mg
Уреилиты (среднее значение, среднее стандартное отклонение)	0,0113 ±15	0,0060 ±3
CI хондриты	0,0112	0,0078
CM хондриты	0,0115	0,0060
CO хондриты	0,0116	0,0049
CV хондриты	0,0116	0,0050
H хондриты	0,0096	0,0082
L(+ LL) хондриты	0,0097	0,0080
E хондриты	0,0100	0,0067

Примечание. Данные об уреилитах (семь метеоритов) взяты из табл. 9.6 и из работ [416] и [411]; средние стандартные отклонения относятся к последнему(им) десятичному(ым) знаку(ам). Средние значения для CI, CO, CM, CV, H и L групп взяты из табл. 2.1,а средние значения для E группы – из работы [407].

минералы (например, оливин), которые первыми кристаллизуются из магм, а плавятся последними.

Возраст. Данных по радиологическим возрастам уреилитов мало, а по возрастам образования и вовсе нет. Крайне низкое содержание Rb в уреилитах исключает Rb – Sr-метод датирования, явное отсутствие радиогенного ^{129}Xe исключает I – Xe-метод, и из-за очень низкого содержания K оба традиционных K – Ar- и $^{40}Ar - ^{39}Ar$-метода датирования также не обещают ничего хорошего.

Отсутствие и радиогенного Xe, и Xe-распада в уреилитах может быть обусловлено тем, что их короткоживущие предшественники уже распались к моменту образования уреилитов и что эти метеориты, таким образом, моложе хондритов. К сожалению, этот факт можно объяснить и по-другому [282]. Для определения возраста образования уреилитов, в настоящее время неизвестного, требуются исследования, вероятно, Sm – Nd-методом.

Краткие выводы. В веществе уреилитов записана сложная история, которая включает: 1) плавление и, вероятно, аккумуляцию кристаллов в родительском теле состава CM, CO или CV хондритов; 2) смешение образовав-

шихся при плавлении силикатов с богатым углеродом веществом того же или какого-то другого тела; 3) ударный метаморфизм. Высокое содержание кальция в оливине уреилитов свидетельствует о том, что он является продуктом закалки высоких температур, и в связи с этим возможно, что он был горячим при смешении с углистой матрицей [655]. Закалка и наличие пустот в уреилитах согласуются с образованием их на поверхности родительского тела или вблизи нее. Детали такой истории в высшей степени противоречивы и требуют дальнейшего исследования. Усилия по датированию уреилитов и определению фазы-носителя содержащихся в них редких элементов особенно важны, хотя ни одна из задач не является легкой.

Интенсивные исследования других дифференцированных метеоритов за последнее десятилетие чрезвычайно расширили представления о них и сузили область дальнейших исследований. И весьма удивительно обнаружить одну группу метеоритов – уреилиты, тайны которых противостоят усилиям современных исследователей, чтобы вызывать интерес в будущем.

9.4. Не входящие в ассоциации железокаменные метеориты

Кроме палласитов и мезосидеритов, к железокаменным метеоритам относятся несколько метеоритов, которые содержат большое количество силикатов и металла, но в других отношениях имеют мало общего с этими группами. Один из метеоритов, Нечаево, по химическому и изотопному составу сходен с обыкновенными хондритами и, по-видимому, доводит наблюдаемый в LL, L и H группах химический тренд до еще более высоких содержаний железа [40] (разд. 2.2). Два других, метеориты Bencubbin и Weatherford, представляют собой полимиктовые брекчии, состоящие из металла, сходного с металлом железных метеоритов IIIF группы, и весьма разнообразных хондритовых кластов [314], многие из которых уникальны по изотопному составу [125]. Эти брекчированные метеориты напоминают мезосидериты, но петрографически более сложные.

Метеорит Steinbach. Два других метеорита настолько необычны, что предыдущие исследователи использовали их для выделения двух групп: сидерофиров и лодранитов. Метеорит Steinbach, единственный известный сидерофир, детально описан Рейдом и др. [518]. Он состоит из примерно равных количеств силикатов (орто- и клинобронзит, второстепенный тридимит) и металла с акцессорными хромитом, троилитом и шрейберзитом. Пироксены по содержанию железа (Fs_{1-5}) занимают промежуточное положение между пироксенами энстатитовых ахондритов и диогенитов, тогда как состав и структура металла близки к соответствующим его характеристикам в железных метеоритах группы IVA [540]. Рейд и др. на основании минералогических исследований пришли к выводу, что вещество метеорита Steinbach пришло в равнове-

сие при температуре 1200°С, летучести кислорода 10^{-12} атм и общем давлении менее 2 кбар; оно быстро охлаждалось от высоких температур, а затем более медленно в интервале от 700 до 500°С. Эти авторы не рассматривают петрогенезис метеорита Steinbach или его связь с другими группами метеоритов.

Метеорит Lodran. Этот метеорит – единственный известный оливин-пироксеновый железокаменный метеорит, или лодранит,– привлекает гораздо больше внимания, поскольку он имеет некоторое сходство с уреилитами. Билд и Вассон [39] и Принц и др. [505] приводят хорошее петрографическое и минералогическое описание этого метеорита. Фукуока и др. [213] представили данные по химии главных и второстепенных элементов в этом метеорите.

Билд и Вассон [39] показали, что метеорит Lodran состоит из 77 об. % силикатов – зернистых агрегатов, сложенных примерно равными количеством оливина ($Fa_{12,6}$) и ортопироксена ($Wo_{2,6}Fs_{13,8}En_{84}$) с второстепенным диопсидом, – 20% металла (в среднем 9,3% Ni, в основном камасит), 2,7% троилита и 0,3% хромита. Полевого шпата в метеорите Lodran нет, однако оливин содержит обогащенные K, Na, Al и Si вкрапленники, которые могут быть новым минералом [39] или, что более вероятно, расплавными включениями [505].

Высокие содержания оливина и низкокальциевого пироксена в метеорите Lodran свидетельствуют о том, что его силикатная фракция представляет собой либо магматический кумулат [505], либо твердый остаток частичного плавления [39, 578]. Фукуока и др. [213] отметили, что детали спектров содержаний р.з.э. и других редких элементов свидетельствуют в пользу последней интерпретации.

Равномерная гранобластовая структура (рис. 9.7) и умеренное содержание CaO в оливине (0,09%) свидетельствуют о том, что в отличие от уреилитов силикаты метеорита Lodran охлаждались достаточно медленно, чтобы наступило равновесие, и не претерпели в дальнейшем ударного воздействия. Равновесие было неполным, на что указывает наличие несколько обедненного железом оливина по соседству с металлом. Последующая термическая история метеорита известна плохо, поскольку скорости охлаждения, оцененные по распределению Ni в металле [39] и на основании роста шрейберзита в камасите [505], совершенно различны.

Прайор [508] на основании сходства минерального состава предположил, что существует связь между метеоритом Lodran и уреилитами. Билд и Вассон [39] отметили, что содержания инертных газов и возрасты облучения этих метеоритов космическими лучами также близки, однако в отличие от уреилитов метеорит Lodran не испытывал ударного воздействия. Из-за этого и других различий они предположили, что оба типа вещества образовались

в отдельных, хотя, вероятно, сходных родительских телах. Данные по изотопии кислорода подтверждают, что метеорит Lodran отличен от уреилитов и фактически от всех других метеоритов (рис. 9.1). Метеорит Lodran образовался, видимо,в отдельном родительском теле, которое по химии напоминало обыкновенные хондриты H группы в одних аспектах и энстатитовые хондриты в других [213].

9.5. Краткие выводы

Не входящие в ассоциации метеориты, рассмотренные в данной главе, включают одну достаточно большую группу (уреилиты), три небольших группы (шерготтиты, наклиты, шассиньиты) и три уникальных метеорита (Angra dos Reis, Steinbach, Lodran). На основании изотопии кислорода и других данных можно предполагать , что уреилиты связаны с CM, CO или CV хондритами, хотя характер этой связи неясен. Другие группы и отдельные метеориты, очевидно, не связаны ни друг с другом, ни с известными группами хондритов.

Наклиты, шассиньиты, шерготтиты и метеорит Angra dos Reis представляют собой магматические кумулаты, родительские тела которых, возможно, были химически подобны в ряде аспектов, но сильно различались по содержанию летучих и степени окисления вещества. Метеорит Angra dos Reis своим большим возрастом и восстановленной минеральной ассоциацией напоминает эвкриты. Другие кумулятивные ахондриты образовались гораздо позднее в телах, содержания летучих элементов в которых и уровни окисления вещества были близкими к земным. Некоторые, если не все из этих тел, возможно, были крупнее современных астероидов (т. е., $r \geqslant 400$ км), хотя их необычную термальную историю можно объяснить и по-другому.

Уреилиты, метеориты Steinbach и Lodran могут быть либо магматическим кумулатом, либо твердым остатком при частичном плавлении. В уреилитах перидотитовые силикаты находятся в богатой углеродом матрице, в других метеоритах силикаты заключены в никелистом железе.

Несмотря на интенсивное исследование этих групп и отдельных метеоритов в последние годы, представления о них все еще ограниченны. Что касается уреилитов, то здесь препятствием является сложная история: трудно отличить ударные эффекты от характеристик, которые образовались раньше. В других группах крайне мало образцов, что затрудняет или делает невозможным определение химических трендов, которые могли пролить свет на их историю.

Не входящие в ассоциации дифференцированные метеориты больше чем какие-либо другие, рассмотренные в этой книге, демонстрируют необходимость новых источников метеоритного вещества. В результате осуществле-

ния антарктической программы поисков метеоритов число образцов шерготтитов увеличилось наполовину, а уреилитов на одну треть. Есть веские причины полагать, что в результате осуществления этой программы будут и далее расширяться знания о тех метеоритах, которые, хотя они и редки на Земле, могут рассказать нам многое о происхождении и истории эволюции недр планет.

Рекомендуемая литература

Кумулятивные ахондриты

Stolper E., McSween H.Y., Jr., Hays J.F. 1979. A petrogenetic model of the relationships among achondritic meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta **43**, 589 – 602.

Шерготтиты

Stolper E., McSween H.Y., Jr. 1979. Petrology and origin of shergottite meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta **43**, 1475 – 1498.

Накплиты

Bunch T.E., Reid A.M. 1975. The nakhlites, part I. Petrography and mineral chemistry. Meteoritics **10**, 303 – 315.

Reid A.M., Bunch T.E., 1975. The nakhlites, part II. Where, when, and how? Meteoritics **10**, 317 – 324.

Шассиниты

Floran R.J., Prinz M., Hlava P.F., Keil K., Nehru C.E., Hinthorne J.R. 1978. The Chassigny meteorite: a cumulate dunite with hydrous amphibolebearing melt inclusions. Geochim. Cosmochim. Acta **43**, 1213 – 1229.

Метеорит Angra dos Reis

Prinz M., Keil K., Hlava P.F., Berkley J.E., Gomes C.B., Curvello W.S. 1977. Studies of Brazilian meteorites, III. Origin and history of the Angra dos Reis achondrite. Earth Planet. Sci. Lett. **35**, p. 317 – 330.

Уреилиты

Berkley J.L., Taylor G.J., Keil K. 1978b. Ureilites: origin as related magmatic cumulates. In: Lunar and Planetary Science, Vol. IX, Houston, The Lunar and Planetary Institute, 73 – 75.

Vdovykin G.P. 1970. Ureilites. Space Sci. Rev. **10**, 483 – 510.

10. Метеоритообразующие объекты и родительские тела

Петрографические, химические и изотопные различия между метеоритами разных групп исключают традиционную точку зрения, что они представляют собой образцы единого планетарного родительского тела, остатками которого являются астероиды. Для объяснения образования известных метеоритов, по-видимому, необходимо от 70 до 80 родительских тел.

Три потенциальных источника метеоритов – Луна, активные кометы и объекты, не относящиеся к Солнечной системе, – исключаются на основании петрологических данных, известных орбит метеоритов и метеороидов с высокой плотностью. Для молодых, сильно ударноизмененных шерготтитов возможен планетарный источник (Марс?), но это невероятно для метеоритов других групп, в большинстве которых вещество подверглось слабому ударному изменению или не изменено совсем. Современные данные четко показывают, что большинство, если не все метеориты, поступают с астероидных метеоритообразующих тел.

Петрологические характеристики и термальная история хондритов, железных метеоритов и представителей эвкритовой ассоциации свидетельствуют, что они образовались в родительских телах с радиусами от 100 до 500 км, гораздо меньшими, чем у Луны, но большими, чем у типичных комет. Таким образом, представляется вероятным, что большинство, если не все метеориты, включая богатые водой углистые хондриты, поступают с астероидов и образовались в них.

Сравнение спектров отражения астероидов и метеоритов показывает, что Земля получает непредставительную пробу с метеоритообразующих тел и что образцов с некоторых потенциальных метеоритообразующих тел еще нет. Полного понимания разнообразия метеоритного вещества и его значения не будет до тех пор, пока мы не сможем исследовать и опробовать астероиды.

10.1. Введение

До сих пор при рассмотрении метеоритов наше внимание было сконцентрировано на истории отдельных групп и классов и на обсуждении связей между ними. В этой последней главе мы вернемся к двум вопросам, которые были затронуты в гл. 1: идентификация тел, с которых поступают метеориты (т.е. метеоритообразующих объектов) и число, природа и идентификация объектов, в которых метеориты образовались (т.е. *родительских тел*). Уместно составить заключение по этим темам, поскольку ни один другой аспект исследований, проведенных за последние два десятилетия, не вызвал более глубокого изменения представлений о метеоритах и их месте в истории Сол-

нечной системы. Поскольку данные, имеющие отношение к этим вопросам, разбросаны по всей книге, эта глава является также обзором большей части того, о чем говорилось выше.

10.2. Число родительских тел метеоритов

В предшествующих главах были выделены ассоциации метеоритов, поскольку главная цель исследований метеоритов состоит в том, чтобы определить, каким образом связаны между собой различные классы и группы хондритов и дифференцированных метеоритов. Ассоциации, которые уже были рассмотрены, указаны в табл. 10.1. Одни из них установлены надежно, другие являются умозрительными.

Приведенные в табл. 10.1 несколько групп, составляющих ассоциации, производят меньшее впечатление, чем многочисленные группы, не входящие в ассоциации. Кроме перечисленных в таблице групп к ним относятся восемь надежно установленных групп железных метеоритов и неклассифицированные железные метеориты, которые могут быть образцами еще 50 дополнительных групп [551]. Если все эти группы железных метеоритов не связаны между собой, то для согласования данных об известных метеоритах необходимо от 70 до 80 родительских тел [659].

Должно быть ясно, что эта оценка очень неопределенна. При дальнейшем исследовании выделенных групп, возможно, будут подтверждены предполагаемые связи между ними (например, между уреилитами и углистыми хондритами) и выявлены новые связи, в результате чего уменьшится число родительских тел. С другой стороны, при дальнейшем исследовании, возможно, будут надежно выявлены новые группы: несколько из многочисленных антарктических метеоритов было изучено детально и представляется вероятным, что некоторые потенциальные метеоритообразующие тела еще не одарили Землю своими образцами (разд. 10.3.1). Таким образом, оценка в 70 – 80 родительских тел, по-видимому, слишком низкая, а не слишком высокая.

Этот вывод предвещает драматическое изменение представлений о метеоритах. Начиная с первых дней изучения метеоритов [473] и до середины нашего столетия исследователи [136], за некоторым исключением [506], полагали, что метеориты представляют собой образцы одного большого родительского тела. Первый убедительный аргумент против такой интерпретации появился в начале 1950-х годов, когда Голдберг и др. [224] сообщили о прерывистых вариациях содержания галлия в железных метеоритах, а Юри и Крейг [613] заметили бимодальное распределение содержания общего железа в хондритах. Недавно, в середине 1960-х годов, казалось возможным объяснить эти и другие химические вариации в метеоритах в рамках предположения о трех – пяти родительских телах [701, 526, 12], а предположение о единой метеоритной родительской планете стало несостоятельным, лишь когда Тэйлор и др. [596] показали, что метеориты различных классов образовались в различных кислородных резервуарах.

Таблица 10.1. Установленные и предполагаемые ассоциации метеоритов, включающие каменные и железокаменные метеориты

Тело	Хондриты	Ахондриты	Железокаменные метеориты	Железные метеориты
1.	CI }	–	–	–
2.	CM } ?	(Уреилиты)	–	–
3.	CO }	(Уреилиты)	–	–
4.	CV	(Уреилиты)	–	–
5.	(H)	–	–	(IIE)
6.	(L)	–	Палласиты основной группы	IIIAB
7.	(LL)	–	Палласиты основной группы	IIIAB
8.	(EH) } E			
9.	(EL) }	Энстатитовые	–	(IIAB)
10.	Форстеритовые	–	–	(I AB)
11.	Нечаево	–	–	(IIE)
12.	–	Эвкриты	Мезосидериты	–
		Диогениты	(Палласиты основной группы)	(IIIAB)
		Говардиты		
13.	–	Шерготтиты	–	–
14.	–	Наклиты } ?	–	–
15.	–	Шассиньиты }	–	–
16.	–	Angra dos Reis	–	
17.	–	–	Палласиты группы Eagle Station	–
18.	–	Уреилиты	(Метеорит Lodran)	–
19.	–	–	Метеорит Steinbach	–

Примечание. Ассоциации, считающиеся умозрительными, взяты в скобки и помечены вопросительным знаком.

Тот факт, что родительских тел было много, сейчас общепризнан, и из этого следует вывод, что большинство, если не все эти тела, были небольшими, скорее похожими на современные астероиды ($r \lesssim 400$ км), нежели на Луну ($r = 1740$ км) или планеты. Аргументы, подтверждающие этот вывод, обсуждаются в разд. 10.4 после рассмотрения метеоритообразующих тел.

10.3. Метеоритообразующие тела

Представляется полезным рассмотреть метеоритообразующие объекты и родительские тела раздельно, поскольку эти понятия не всегда относятся к одному и тому же телу. Например, при классической интерпретации метеоритов представляется планетарное родительское тело и астероидальные метеоритообразующие объекты. Есть также данные, что некоторые астероиды являются продуктом эволюции комет (см. разд. 10.3.2 и 10.4.3).

К потенциальным метеоритообразующим телам относятся астероиды, кометы, Луна, планеты и их спутники, а также тела, не принадлежащие к Солнечной системе. Как отмечалось в разд. 8.1, Луну можно исключить из этого списка на основании петрологических, химических и изотопных различий между метеоритами и лунными породами. Большинство активных комет и все не относящиеся к Солнечной системе тела также можно исключить, поскольку эти объекты имеют орбиты, которые заметно отличаются от наблюдаемых орбит известных метеоритов и метеороидов с высокой плотностью [438]. Итак, в числе единственно возможных метеоритообразующих тел остаются планеты, астероиды и короткопериодические кометы.

В общем считается, что поверхность планет вряд ли является источником метеоритов, так как высокая скорость убегания на телах размером с Луну или крупнее заставляет полагать, что выбросы с планет должны быть сильно ударноизменены, если они вообще не были распылены или испарены [613, 19]. Среди метеоритов, чьи возрасты образования (шерготтиты, наклиты, шассиньиты) или химический состав (Angra dos Reis) свидетельствуют, что они образовались в крупных объектах, лишь шерготтиты удовлетворяют этому предположению. Возможность поступления этих метеоритов с Марса рассматривается в разд. 10.4.3.

Большинство других групп метеоритов, в том числе молодые наклиты и шассиньиты, имеют в своем составе отдельные экземпляры, которые слабо ударноизменены или не изменены вовсе. Понятно, что такой материал мог сохраниться при выбросе из планет в особых условиях [659], однако более вероятно, что такие группы являются образцами объектов с очень низкими скоростями убегания – астероидов или комет. Эти потенциальные источники метеоритов рассматриваются ниже.

10.3.1. Астероиды. Астероиды, или малые планеты, представляют собой небольшие объекты ($r \leqslant 400$ км), плотности которых свидетельствуют, что они состоят главным образом из силикатов и никелистого железа в различных пропорциях. Общая масса астероидов в настоящее время гораздо меньше массы Луны, однако первоначальная их масса неизвестна. Последние исследования показывают, что она была вдвое больше лунной, а возможно, и превышала массу Марса [110].

Большинство астероидов имеют эллиптические орбиты с малым эксцентриситетом и наклонением, которые лежат между орбитами Марса и Юпите-

ра (так называемый *пояс астероидов*). Эти астероиды распределены неравномерно по всему поясу и отсутствуют на расстояниях 2,5, 2,8 и 3,3 астрономической единицы (а.е.)[1] от Солнца. Такие свободные от астероидов зоны, называемые люками Кирквуда, соответствуют орбитам тел, периоды обращения которых связаны с периодом обращения Юпитера как отношения малых целых чисел (например, 1 : 3, 2 : 5 и 1 : 2). Как мы увидим дальше, резонансные колебания в системах астероид – Юпитер, ответственные за существование люков Кирквуда, по-видимому, играют важную роль в переводе астероидального вещества на пересекающиеся с земной орбиты (разд. 10.3.3).

Некоторые астероиды располагаются вне пояса. Лишь немногие из них имеют орбиты, приближающиеся к орбите Юпитера (например, Троянцы с большими полуосями от 5,1 до 5,3 а. е.) или лежащие за ней (например, астероид 944 Гидальго [659]). Более вероятными кандидатами в метеоритообразующие тела являются астероиды, орбиты которых лежат около или внутри орбиты Марса, такие, как небольшие ($r \leqslant 30$ км) объекты семейства Аполлона – Амура с перигелиями $\leqslant 1{,}3$ а. е. и тела группы Венгрия с главными полуосями от 1,8 до 2,0 а. е.

Поскольку астероиды вообще и пересекающие орбиту Земли астероиды в частности являются вероятными метеоритообразующими телами, важно установить, какие из этих объектов могут давать метеориты. Для решения этого вопроса измерялись и сравнивались поверхностные свойства астероидов и различных типов метеоритов. Пример такого подхода был рассмотрен в разд. 8.8.4: Мак-Корд и др. [422] показали, что спектр отражения астероида 4 Веста очень похож на спектры эвкритов. С 1970 г. более 500 астероидов были классифицированы на основании их альбедо, поляризационных и спектральных отражательных характеристик [72]. Около 60 из них были охарактеризованы минералогически на основании аналогичных данных [215]. Распределение по орбитам 419 надежно классифицированных астероидов показано в табл. 10.2, а в табл. 10.3 показаны группы метеоритов, которым, по-видимому, соответствуют астероиды каждого спектрального типа [215].

Из табл. 10.3 видно, что определение спектрального типа астероида весьма широкое. Например, к S-типу относятся астероиды, аналогичные нескольким типам железокаменных метеоритов и хондритов. По этой причине для вывода об орбитальном распределении отдельных групп метеоритов спектры астероидов необходимо использовать с некоторой осторожностью.

Из табл. 10.2 видно, что примерно 80% астероидов, классифицированных по спектрам, относятся с C и S типам. В действительности C астерои-

[1] Астрономическая единица – расстояние между Землей и Солнцем, равное $9{,}3\ 10^7$ миль, или $1{,}5 \cdot 10^8$ км. Например, большие полуоси орбит Марса и Юпитера составляют соответственно 1,52 и 5,20 а. е.

Таблица 10.2. Распределение спектрально классифицированных астероидов по размерам главных полуосей

Группа	Главная полуось (а. е.)	Спектральный тип					
		C	S	M	E	R	U
Аполлон – Амур	$\leqslant$ 1,65	1	5	0	1	0	5
Венгрия	1,82 – 2,00	1	0	0	0	1	1
Пояс I	2,06 – 2,50	20	50	2	5	3	8
Пояс II	2,50 – 2,82	83	59	5	3	4	20
Пояс III	2,82 – 3,27	75	25	6	1	2	14
Пояс IV	3,27 – 3,85	9	1	0	0	0	1
Хильда	3,80 – 4,20	0	0	0	0	0	2
Троянцы	5,08 – 5,30	2	0	0	1	0	3
Общее количество		191	140	13	11	10	54

Примечание. Данные взяты из работы [72]. Зоны в пределах пояса разделяются люками Кирквуда с соотношениями орбит 1 : 3, 2 : 5 и 1 : 2.

ды более распространены, чем можно предположить, глядя на эту таблицу. Если в данные внести поправку на смещающее напряжение при наблюдении темных С объектов, то оказывается, что примерно 80% астероидов радиусом $\geqslant$ 60 км относятся к этому типу [111].

С и S астероиды распространены по всему поясу, однако первые в среднем более удалены от Солнца, чем последние [108, 109]. Поскольку С астероиды состоят, по-видимому, из вещества углистых хондритов (табл. 10.3), такое распределение, отмеченное впервые Чепманом [108, 109], подтверждает вывод о том, что углистые хондриты образовались дальше от Солнца, нежели более эволюционировавшие хондриты и дифференцированные метеориты (разд. 6.6.1).

Другие закономерности, выводимые из приведенных в табл. 10.2 данных, более тонкие. Например, М и Е астероиды, часть которых может быть аналогична энстатитовым метеоритам [708, 709], концентрируются в основном поясе, причем первые более распространены в зоне преобладания С астероидов. Как отмечалось в разд. 6.6.1, такое распределение орбит наиболее вероятных метеоритообразующих тел для энстатитовых метеоритов не согласуется с предположением, что эти метеориты образовались ближе к Солнцу, чем углистые и обыкновенные хондриты [651, 656].

Другие потенциально важные наблюдения заключаются в том, что среди приближающихся к Земле тел семейства Аполлона – Амура С астероиды

Таблица 10.3. Предполагаемое соответствие между группами метеоритов и спектрально классифицированными астероидами

Метеоритный аналог	Спектральный тип					
	C	S	M	E	R	U
Хондриты						
CI – CM	20	–	–	–	–	2
C3	–	5	–	–	–	2
C4	3	–	–	–	–	3
H	–	1	–	–	–	–
L	–	–	–	–	–	1
E (или железный метеорит)	1	3	1	–	–	–
Ахондриты						
Энстатитовый	–	–	–	11	–	–
Оливиновый	–	–	–	–	1	–
Эвкрит	–	–	–	–	–	1
Железокаменные						
Палласит	–	2	–	–	–	–
Мезосидерит	–	5	–	–	–	–
Оливин-пироксеновый	–	4	–	–	–	–
Пироксен-оливиновый	–	1	–	–	–	–
Пироксеновый	–	4	–	–	–	–

Примечание. Данные взяты из работ [215] и [72] (энстатитовые ахондриты и E астероиды). Приводится количество минералогически охарактеризованных астероидов каждого типа.

распространены гораздо меньше, чем S астероиды, и что астероиды, спектрально сходные с равновесными (типы 4 – 7) обыкновенными хондритами, удивительно редки на всех гелиоцентрических расстояниях (табл. 10.3). Идентифицировано лишь три таких объекта (349 Дембовска, 433 Эрос и 1685 Торо), причем один из них (Дембовска) на самом деле может оказаться ахондритовым [215].

Данные табл. 10.2 и 10.3 свидетельствуют, что большинство, если не все типы метеоритов, поступают с астероидов [109, 659], однако они показывают также, что Земля получает сильно искаженную пробу метеоритообразующих объектов. Те хондриты, которые называются обыкновенными, потому что они преобладают в земных коллекциях, по-видимому, представляют

собой образцы очень необыкновенных астероидов. С другой стороны, C1 и CM хондриты, которых на Земле гораздо меньше, чем обыкновенных хондритов, поступают с астероидов самого распространенного типа. На основании этих закономерностей представляется вероятным, что мы еще не имеем образцов всех потенциальных метеоритообразующих объектов или всех типов метеоритного вещества.

Может оказаться важным то, что два из трех подобных обыкновенным хондритам астероидов – Эрос и Торо – относятся к телам семейства Аполлона – Амура, которые из-за своих неустойчивых приближающихся к Земле орбит являются особенно подходящими метеоритообразующими объектами [666]. Хотя и имеются аргументы против того, что тела семейства Аполлона – Амура являются источниками обыкновенных хондритов [659], эти аргументы не убедительны. Такие объекты могут объяснить как большую распространенность обыкновенных хондритов, так и малочисленность углистых хондритов, которые являются, по-видимому, второстепенными среди тел семейства Аполлона – Амура (табл. 10.2).

10.3.2. Кометы. В течение почти всей истории исследований метеоритов астероидам отдавалось предпочтение как непосредственным метеоритообразующим объектам. Однако некоторые исследователи [481, 24, 663] подвергли сомнению такую интерпретацию ввиду явной трудности перевода не испытавшего удар астероидного вещества на пересекающиеся с земной орбиты за короткий промежуток времени, о котором свидетельствуют возрасты экспозиции каменных метеоритов ($\sim 10^6 - 10^7$ лет). В связи с этой проблемой возник интерес к альтернативным источникам метеоритов – Луне и кометам. Хотя в результате обнаружения правдоподобных гравитационных механизмов изменения орбит астероидных тел вышеприведенное возражение относительно астероидных метеоритообразующих объектов было снято, все-таки сохраняется возможность того, что некоторые астероиды являются продуктами эволюции кометных родительских тел. Поэтому представляется уместным краткое рассмотрение комет, заимствованное главным образом из работы Вассона и Везерилла [659].

Активные кометы представляют собой небольшие тела (r обычно от 1 до 10 км, редко 100 км), которые, как считается, состоят из каменистого материала и льдов примерно в равных пропорциях. Невидимые в афелии на расстоянии от 10^4 до 10^5 а. е. от Солнца, кометы становятся видимыми, когда они проникают во внутреннюю часть Солнечной системы и составляющие их летучие компоненты (в основном, H, C, N, и O) испаряются и ионизуются с образованием светящихся комы и хвоста.

Учитывая сильно эксцентрические орбиты многих комет, представляется невероятным, что они являются источниками метеоритов. Более того, как показали Вассон и Везерилл [659], время жизни активных комет, ограниченное потерей летучих веществ при прохождении через внутреннюю часть Солнечной системы, составляет порядка 10^4 лет. Поскольку наимень-

ший возраст экспозиции метеорита равен 19 тыс. лет (метеорит Farmington, L5), ясно, что ни один из известных метеоритов не является образцом какой-либо активной в настоящее время кометы.

Если же метеориты некоторых групп представляют собой образцы комет, то метеоритообразующими объектами для них являются, вероятно, бедные летучими короткопериодические кометы типа кометы Энке, афелии которых лежат внутри орбиты Юпитера (4,1 а. е.). Считается, что эти тела образовались из активных комет в результате потери летучих; они, в свою очередь, могут эволюционировать с образованием объектов семейства Аполлона – Амура [480, 659]. Таким образом, если некоторые метеориты образовались в кометных родительских телах, они, вероятно, поступают к нам тем же путем, что и образцы с астероидных метеоритообразующих объектов.

10.3.3. Краткие выводы. Автор настоящей работы согласен с Вассоном и Везериллом [659], которые на основании обзора данных о месте формирования метеоритов и их метеоритообразующих объектов пришли к выводу, что метеориты большинства, если не всех групп поступают с астероидных метеоритообразующих тел. Пока не совсем ясно, как астероидное вещество попало на пересекающиеся с земной орбиты, однако люки Кирквуда играют в этом, по-видимому, ключевую роль. Циммерман и Везерилл [710] показали, что вещество, попавшее в эти люки (например, в результате низкоскоростных столкновений соседних астероидов) быстро переводится на сильно эксцентрические орбиты, которые могут эволюционировать в пересекающиеся с земной орбиты за время, согласующееся с возрастами экспозиции метеоритов. Эта модель еще разрабатывается, однако очевидно, что гравитационные эффекты могут сопровождаться необходимыми орбитальными изменениями без помощи высокоскоростных столкновений, которые должны сильно ударно изменять или разрушать метеориты.

Возможность того, что некоторые астероиды являются результатом эволюции комет и что шерготтиты и другие молодые ахондриты представляют собой образцы планеты, рассматривается в разд. 10.4.3 после обсуждения данных о размерах родительских тел метеоритов.

10.4. Размеры родительских тел

Если большинство или все метеориты поступают к нам с астероидов, остается рассмотреть, откуда взялись эти астероиды. Были ли они всегда небольшими или они представляют собой обломки гораздо более крупных тел? Являются ли некоторые из них, если не все, продуктами эволюции комет?

Эти вопросы бурно обсуждались в конце 1950-х – начале 1960-х годов. Сторонники родительских тел лунного или более крупного размера [609 – 611, 526, 529, 105] ссылались на присутствие алмазов и других высокобарических минералов в железных метеоритах, на очевидность того, что родительских тел было мало, и, следовательно, они, вероятно, были большими,

и на трудность нагрева астероидных тел до метаморфических и магматических температур. Сторонники малых тел [367, 187, 687, 12] ссылались на малую частоту встречаемости сильно ударноизмененных метеоритов (разд. 10.3), на трудность охлаждения лунных и более крупных объектов с образованием видманштеттеновой структуры, обнаруженной во многих железных метеоритах [613], на преобладание астероидов примерно сферической, а не обломочной формы [12] и на малую массу астероидного вещества [687]. Все эти аргументы находятся в противоречии с точкой зрения, что астероиды представляют собой обломки гораздо более крупных тел.

Некоторые аргументы, выдвинутые обеими сторонами в этом споре, правомерны и сегодня. Сейчас мы знаем, что минералогия железных метеоритов соответствует образованию их при умеренных давлениях и фактически требует именно таких давлений (разд. 7.2.4); что данные о количестве родительских тел – когда-то общепризнанное затруднение для сторонников малых тел [14] – теперь указывают на их правоту. С другой стороны, аргументы против больших тел, основанные на форме астероидов и малом количестве вещества в поясе астероидов, уже не убедительны [109, 110].

Ввиду преобладания неизмененных или слабо измененных ударом метеоритов в большинстве групп и существования видманштеттеновых структур остаются в силе аргументы в пользу родительских тел размером меньше лунного для большинства, если не всех, метеоритов. Хотя проблема источников тепла для таких малых тел до конца не решена, есть по меньшей мере три возможности: 1) радиоактивность короткоживущих изотопов [187]; 2) магнито-индукционный нагрев сильным первичным солнечным ветром [569, 570]; 3) нагрев от Солнца на стадии его высокой светимости [185, 186, 360, 648, 650]. Тот факт, что концентрация ^{26}Al в метеорите Allende была достаточной для плавления тел километрового размера, свидетельствует в пользу первого из указанных источников тепла [364, 365], хотя еще нужно показать, что ^{26}Al было также много и в других метеоритах. Магнито-индукционный нагрев не доказан, однако такой механизм согласуется с тем фактом, что во многих метеоритах наблюдается остаточная намагниченность, вызванная существенным внешним полем [266]. Нагрев от Солнца менее привлекателен, нежели другие альтернативные механизмы, поскольку ясно, что по меньшей мере некоторые родительские тела метеоритов имели внутренние источники тепла (разд. 4.4.2).

Наличие правдоподобных источников тепла снимает последнее существенное возражение против того, что большинство, если не все метеориты, образовались в малых родительских телах. Теперь можно использовать петрологические и термические данные для сужения нашего определения "малого тела" в надежде, что оценки размеров тел помогут сделать выбор между астероидными и кометными родительскими телами для различных типов метеоритов.

10.4.1. Петрологические ограничения на размеры тел. Если сделать резонное предположение, что родительские тела метеоритов имели хондритовый валовой состав, то данные о давлении образования метеорита можно использовать для оценки радиуса его родительского тела (рис. 10.1). Конечно, эта оценка будет минимальной, если не удастся показать, что метеорит образовался в центре родительского тела.

Для оценки давления используются три петрологических метода, каждый из которых применим, хотя бы в принципе, к отдельным типам метеоритов: 1) присутствие или отсутствие минералов или минеральных ассоциаций – индикаторов давления; 2) степень зависящих от давления ионных замещений в минералах; 3) особенности состава магматических метеоритов, которые свидетельствуют о давлениях в очагах их образования.

Минералы-индикаторы давления. Первое приложение оказалось достаточно неинформативным, поскольку высокобарические минералы (например, алмаз, рингвудит и меджорит) редки в метеоритах и встречаются лишь в тех метеоритах в которых наблюдаются независимые свидетельства удара (разд. 4.4.2, 7.2.4 и 9.3.1). Отсутствие этих минералов в не подвергшихся удару метеоритах позволяет установить верхние пределы давления, но эти пределы удручающе широки. Например, магнезиальный оливин превращается в рингвудит при давлениях – ~150 кбар при 1000°С – которые достигают-

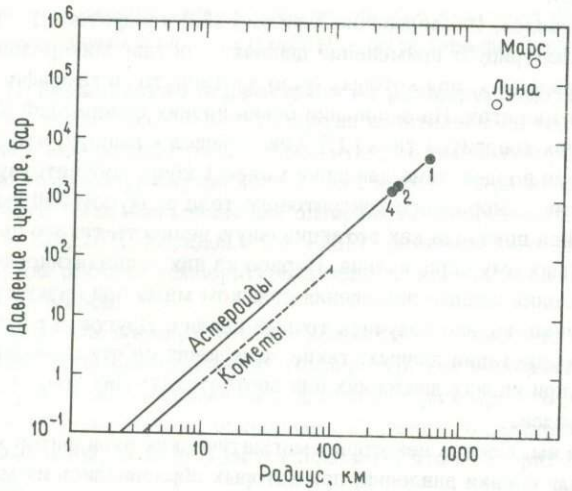


Рис. 10.1. Радиусы возможных родительских тел метеоритов и давления в центре этих тел. Для астероидов Церера (1), Паллада (2) и Веста (4) принималась плотность 3,6 г/ $см^3$. Для комет, радиусы которых обычно составляют от 1 до 10 км (сплошная линия), но могут достигать и 100 км [659], принималась плотность 2,3 $г/см^3$.

ся лишь в телах больше Луны [532]. Даже переход графита в алмаз (~50 кбар при 1000°С) указывает на тело по меньшей мере лунного размера.

Алюмосиликаты (силлиманит, кианит, андалузит) и кремнезем претерпевают полиморфные превращения при низких давлениях, однако из-за ограничений, налагаемых валовым составом, присутствие первых из названных минералов исключено для всех метеоритов, а последний встречается лишь в нескольких группах. Присутствие тридимита в Е6 хондритах, железных метеоритах группы IIE и эвкритах свидетельствует, что эти метеориты образовались при давлениях менее 3 кбар [605]. К сожалению, ни одна из этих групп, как считается, не представляет собой образец ядра, а тридимит устойчив и при всех более низких давлениях. Таким образом, присутствие тридимита в этих метеоритах не позволяет определить ни верхнего, ни нижнего предела размеров родительских тел этих метеоритов.

Единственной минеральной ассоциацией, которая позволяет ограничить размер тела, является ассоциация камасит – тэнит в железных метеоритах. Голдштейн и Огилви [227, 228] экспериментально показали, что видманштеттенова структура не может образоваться при давлениях более 12 кбар. Таким образом, можно с уверенностью сказать, что те октаэдриты, которые представляют собой образцы ядра, образовались в телах радиусом $\lesssim$ 800 км. Как мы увидим ниже, распределение никеля между камаситом и тэнитом позволяет наложить еще более жесткие ограничения на размеры тел (разд. 10.4.2).

Состав минералов. Исследование Хейсом [280] хондритов LL группы (разд. 4.4.2) иллюстрирует применение данных о составе минералов для заключения о давлениях, при которых было достигнуто метаморфическое равновесие в метеоритах. На основании очень низких содержаний Na, Al и Cr в пироксенах хондритов типа LL7 Хейс пришел к выводу, что эти метеориты испытали воздействие давления менее 1 кбар, соответствующего давлению в центре однородного хондритового тела радиусом 240 км.

Работа Хейса показала как потенциальную ценность такого подхода, так и два присущих ему ограничения. Первое из них – аналитическое: зависящие от давления ионные замещения слишком малы при низких давлениях, так что очень трудно получить точный анализ. Другое ограничение из области интерпретации данных: такие замещения не откалиброваны экспериментально при низких давлениях или соответствующих хондритовым составах минералов.

Состав магмы. Состав некоторых магматических ахондритов можно использовать для оценки давлений, при которых образовались их магмы. Такая возможность обусловлена тем, что состав магмы отражает минералогию очага, которая, в свою очередь, зависит от валового состава, температуры и давления.

Столпер [578] (разд. 8.8.2) показал, что состав большинства эвкритов близок к ожидаемому для низкобарического (1 атм) плавления хондритово-

го исходного вещества. Если эвкритовые магмы образовались вблизи центра эвкритового родительского тела, то тело имело скорее астероидный, а не лунный размер (рис. 10.1).

Трудно распространить такой подход на другие магматические ахондриты (большинство ахондритов), которые представляют собой продукты существенной фракционной кристаллизации. Однако Ма и др. [386] использовали особый химический состав метеорита Angra dos Reis для утверждения, что его родительская магма образовалась при давлении $\geqslant 7$ кбар в теле с радиусом $\geqslant 640$ км (разд. 9.2.4).

Некоторые выводы. Петрологических ограничений на размеры родительских тел немного, они широки и приложимы лишь к нескольким из многих групп метеоритов. Один из недостатков всех петрологических методов состоит в том, что они дают лишь минимальные радиусы для большинства родительских тел. Более существенным является то, что геобарометры, калиброванные на высокие давления, встречающиеся в коре и мантии Земли, трудно приложить к исследованию метеоритов, а подходящих низкобарных геобарометров по существу нет. Разработка таких методов исследования очень важна как для дальнейшего изучения физической истории метеоритов, так и для возможного петрологического изучения астероидов.

В общем, петрологические данные подтверждают другие аргументы относительно того, что большинство родительских тел метеоритов – тех, которые вмещали обыкновенные хондриты, многие железные метеориты и эвкриты и связанные с ними метеориты – были меньше Луны.

10.4.2. Термические ограничения на размеры родительских тел. Если мы знаем или можем оценить состав родительского тела, включая и содержание в нем радиоактивных элементов, то мы можем рассчитать распределение температур внутри него в зависимости от радиуса и времени. Такие расчеты были выполнены для однородных хондритовых родительских тел [8, 689, 230, 207]. Херндон и Роу [265] применили методику Фриккера и др. [207] для расчета температуры в телах с железоникелевыми ядрами различных размеров.

В принципе как время, в течение которого метеорит был нагрет до метаморфических или магматических температур, так и скорость, с которой он охлаждался, можно использовать для оценки размера его родительского тела. Как и в случае оценок, основанных на данных о давлении, эта оценка будет минимальной, если не удастся показать, что метеорит образовался в центре тела.

Практически скорости охлаждения более информативны, чем скорости нагрева, поскольку 1) время метаморфизма или плавления неизвестно для всех метеоритов и 2) многие группы метеоритов – обыкновенные, энстатитовые и CO хондриты, эвкриты и метеорит Angra dos Reis – претерпели метаморфизм или плавление столь рано, что скорости их нагрева, вероятно,

определялись скорее наличием источников тепла распада короткоживущих элементов, чем размером родительского тела. Шерготтиты, наклиты и шассиньиты являются, по-видимому, исключением, поскольку, как мы видели (разд. 9.2.1 – 9.2.3), одно из объяснений их низких возрастов кристаллизации состоит в том, что они образовались в телах, нагретых радиоактивным теплом распада долгоживущих элементов.

Для определения скоростей охлаждения многих железных и других метеоритов), которые содержат и камасит, и тэнит, была использована металлургическая методика, описанная в разд. 7.2.1. Для некоторых из этих метеоритов, а также для других метеоритов, которые не содержат обеих металлических фаз, были использованы другие методы. Результаты этих исследований и их приложение для оценки размеров родительских тел в обобщенной форме приводятся ниже.

Железные метеориты. Как отмечалось в разд. 10.4.1, по наличию видманштеттеновой структуры в октаэдритах устанавливаются пределы давлений в ядрах некоторых родительских тел железных метеоритов ($\leqslant$ 12 кбар) и радиусов тел ($\leqslant$ 800 км) [228]. Скорости охлаждения, полученные на основании распределения никеля между камаситом и тэнитом, накладывают более жесткие пределы на размеры тел, поскольку Голдштейн и Шорт обнаружили [230], что ни один из 193 исследованных ими метеоритов не охлаждался медленнее 0,4 °С/млн. лет. Эта скорость соответствует центру однородного хондритового тела радиусом 270 км или центру 340-километрового тела с металлическим ядром радиусом 170 км[1)].

Данные о скоростях охлаждения и размерах тел для 10 групп железных метеоритов представлены в табл. 10.4. Некоторые из этих групп наверняка (IIIB) или вероятно (IID, IIIE) образовались в ядрах, и, таким образом, размеры тел, оцененные по их наименьшим скоростям охлаждения, представляются реалистичными. Другие группы не находились (IAB) или вероятно не находились (IIC, IIIF, IVB) в ядрах, и установленные размеры тел являются минимальными. Наконец, некоторые группы настолько плохо представлены образцами (IC), или результаты исследования различными методами столь различны (IIA, IVA), что в настоящее время невозможно установить, являются ли они образцами ядер или нет.

С учетом неопределенности, которая присуща оценкам тепловой истории железных метеоритов многих групп, данные табл. 10.4 позволяют предположить, что:

[1)] Представленные здесь радиусы получены на основании термических моделей Фриккера и др. [207] и Херндона и Роу [265]. Мы полагаем, что наибольшее отношение радиуса ядра к радиусу тела равно 0,5. Можно показать, что значение 0,65 представляет максимальное отношение для тел с составом обыкновенных, энстатитовых или углистых хондритов при условии, что весь металл и троилит находятся в ядре. Поскольку последнее предположение представляется неразумным, значение 0,5 является более реалистичным верхним пределом для отношения радиусов ядро/тело.

Таблица 10.4. Скорости охлаждения и оцененные радиусы родительских тел железных метеоритов и хондритов

Группа	Ядро	Кол-во образцов	Скорость охлаждения, °С/млн. лет при 500 °С	Радиусы, км	Литературный источник
Железные метеориты					
IAB	Нет	24	0,8 – 3,5	200, 280	[230]
IC	?	2	< 1 – > 2	200, 260	[230]
IIA	?	4	~ 0,5	260, 320	[513]
	?	3	~ 5	110, 140	[513]
IIC	Нет?	3	65 – 250	35, 40	[230]
IID	Да ?	4	0,8 – 2,0	220, 280	[230]
IIIB	Да	24	1,0 – 2,0	200, 260	[230]
IIIE	Да ?	3	1,0 – 1,2	200, 260	[230]
IIIF	Нет?	5	0,8 – 20	220, 280	[230]
IVA	?	26	7 – 100	100, 125	[230]
		6	13 – 25	70, 85	[681]
		8	3 – 65	130, 165	[451]
IVB	Нет?	8	~2 – 25	160, 195	[230]
Хондриты					
H6	Нет?	3	2,1	160, 200	[495]
				150, 175	[440]
L7	Нет?	1	3,0	130, 170	[495]
LL7	Нет?	1	3,7	125, 160	[495]

Примечание. Радиусы, оцененные по минимальной скорости охлаждения метеоритов каждой группы, приводятся для тел,не содержащих ядра, и для тел с ядрами (см. текст). Классификация железных метеоритов по Скотту и Вассону [553].

1. Три группы железных метеоритов (IIIB, IID, IIE) представляют собой образцы ядер тел с радиусами $\leqslant$ 280 км. Метеориты ряда других групп, по-видимому, являются образцами с меньших глубин более крупных тел, однако ввиду отсутствия скоростей охлаждения ниже 0,4 °С/млн. лет [230] представляется невероятным, чтобы какое-либо родительское тело железных метеоритов было крупнее Цереры, наибольшего из современных астероидов (r = 385 км).

2. Большинство, а возможно и все родительские тела железных метеоритов имели радиусы $\geqslant$ 100 км. Ввиду этого минимального размера представляется маловероятным, что железные метеориты образовались в кометах, поскольку кометы с большими радиусами порядка 100 км редки [659].

Короче говоря, скорости охлаждения железных метеоритов четко показывают, что эти метеориты и поступают к нам с астероидов, и образовались в них.

Обыкновенные хондриты. Вуд [690] использовал распределение никеля между камаситом и тэнитом для исследования тепловой истории обыкновенных и некоторых углистых хондритов. Для многих образцов Вуд получил неопределенные скорости охлаждения или вообще не получил их, однако для некоторых обыкновенных хондритов типов 4 – 6 полученная им скорость охлаждения равна от 2 до 10 °С/млн. лет и для некоторых обыкновенных и углистых хондритов типа 3 от 0,2 до 2 °С/млн. лет. Вывод Вуда о том, что обыкновенные хондриты типа 3 охлаждались медленнее хондритов типов 4 – 6, послужил в значительной степени основой предположения [648, 650], что родительские тела обыкновенных хондритов имели внешний источник нагрева (разд. 4.4.2).

Пеллас и Сторцер [495] использовали другой подход к оценке скоростей охлаждения, основанный на изучении треков частиц, образующихся при распаде короткоживущего ^{244}Pu ($t_{1/2} = 8{,}18 \cdot 10^7$ лет). Их метод основывается на том, что: 1) ^{244}Pu концентрировался в фосфатах, особенно в витлоките; 2) в результате распада образуются треки в минерале-хозяине и в других соседних минералах; 3) по мере того как метеорит охлаждался, минералы начинали сохранять треки распада в следующем порядке: клинопироксен – ортопироксен – оливин – витлокит. Пеллас и Сторцер использовали пространственную плотность треков для заключения о том, когда началось удержание треков в каждом минерале. Они использовали эти времена удержания и экспериментально определенные температуры удержания треков для построения кривых охлаждения 12 обыкновенных хондритов при температурах от 350 до < 150 °С.

При экстраполяции скоростей охлаждения, полученных по трекам распада ^{244}Pu, до 500 °С для сравнения с данными Вуда [690] было показано, что: 1) обыкновенные хондриты типов 4 – 7 охлаждались со скоростью от 2 до 4 °С/млн. лет, в среднем чуть медленнее, чем предполагал Вуд; 2) скорости охлаждения метеоритов одной химической группы и одного петрологического типа очень близки; 3) скорости охлаждения в пределах каждой отдельной группы имеют тенденцию к уменьшению при переходе от петрологического типа 4 к типу 7. Последнее наблюдение противоречит данным Вуда [690], но согласуется с фактом, что метеориты петрологических типов от 3 до 7 формировались на все больших глубинах [280, 604]. По этой причине, а также потому, что данных о скоростях охлаждения обыкновен-

ных хондритов, полученных на основании треков распада, больше и они лучше согласуются между собой, чем полученные металлургическим методом скорости охлаждения, они и включены в табл. 10.4.

По данным Пелласа и Сторцера [495] о скоростях охлаждения и по результатам независимого от них исследования метеоритов H группы [440] величины радиусов родительских тел обыкновенных хондритов оцениваются в 125 – 200 км. Поскольку считается, что ни один из этих метеоритов не является образцом ядра тела, эти радиусы минимальные. Тем не менее, оценки достаточны, чтобы показать, что обыкновенные хондриты образовались в телах более крупных, чем типичные кометы. И опять данные указывают на астероидные родительские тела.

Энстатитовые метеориты. Тот факт, что тэнит, оливин и клинопироксен редки в энстатитовых хондритах и ахондритах, исключает определение скоростей охлаждения этих метеоритов металлургическим методом и по трекам распада. Подход, основанный на закономерностях роста карбидов, более перспективен, однако до настоящего времени он был применен лишь для исследования одного E4 хондрита [267].

Поскольку считается, что железные метеориты группы IIAB когенетичны энстатитовым метеоритам [326], самые низкие значения скоростей охлаждения, полученные для этих метеоритов, могут характеризовать минимальный радиус родительского тела энстатитовых метеоритов. К сожалению, данные о скоростях охлаждения железных метеоритов группы IIAB образуют два кластера [513] (табл. 10.4), и не ясно, какой из них, если не оба, относится к родительскому телу энстатитовых метеоритов. Самые низкие значения скоростей охлаждения свидетельствуют о том, что родительское тело энстатитовых метеоритов было крупнее ($\geqslant$ 320 км) родительских тел обыкновенных хондритов. Такая зависимость между размерами тел согласуется с существенным плавлением первого тела, однако она не может считаться доказанной до тех пор, пока не будет более полно расшифрована термическая история железных метеоритов группы IIAB.

Углистые хондриты. Вуд [690] проанализировал камасит и тэнит из нескольких углистых хондритов и рассчитал значения скоростей охлаждения для этих метеоритов (от 0,1 до 1 °C/млн. лет). Самая высокая скорость свидетельствует о радиусе тела по меньшей мере в 200 км; самая низкая, полученная на основании разрозненных данных по хондриту Vigarano (CV3), указывает на минимальный радиус 400 км.

Если эти скорости охлаждения и размеры тел правильны хотя бы в первом приближении, они подтверждают тот факт, что вещество углистых хондритов аккретировало позднее (разд. 6.5.1 и 6.5.2). Так, полученное для метеорита Allende высокое отношение $^{26}Al/^{27}Al$ ($5 \cdot 10^{-5}$ [365]) свидетельствует, что родительское тело CV метеоритов радиусом > 200 км было бы расплавлено, если оно аккретировало до того, как существенное количество ^{26}Al распалось.

На первый взгляд кажется, что это аргумент в пользу кометных родительских тел для углистых хондритов; против такой интерпретации однако также возникают серьезные возражения, поскольку размеры тел, оцененные по полученным Вудом скоростям охлаждения, гораздо больше размеров известных комет (рис. 10.1).

10.4.3. Выводы. Данные о размерах родительских тел многочисленны для одних групп метеоритов (многие железные метеориты, обыкновенные хондриты), и ограниченны для других (энстатитовые и углистые хондриты). В некоторых случаях единственной характеристикой является необычный возраст образования (шерготтиты, наклиты, шассиньиты) или состав (Angra dos Reis), которые свидетельствуют о большом теле и не могут быть объяснены иначе.

Из имеющихся в настоящее время данных следует, что большинство, если не все железные метеориты и обыкновенные и энстатитовые хондриты образовались в телах более крупных, чем многие кометы, но не крупнее самого большого астероида Цереры (r = 385 км). Таким образом, и непосредственным источником этих метеоритов, и их родительскими телами были астероиды.

Если эвкриты и связанные с ними метеориты поступают с астероида 4 Веста [422, 132], то тот факт, что эвкритовая ассоциация состоит почти целиком из поверхностного и близповерхностного материала, позволяет предполагать, что современный радиус Весты (269 км) близок к ее первоначальному радиусу. Таким образом, эвкритовая ассоциация – это также образец астероидного, а не планетарного тела.

Имеющиеся данные, показывающие, что углистые хондриты аккретировали поздно (разд. 6.5.2), что они подверглись воздействию жидкой воды (разд. 3.2.2), что их Rb – Sr- и свинцово-свинцовая изотопные системы нарушались в течение длительного времени в условиях низких температур (разд. 6.5.1 и 6.5.2), свидетельствуют, что эти метеориты образовались в богатых льдом родительских телах и что они приобрели свой современный вид после того, как лед испарился [445, 659]. Хотя такая история согласуется с образованием углистых хондритов в кометах, она согласуется также с образованием их в богатых льдом астероидах. Несколько групп фактов заставляют автора настоящей работы отдать предпочтение последней интерпретации: 1) и размеры родительских тел , оцененные по скоростям охлаждения, и размеры С астероидов, одним из которых является Церера, свидетельствуют, что углистые хондриты образовались в телах гораздо более крупных, чем современные кометы; 2) С астероиды, по-видимому, необычны среди группы астероидов (тела семейства Аполлона – Амура), в состав которой, весьма вероятно, входят вымершие кометы; 3) существование богатых газами солнечного типа углистых хондритов свидетельствует, что родительские тела углистых хондритов находились в поясе астероидов достаточно долго, чтобы образовался существенный слой реголита [14]. Ни

один из этих аргументов не имеет решающего значения, [659], однако взятые вместе они свидетельствуют о том, что углистые хондриты, подобно большинству других метеоритов, и поступают с астероидов, и образовались в них.

Сейчас неясно, является ли какой-либо из метеоритов образцом крупного тела размером с Луну. Шерготтиты, наклиты и шассиньиты имеют низкие возрасты образования, что согласуется с большими родительскими телами, и петрологические данные о метеорите Angra dos Reis (разд. 9.2.4) свидетельствуют о его большом родительском теле. Однако лишь первая группа из названных метеоритов имеет следы интенсивного ударного воздействия, ожидаемого при выбросе вещества с планеты. Возможность того, что шерготтиты представляют собой образцы Марса, омрачается их низкими космическими возрастами [659] и высокими K/U-отношениями [23]. Автор данной работы согласен с Уолкером и др. [631] в том, что доказательства в пользу марсианского источника шерготтитов и против него в настоящее время слишком хорошо уравновешивают друг друга, чтобы можно было сделать надежный вывод (см. предисловия к русскому изданию).

10.5. Источники и происхождение метеоритов: состояние вопроса и перспективы

Материал, представленный в этой главе, приводит к следующим выводам:

1. Метеориты, известные в настоящее время, представляют – собой образцы многих – вероятно, от 70 до 80 – родительских тел. Возможно, что существуют еще и дополнительные родительские тела, но их образцов пока нет в земных метеоритных коллекциях.

2. Большинство, а возможно и все метеориты поступают к нам с астероидов. Лунный, кометный и не относящийся к Солнечной системе источники метеоритов маловероятны; планетарный источник, привлекательный для шерготтитов и других молодых магматических ахондритов, еще нужно доказать.

3. Метеориты большинства групп, возможно за исключением шерготтитов, образовались в астероидных родительских телах. Этот вывод относится и к углистым хондритам, родительские астероиды которых, возможно, были обогащены льдом и в этом отношении подобны ядрам комет.

Мы прошли долгий двадцатилетний путь с тех пор, как активное исследование Солнечной системы стало национальной – и интернациональной – задачей. Представление о метеоритах как об остатках разрушенной десятой планеты ушло, а вместе с этим, по-видимому, исчезла возможность использовать расколотую мертвую планету для исследования недр нашей живой Земли. Дэли [136], который использовал метеориты именно для этого, получил выводы, представляющиеся нам сейчас неутешительными.

С другой стороны, эти выводы обнадеживают тех из нас, кто смотрит на метеориты как на вещественные следы первых этапов истории Солнечной системы. Восемьдесят или более зарождающихся планет несут гораздо больше информации, чем одно полностью проэволюционировавшее похожее на Землю родительское тело. В этом смысле два десятилетия интенсивных исследований метеоритов расширили наш более чем узкий кругозор.

Эти исследования показали, что наши знания о метеоритах все еще ограничиваются тем, что мы имеем искаженную и неполную пробу с метеоритообразующих объектов и родительских тел. Богатый сбор образцов из Антарктиды пополнил наш банк данных некоторыми менее распространенными классами и группами метеоритов, в результате чего мы, вероятно, сможем познакомиться с новыми типами вещества. Ввиду таких перспектив антарктические метеориты становятся новым стимулом для исследований.

Ясно, однако, что новые наземные источники метеоритного вещества не могут решить проблему опробования тел. Чтобы более полно понять разнообразие и значение метеоритов, мы должны посетить, обследовать и опробовать некоторые из астероидных метеоритообразующих тел. Наука метеоритика, описательная на большем протяжении своей истории и все еще стоящая позади геологии по уровню использования эксперимента, должна стать полевой наукой, чтобы метеориты сумели рассказать нам все, что можно, о рождении и младенческом возрасте Солнечной системы.

Рекомендуемая литература

Bowell E., Chapman C.R., Gradie J.C., Morrison D., Zellner B. 1978. Taxonomy of asteroids. Icarus, **35**, 313 – 335.

Gaffey M.J., McCord T.B. 1978. Asteroid surface materials: mineralogical characterizations from reflectance spectra, Space Sci. Rev. **21**, 555 – 628.

Wasson J.T., Wetherill G.W. 1979. Dynamical, chemical and isotopic evidence regarding the formation locations of asteroids and meteorites. In: Asteroids (ed. *T. Gehrels*), Tucson, University of Arizona Press, 926 – 974.

Литература

1. Ahrens, L. H. (1964). Si–Mg fractionation in chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **28,** 411–23.
2. – (1965). Observations on the Fe–Si–Mg relationship in chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **29,** 801–6.
3. – (1970). The composition of stony meteorites (IX). Abundance trends of the refractory elements in chondrites, basaltic aschondrites and Apollo 11 finds. *Earth Planet. Sci. Lett.* **10,** 1–6.
4. Ahrens, L. H., and Danchin, R. V. (1971). The chemical composition of the basaltic achondrites. *Physics and Chemistry of the Earth* **8,** 265–303.
5. Ahrens, L. H., and Von Michaelis, H. (1969). Composition of stony meteorites III. Some inter-element relationships. *Earth Planet. Sci. Lett.* **5,** 395–400.
6. Ahrens, L. H., Von Michaelis, H., Erlank, A. J., and Willis, J. P. (1969). Fractionation of some abundant lithophile element ratios in chondrites. In *Meteorite Research* (ed. P. Millman). Dordrecht: D. Reidel, pp. 166–73.
7. Alaerts, L., Lewis, R. S., and Anders, E. (1977). Primordial noble gases in chondrites: the abundance pattern was established in the solar nebula. *Science* **198,** 927–30.
8. Allan, D. W., and Jacobs, J. A. (1956). The melting of asteroids and the origin of meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **9,** 256–72.
9. Allègre, C. J., Birck, J. L., Fourcade S., and Semet, M. P. (1975). Rubidium-87/strontium-87 age of Juvinas basaltic achondrite and early igneous activity in the solar system. *Science* **187,** 436–8.
10. Allen, J. S., Nozette, S., and Wilkening, L. L. (1980). A study of chondrule rims and chondrule irradiation records in unequilibrated ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **44** (*in press*).
11. Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F., and Michel, H. V. (1980). Extraterrestrial cause for the Cretaceous–Tertiary extinction. *Science* **208,** 1095–1108.
12. Anders, E. (1964). Origin, age and composition of meteorites. *Space Sci. Rev.* **3,** 583–714.
13. – (1971). How well do we know "Cosmic" abundances? *Geochim. Cosmochim. Acta* **35,** 516–22.
14. – (1975a). Do stony meteorites come from comets? *Icarus* **24,** 363–71.
15. – (1975b). On the depletion of moderately volatile elements in ordinary chondrites. *Meteoritics* **10,** 283–6.
16. – (1977). Critique of "Nebular condensation of moderately volatile elements and their abundances in ordinary chondrites" by C. M. Wai and J. T. Wasson. *Earth Planet. Sci. Lett.* **36,** 14–20.
17. — (1981). Noble gases in meteorites: evidence for presolar matter and superheavy elements. *Phil. Trans. Roy. Soc. London* **(A)374,** 207–38.

18. Anders, E., DuFresne, E. R., Hayatsu, R., Cavaillé, A., DuFresne, A., and Fitch, F. W. (1964). Contaminated meteorite. *Science* **146,** 1157–61.
19. Anders, E., and Goles, G. G. (1961). Theories on the origin of meteorites. *J. Chem. Educ.* **38,** 58–66.
20. Anders, E., Hayatsu, R., and Studier, M. H. (1973). Organic components in meteorites. *Science* **182,** 781–90.
21. Anders, E., and Larimer, J. W. (1975). Authors' reply: validity of trace element cosmothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta* **39,** 1320–4.
22. Anders, E., and Lipschutz, M. E. (1966). 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.* **71,** 643–61.
23. Anders, E., and Owen, T. (1977). Mars and Earth: origin and abundance of volatiles. *Science* **198,** 453–65.
24. Arnold, J. R. (1965). The origin of meteorites as small bodies, III. General considerations. *Astrophys. J.* **141,** 1548–56.
25. Arrhenius, G., and Alfvén, H. (1971). Fractionation and condensation in space. *Earth Planet. Sci. Lett.* **10,** 253–67.
26. Arrhenius, G., and De, B. R. (1973). Equilibrium condensation in a solar nebula. *Meteoritics* **8,** 297–313.
27. Ashworth, J. R. (1977). Matrix textures in unequilibrated ordinary chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **35,** 25–34.
28. Baedecker, P. A., and Wasson, J. T. (1975). Elemental fractionations among enstatite chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **39,** 735–65.
29. Barber, D. J. (1977). The matrix of C2 and C3 carbonaceous chondrites (abs). *Meteoritics* **12,** 172–3.
30. Bass, M. N. (1971). Montmorillonite and serpentine in Orgueil meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **35,** 139–47.
31. Bence, A. E., and Albee, A. L. (1968). Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *J. Geol.* **76,** 382–403.
32. Bence, A. E., and Burnett, D. S. (1969). Chemistry and mineralogy of the silicates and metal of the Kodaikanal meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **33,** 387–407.
33. Bence, A. E., Grove, T. L., and Papike, J. J. (1980). Basalts as probes of planetary interiors: constraints in the formation and evolution of their source regions. In *Basaltic Volcanism in the Terrestrial Planets* (ed. W. Kaula). Houston: Lunar and Planetary Institute (*in press*).
34. Berkley, J. L., Keil, K., and Prinz, M. (1980). Comparative petrology and origin of Governador Valadares and other nakhlites. *Proc. Eleventh Lunar Plan. Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **11** (*in press*).
35. Berkley, J. L., Keil, K., Prinz, M., and Gomes, C. B. (1979). The Governador Valadares nakhlite and its relationship to other nakhlites. In *Lunar and Planetary Science, Vol. X.* Houston: Lunar and Planetary Institute, pp. 101–3.
36. Berkley, J. L., Taylor, G. J., and Keil, K. (1978a). Fluorescent accessory phases in the carbonaceous matrix of ureilites. *Geophys. Res. Lett.* **5,** 1075–8.
37. – (1978b) Ureilites: Origin as related magmatic cumulates. In *Lunar and Planetary Science, Vol. IX.* Houston: Lunar and Planetary Institute, pp. 73–5.
38. Bild, R. W. (1977). Silicate inclusions in group IAB irons and a relation to the anomalous stones Winona and Mt. Morris (Wis). *Geochim. Cosmochim. Acta* **41,** 1439–56.
39. Bild, R. W., and Wasson, J. T. (1976). The Lodran meteorite and its relationship to the ureilites. *Mineral. Mag.* **40,** 721–35.

40. – (1977). Netschaëvo: a new class of chondritic meteorite. *Science* **197,** 58–62.
41. Binns, R. A. (1967a). Olivine in enstatite chondrites. *Am. Mineral.* **52,** 1549–54.
42. – (1967b). Stony meteorites bearing maskelynite. *Nature* **213,** 1111–12.
43. – (1967c). Structure and evolution of non-carbonaceous chondritic meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2,** 23–8.
44. – (1967d). An exceptionally large chondrule in the Parnallee meteorite. *Mineral. Mag.* **37,** 319–24.
45. – (1968). Cognate xenoliths in chondritic meteorites: examples in Mezö-Madaras and Ghubara. *Geochim. Cosmochim. Acta* **32,** 299–317.
46. – (1969). A chondritic inclusion of unique type in the Cumberland Falls meteorite. In *Meteorite Research* (ed. P. M. Millman). Dordrecht: D. Reidel, pp. 696–704.
47. – (1970). Pyroxenes from non-carbonaceous chondritic meteorites. *Mineral. Mag.* **37,** 649–69.
48. Binns, R. A., Cleverly, W. H., McCall, G. J. H., Reed, S. J. B., and Scoon, J. H. (1977). Mulga West, a metamorphosed carbonaceous chondrite (abs). *Meteoritics* **12,** 179.
49. Binz, C. M., Ikramuddin, M., and Lipschutz, M. E. (1975). Contents of eleven trace elements in ureilite achondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **39,** 1576–9.
50. Binz, C. M., Kurimoto, R. K., and Lipschutz, M. E. (1974). Trace elements in primitive meteorites – V. Abundance patterns of thirteen trace elements and interelement relationships in enstatite chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **38,** 1579–1606.
51. Birck, J.-L., and Allègre, C. J. (1978a). Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the ^{87}Rb–^{87}Sr method. *Earth Planet. Sci. Lett.* **39,** 37–51.
52. – (1978b). ^{87}Rb–^{87}Sr study of some diogenites and the Binda howardite (abs). *Meteoritics* **13,** 394.
53. Black, D. C. (1972). On the origins of trapped helium, neon and argon isotopic variations in meteorites – II. Carbonaceous meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **36,** 377–94.
54. Blander, M. (1971). The constrained equilibrium theory: sulphide phases in meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **35,** 61–76.
55. – (1972). Thermodynamic properties of orthopyroxenes and clinopyroxenes based on the ideal two-site model. *Geochim. Cosmochim. Acta* **36,** 787–99.
56. – (1975). Critical comments on a proposed cosmothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta* **39,** 1315–20.
57. Blander, M., and Abdel-Gawad, M. (1969). The origin of meteorites and the constrained equilibrium condensation theory. *Geochim. Cosmochim. Acta* **33,** 701–16.
58. Blander, M., and Fuchs, L. H. (1975). Calcium-aluminum-rich inclusions in the Allende meteorite: evidence for a liquid origin. *Geochim. Cosmochim. Acta* **39,** 1605–19.
59. Blander, M., Fuchs, L. H., Horowitz, C., and Land, R. (1980). Primordial refractory metal particles in the Allende meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **44,** 217–23.
60. Blander, M., and Katz, J. L. (1967). Condensation of primordial dust. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31,** 1025–34.
61. Bloch, M. R., and Müller, O. (1971). An alternative model for the formation of iron meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **12,** 134–6.
62. Boctor, N. Z., Meyer, H. O. A., and Kullerud, G. (1976). Lafayette meteorite: petrology and opaque mineralogy. *Earth Planet. Sci. Lett.* **32,** 69–76.
63. Boeckl, R. (1972). Terrestrial age of nineteen stony meteorites derived from their radiocarbon content. *Nature* **236,** 25–6.
64. Bogard, D. D. (1971). Noble gases in meteorites. EOS, *Trans. Am. Geophys. Union* **52,** IUGG 429–35.

65. Bogard, D., Burnett, D., Eberhardt, P., and Wasserburg, G. J. (1967). ^{40}Ar–^{40}K ages of silicate inclusions in iron meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **3,** 275–83.
66. Bogard, D. D., Burnett, D. S., and Wasserburg, G. J. (1969). Cosmogenic rare gases and the ^{40}K–^{40}Ar age of the Kodaikanal iron meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **5,** 273–81.
67. Bogard, D. D., Gibson, E. K., Jr., Moore, D. R., Turner, N. L., and Wilkin, R. B. (1973). Noble gas and carbon abundances of the Haverö, Dingo Pup Donga, and North Haig ureilites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **37,** 547–57.
68. Bogard, D. D., and Husain, L. (1977). A new 1.3 aeon-young achondrite. *Geophys. Res. Lett.* **4,** 69–71.
69. Bogard, D. D., Husain, L., and Nyquist, L. E. (1979). ^{40}Ar–^{39}Ar age of the Shergotty achondrite and implications for its post-shock thermal history. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43,** 1047–55.
70 Bogard, D. D., Husain, L., and Wright, R. J. (1976). ^{40}Ar–^{39}Ar dating of collisional events in chondrite parent bodies. *J. Geophys. Res.* **81,** 5664–78.
71. Boström, K., and Fredriksson, K. (1966). Surface conditions of the Orgueil meteorite parent body as indicated by mineral associations. *Smithsonian Misc. Coll.* **151,** 1–39.
72. Bowell, E., Chapman, C. R., Gradie, J. C., Morrison, D., and Zellner, B. (1978). Taxonomy of asteroids. *Icarus* **35,** 313–35.
73. Boyd, F. R., England, J. L., and Davis, B. T. C. (1964). Effects of pressure on the melting and polymorphism of enstatite, $MgSiO_3$. *J. Geophys. Res.* **69,** 2101–9.
74. Boynton, W. V. (1975). Fractionation in the solar nebula: condensation of yttrium and the rare earth elements. *Geochim. Cosmochim. Acta* **39,** 569–84.
75. Boynton, W. V., Starzyk, P. M., and Schmitt, R. A. (1976). Chemical evidence for the genesis of the ureilites, the achondrite Chassigny and the nakhlites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40,** 1439–47.
76. Bradley, J. G., Huneke, J. C., and Wasserburg, G. J. (1978). Ion microprobe evidence for the presence of excess ^{26}Mg in an Allende anorthite crystal. *J. Geophys. Res.* **83,** 244–54.
77. Brett, R. (1967). Cohenite: its occurrence and a proposed origin. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31,** 143–59.
78. Brett, R., and Higgins, G. T. (1969). Cliftonite: a proposed origin, and its bearing on the origin of diamonds in meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **33,** 1473–84.
79. Brett, R., Huebner, J. S., and Sato, M. (1977). Measured oxygen fugacities of the Angra dos Reis achondrite as a function of temperature. *Earth Planet. Sci. Lett.* **35,** 363–8.
80. Brett, R., and Sato, M. (1976). Measured oxygen fugacities of ordinary chondrites, a pallasite, Angra dos Reis, and a tektite as a function of temperature (abs). *Meteoritics* **11,** 258–9.
81. Brezina, A. (1904). The arrangement of collections of meteorites. *Trans. Am. Phil. Soc.* **43,** 211–47.
82. Brownlee, D. E., and Rajan, R. S. (1973). Micrometeorite craters discovered on chondrule-like objects from Kapoeta meteorite. *Science* **182,** 1341–4.
83 Buchwald, V. F. (1975). *Handbook of Iron Meteorites.* Berkeley: University of California Press.
84 Bunch, T. E. (1975). Petrography and petrology of basaltic achondrite polymict breccias (howardites). In *Proc. Sixth Lunar Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **6.** Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 469–92.
85. – (1976). Mineral analyses of howardite clasts and a differentiation model for the basaltic achondrite parent body. *Lunar Science, Vol. VII.* Houston: Lunar Science Institute, pp. 105–7.

86. Bunch, T. E., and Chang, S. (1980). Carbonaceous chondrites, II. Carbonaceous chondrite phyllosilicates and light element geochemistry as indications of parent body processes and surface conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **44,** 1543–78.
87. Bunch, T. E., Keil, K., and Olsen E. (1970). Mineralogy and petrology of silicate inclusions in iron meteorites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **25,** 297–340.
88. Bunch, T. E., Keil, K., and Snetsinger, K. G. (1967). Chromite composition in relation to chemistry and texture of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31,** 1569–82.
89. Bunch, T. E., and Olsen, E. (1974). Restudy of pyroxene–pyroxene equilibration temperatures for ordinary chondrite meteorites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **43,** 83–90.
90. Bunch, T. E., and Reid, A. M. (1975). The nakhlites. Part I. Petrography and mineral chemistry. *Meteoritics* **10,** 303–15.
91. Bunch, T. E., and Stöffler, D. (1974). The Kelly chondrite: a parent body surface metabreccia. *Contrib. Mineral. Petrol.* **44,** 157–71.
92. Burnett, D. S. (1971). Formation times of meteorites and lunar samples. EOS, *Trans. Am. Geophys. Union* **52,** IUGG 435–40.
93. Burnett, D. S., and Wasserburg, G. J. (1967a). ^{87}Rb–^{87}Sr ages of silicate inclusions in iron meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2,** 397–408.
94. – (1967b). Evidence for the formation of an iron meteorite at 3.8×10^9 years. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2,** 137–47.
95. Buseck, P. R. (1977). Pallasite meteorites – mineralogy, petrology and geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41,** 711–40.
96. Buseck, P. R., and Goldstein, J. I. (1968). Pallasitic meteorites: implications regarding the deep structure of asteroids. *Science* **159,** 300–2.
97. – (1969). Olivine compositions and cooling rates of pallasitic meteorites. *Geol. Soc. Am. Bull.* **80,** 2141–58.
98. Buseck, P. R., and Holdsworth, E. F. (1972). Mineralogy and petrology of the Yilmia enstatite chondrite. *Meteoritics* **7,** 429–47.
99. – (1977). Phosphate minerals in pallasite meteorites. *Mineral. Mag.* **41,** 91–102.
100. Cameron, A. G. W. (1966). The accumulation of chondritic material. *Earth Planet. Sci. Lett.* **1,** 93–6.
101. – (1973). Accumulation processes in the primitive solar nebula. *Icarus* **18,** 407–50.
102. – (1978). The primitive solar accretion disk and the formation of the planets. In *The Origin of the Solar System* (ed. S. Dermott), New York: John Wiley & Sons, pp. 49–73.
103. Cameron, A. G. W., and Pine, M. R. (1973). Numerical models of the primitive solar nebula. *Icarus* **18,** 377–406.
104. Cameron, A. G. W., and Truran, J. W. (1977). The supernova trigger for formation of the solar system. *Icarus* **30,** 447–61.
105. Carter, N. L., and Kennedy, G. C. (1964). Origin of diamonds in the Canyon Diablo and Nova Urei meteorites. *J. Geophys. Res.* **69,** 2403–21.
106. Carter, N. L., Raleigh, C. B., and De Carli, P. S. (1968). Deformation of olivine in stony meteorites. *J. Geophys. Res.* **73,** 5439–61.
107. Cassen, P., Reynolds, R. T., and Peale, S. J. (1979). Runaway tidal heating of Io. In *Lunar and Planetary Science, Vol. X.* Houston: Lunar and Planetary Institute, pp. 183–5.
108. Chapman, C. R. (1971). Surface properties of asteroids. Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology.
109. – (1976). Asteroids as meteorite parent bodies: the astronomical perspective. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40,** 701–19.

110. Chapman, C. R., and Davis, D. R. (1975). Asteroid collisional evolution: evidence for a much larger early population. *Science* **190,** 553–6.
111. Chapman, C. R., Morrison, D., and Zellner, B. (1975). Surface properties of asteroids: a synthesis of polarimetry, radiometry and spectrophotometry. *Icarus* **25,** 104–30.
112. Chen, J. H., and Tilton, G. R. (1976). Isotopic lead investigations on the Allende carbonaceous chondrite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40,** 635–43.
113. Chou, C.-L., Baedecker, P. A., and Wasson, J. T. (1976a). Allende inclusions: volatile-element distribution and evidence for incomplete volatilization of presolar solids. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40,** 85–94.
114. Chou, C.-L., Boynton, W. V., Bild, R. W., Kimberlin, J., and Wasson, J. T. (1976b). Trace element evidence regarding a chondritic component in howardite meteorites. In *Proc. Seventh Lunar Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **7.** Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 3501–18.
115. Christophe Michel-Lévy, M. (1968). Un chondre exceptional dans la meteorite de Vigarano. *Bull. Soc. Francaise Mineral. Cristal.* **91,** 212–14.
116. – (1969). Etude minéralogique de la chondrite CIII de Lancé. In *Meteorite Research* (ed. P. M. Millman). Dordrecht: D. Reidel, pp. 492–9.
117. – (1976). La matrice noire et blanche de la chondrite de Tieschitz (H3). *Earth Planet. Sci. Lett.* **30,** 143–50.
118. Clarke, R. S., Jr., and Goldstein, J. I. (1978). Schreibersite growth and its influence on the metallography of coarse-structured iron meteorites. *Smithson. Contrib. Earth Sci.* **21,** 1–80.
119. Clarke, R. S., Jr., Jarosewich, E., Mason, B., Nelen, J., Gómez, M., and Hyde, J. R. (1970). The Allende, Mexico, meteorite shower. *Smithson. Contrib. Earth Sci.* **5,** 1–53.
120. Clayton, R. N. (1978). Isotopic anomalies in the early solar system. *Ann. Rev. Nucl. and Particle Phys.* **28,** 501–22.
121. Clayton, R. N., Grossman, L., and Mayeda, T. K. (1973). A component of primitive nuclear composition in carbonaceous meteorites. *Science* **182,** 485–8.
122. Clayton, R. N., Grossman, L., Mayeda, T. K., and Onuma, N. (1977a). Heterogeneities in the solar nebula. In *Proc. Soviet–American Conf. on the Cosmochemistry of the Moon and Planets* (ed. J. Pomeroy). Houston: Lunar Science Institute, pp. 781–5.
123. Clayton, R. N., and Mayeda, T. K. (1977). Correlated oxygen and magnesium isotope anomalies in Allende inclusions, I: oxygen. *Geophys. Res. Lett.* **4,** 295–8.
124. – (1978a). Genetic relations between iron and stony meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **40,** 168–74.
125. – (1978b). Multiple parent bodies of polymict brecciated meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **42,** 325–7.
126. Clayton, R. N., Mayeda, T. K., and Davis, A. M. (1976a). Parent bodies of stony-iron meteorites. In *Lunar Science, Vol. VII.* Houston: Lunar Science Institute, pp. 160–2.
127. Clayton, R. N., Mayeda, T. K., and Epstein, S. (1978). Isotopic fractionation of silicon in Allende inclusions. In *Proc. Ninth Lunar and Planet. Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **9.** Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 1267–78.
128. Clayton, R. N., Mayeda, T. K., and Onuma, N. (1979). Oxygen isotopic compositions of some Antarctic meteorites. In *Lunar and Planetary Science, Vol. X.* Houston: Lunar and Planetary Institute, pp. 221–3.
129. Clayton, R. N., Mayeda, T. K., Onuma, N., and Shearer, J. (1976b). Oxygen isotopic composition of minerals in the Kenna ureilite, *Geochim. Cosmochim. Acta* **40,** 1475–6.

130. Clayton, R. N., Onuma, N., Grossman, L., and Mayeda, T. K. (1977b). Distribution of the pre-solar component in Allende and other carbonaceous chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **34,** 209–24.
131. Clayton, R. N., Onuma, N., and Mayeda, T. K. (1976c). A classification of meteorites based on oxygen isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.* **30,** 10–18.
132. Consolmagno, G. J., and Drake, M. J. (1977). Composition and evolution of the eucrite parent body: evidence from rare earth elements. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41,** 1271–82.
133. Craig, H. (1964). Petrological and compositional relationships in meteorites. In *Isotopic and Cosmic Chemistry* (eds. H. Craig, S. L. Miller, and G. J. Wasserburg). Amsterdam: North-Holland Publishing Company, pp. 401–51.
134. Cripe, J. D., and Moore, C. B. (1975). Total sulfur content of ordinary chondrites (abs). *Meteoritics* **10,** 387–8.
135. Curtis, D. B., and Schmitt, R. A. (1979). The petrogenesis of L6 chondrites: insights from the chemistry of minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43,** 1091–1103.
136. Daly, R. A. (1943). Meteorites and an Earth-model. *Geol. Soc. Am. Bull.* **54,** 401–56.
137. Das Gupta, S. P., Sen Gupta, P. R., and Dube, A. (1978). A SEM study of Chainpur chondrules (abs). *Meteoritics* **13,** 435–8.
138. Davis, A. M. (1977). The cosmochemical history of the pallasites. Ph.D. thesis, Yale University.
139. Davis, A. M., Grossman, L., and Ganapathy, R. (1977). Yes, Kakangari is a unique chondrite. *Nature* **265,** 230–2.
140. Desnoyers, C., and Jerome, D. Y. (1977). The Malvern howardite: a petrological and chemical discussion. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41,** 81–6.
141. Doan, A. S., and Goldstein, J. I. (1969). The formation of phosphides in iron meteorites. In *Meteorite Research* (ed. P. M. Millman). Dordrecht: D. Reidel, pp. 763–79.
142. Dodd, R. T., Jr. (1965). Preferred orientation of chondrules in chondrites. *Icarus* **4,** 308–16.
143. – (1968). Recrystallized chondrules in the Sharps (H3) chondrite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **32,** 1111–20.
144. – (1969). Metamorphism of the ordinary chondrites: a review. *Geochim. Cosmochim. Acta* **33,** 161–203.
145. – (1971a). Calc–aluminous insets in olivine of the Sharps chondrite. *Mineral. Mag.* **38,** 451–8.
146. – (1971b). The petrology of chondrules in the Sharps meteorite. *Contrib. Mineral. Petrol.* **31,** 201–27.
147. – (1972). Calcium in chondritic olivine. In *Studies in Earth and Space Sciences* (ed. R. Shagam). *Geol. Soc. Am. Mem.* **132,** 651–60.
148. – (1974a). Petrology of the St. Mesmin chondrite. *Contrib. Mineral. Petrol.* **46,** 129–45.
149. – (1974b). The metal phase in equilibrated ordinary chondrites and its implications for calculated accretion temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta* **38,** 485–94.
150. – (1974c). The petrology of chondrules in the Hallingeberg meteorite. *Contrib. Mineral. Petrol.* **47,** 97–112.
151. – (1976a). Accretion of the ordinary chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **30,** 281–91.
152. – (1976b). Iron–silicate fractionation within ordinary chondrite groups. *Earth Planet. Sci. Lett.* **28,** 479–84.
153. – (1978a). Compositions of droplet chondrules in the Manych (L3) chondrite and the origin of chondrules. *Earth Planet. Sci. Lett.* **40,** 71–82.

154. – (1978b). The composition and origin of large microporphyritic chondrules in the Manych (L3) chondrite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **39**, 52–66.
155. Dodd, R. T., Grover, J. E., and Brown, G. E. (1975a). Pyroxenes in the Shaw (L-7) chondrite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **39**, 1585–94.
156. Dodd, R. T., and Jarosewich, E. (1974). H-group xenoliths in the St. Mesmin LL-group chondrite (abs). EOS, *Trans. Am. Geophys. Union* **55**, 331.
157. – (1976). Olivine microporphyry in the St. Mesmin chondrite. *Meteoritics* **11**, 1–20.
158. – (1979). Incipient melting in and shock classification of L-group chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **44**, 335–40.
159. Dodd, R. T., Morrison-Smith, D. J., and Heyse, J. V. (1975b). Chromium-bearing olivine in the St. Mesmin chondrite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **39**, 1621–7.
160. Dodd, R. T., and Teleky, L. S. (1967). Preferred orientation of olivine crystals in porphyritic chondrules. *Icarus* **6**, 407–16.
161. Dodd, R. T., Jr., and Van Schmus, R. (1965). Significance of the unequilibrated ordinary chondrites. *J. Geophys. Res.* **70**, 3801–11.
162. – (1971). Dark-zoned chondrules. *Chem. Erde* **30**, 59–69.
163. Dodd, R. T., Jr., Van Schmus, W. R., and Koffman, D. M. (1967). A survey of the unequilibrated ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31**, 921–51.
164. Dodd, R. T., Jr., and Walter, L. S. (1972). Chemical constraints on the origin of chondrules in ordinary chondrites. In *L'Origine du Systeme Solaire* (ed. H. Reeves). Paris: C.N.R.S., pp. 293–300.
165. Dominik, B., and Jessberger, E. K. (1979). ^{40}Ar–^{39}Ar dating of Murchison, Allende and Leoville whole rock samples. In *Lunar and Planetary Science, Vol. X*. Houston: Lunar and Planetary Science Institute, pp. 306–8.
166. Dowty, E., and Clark, J. R. (1973). Crystal structure refinement and optical properties of a Ti^{3+} fassaite from the Allende meteorite. *Am. Mineral.* **58**, 230–42.
167. Drake, M. J., and Weill, D. F. (1975). Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu^{2+}, Eu^{3+}, and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta* **39**, 689–712.
168. Dreibus, G., Kruse, H., Spettel, B., and Wänke, H. (1977). The bulk composition of the moon and the eucrite parent body. In *Proc. Eighth Lunar Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **8**. Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 211–27.
169. Drozd, R. J., and Podosek, F. A. (1976). Primordial ^{129}Xe in meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **31**, 15–30.
170. DuFresne, E. R., and Anders, E. (1962). On the chemical evolution of the carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **26**, 1085–1114.
171. Duke, M. B. (1968). The Shergotty meteorite: magmatic and shock metamorphic features. In *Shock Metamorphism of Natural Materials* (ed. B. M. French and N. M. Short). Baltimore: Mono Book Corp., pp. 613–21.
172. Duke, M. B., and Silver, L. T. (1967). Petrology of eucrites, howardites and mesosiderites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31**, 1637–65.
173. D'yakonova, M. I. (1964). Chemical composition of seven stony meteorites of the collection of the Committee on Meteorites of the Academy of Sciences of the U.S.S.R. *Meteoritika* **25**, 129–33.
174. D'yakonova, M. I., and Kharitonova, V. Ya. (1960). Results of chemical analyses of some stony and iron meteorites from the collection of the Academy of Sciences of the U.S.S.R. *Meteoritika* **18**, 48–67.
175. Dymek, R. F., Albee, A. L., Chodos, A. A., and Wasserburg, G. J. (1976). Petrography

of isotopically dated clasts in the Kapoeta howardite and petrologic constraints on the evolution of its parent planet. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40,** 1115–30.

176. Easton, A. J., and Elliott, C. J. (1977). Analyses of some meteorites from the British Museum (Natural History) collection. *Meteoritics* **12,** 409–16.
177. Eberhardt, P. (1974). A neon-E-rich phase in the Orgueil carbonaceous chondrite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **24,** 182–7.
178. Ehmann, W. D., Baedecker, P. A., and McKown, D. M. (1970). Gold and iridium in meteorites and some selected rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* **34,** 493–507.
179. El Goresy, A., Nagel, K., and Ramdohr, P. (1978). The Allende meteorite: Fremdlinge and their noble relatives. In *Proc. Ninth Lunar and Planet. Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **9.** Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 1279–1304.
180. – (1979). Spinel Framboids and Fremdlinge in Allende inclusions: possible sequential markers in the early history of the Solar System. *Proc. Tenth Lunar Plan. Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **10.** Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 833–50.
181. Enright, M. C., and Turner, G. (1977). History and size of chondrite parent bodies from $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages (abs). *Meteoritics* **12,** 217.
182. Evensen, N. M., Carter, S. R., Hamilton, P. J., and O'Nions, R. K. (1978). Comparison of individual chondrules in Parnallee (LL-3) and Richardton (H-5) (abs). *Meteoritics* **13,** 459.
183. Evensen, N. M., Carter, S. R., Hamilton, P. J., O'Nions, R. K., and Ridley, W. I. (1979a). A combined chemical–petrological study of separated chondrules from the Richardton meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **42,** 223–36.
184. Evensen, N. M., Hamilton, P. J., Harlow, G. E., Klimentidis, R., O'Nions, R. K., and Prinz, M. (1979b). Silicate inclusions in Weekeroo Station: planetary differentiates in an iron meteorite. In *Lunar and Planetary Science, Vol. X.* Houston: Lunar and Planetary Science Institute, pp. 376–8.
185. Ezer, D., and Cameron, A. G. W. (1963). The early evolution of the Sun. *Icarus* **1,** 422–41.
186. – (1965). A study of solar evolution. *Can. J. Phys.* **43,** 1497–1517.
187. Fish, R. A., Goles, G. G., and Anders, E. (1960). The record in the meteorites. III. On the development of meteorites in asteroidal bodies. *Astrophys. J.* **132,** 243–58.
188. Fitzgerald, M. J. (1979). The chemical composition and classification of the Karoonda meteorite. *Meteoritics* **14,** 109–115.
189. Fitzgerald, M. J., and Jones, J. B. (1977). Adelaide and Bench Crater – members of a new subgroup of the carbonaceous chondrites. *Meteoritics* **12,** 443–58.
190. Floran, R. J. (1978). Silicate petrography, classification, and origin of the mesosiderites: review and new observations. In *Proc. Ninth Lunar and Planet. Sci. Conf. Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **9,** Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 1053–81.
191. Floran, R. J., Caulfield, J. B. D., Harlow, G. E., and Prinz, M. (1978a). Impact-melt origins for the Simondium, Pinnaroo and Hainholz mesosiderites: implications for impact processes beyond the earth–moon system. In *Proc. Ninth Lunar and Planet. Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **9.** Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 1083–1114.
192. Floran, R. J., Prinz, M., Hlava, P. F., Keil, K., Nehru, C. E., and Hinthorne, J. R. (1978b). The Chassigny meteorite: a cumulate dunite with hydrous amphibole-bearing melt inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **42,** 1213–29.
193. Floran, R. J., Prinz, M., Hlava, P. F., Keil, K., Spettel, B., and Wänke, H. (1977). The

Johnstown orthopyroxenite (diogenite) and its relationship to meteoritic cumulates (abs). *Meteoritics* **12,** 226–7.

194. Fodor, R. V., and Keil, K. (1976). Carbonaceous and non-carbonaceous lithic fragments in the Plainview, Texas, chondrite: origin and history. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40,** 177–89.

195. Fodor, R. V., Prinz, M., Brown, H. G., and Keil K. (1974a). A chondrite with a regolith fragment containing non-chondritic material (abs). *Meteoritics* **9,** 337–8.

196. Fodor, R. V., Prinz M., and Keil, K. (1974b). Implications of K-rich lithic fragments and chondrules in the Bhola brecciated chondrite (abs). *Geol. Soc. Am., Abs. Progs.* **6,** 739–40.

197. Fredriksson, K. (1963). Chondrules and the meteorite parent bodies. *Trans. N.Y. Acad. Sci.* **25,** 756–69.

198. Fredriksson, K., De Carli, P. S., and Aaramäe, A. (1963). Shock-induced veins in chondrites. *Space Res.* **3,** 974–83.

199. Fredriksson, K., Dube, A., Jarosewich, E., Nelen, J. A., and Noonan, A. F. (1975). The Pulsora anomaly: a case against metamorphic equilibration in chondrites. *Smithson. Contrib. Earth Sci.* **14,** 41–53.

200. Fredriksson, K., Jarosewich, E., and Nelen, J. (1969). The Sharps chondrite – new evidence on the origin of chondrules and chondrites. In *Meteorite Research* (ed. P. M. Millman). Dordrecht: D. Reidel, pp. 155–65.

201. Fredriksson, K., and Keil, K. (1964). The iron, magnesium, calcium and nickel distribution in the Murray chondrite. *Meteoritics* **2,** 201–17.

202. Fredriksson K., Nelen, J., and Fredriksson, B. J. (1968). The LL-group chondrites. In *Origin and Distribution of the Elements* (ed. L. H. Ahrens). Oxford: Pergamon Press, pp. 457–66.

203. Fredriksson, K., Noonan, A., and Nelen, J. (1974). The Bhola stone – a true polymict breccia? (abs). *Meteoritics* **9,** 338–9.

204. Fredriksson, K., O'Keefe, J., and Brenner, P. (1978). The bulk composition of individual chondrules (abs). *Meteoritics* **13,** 464.

205. Frick, U., and Chang, S. (1978). Elimination of chromite and novel sulfides as important carriers of noble gases in carbonaceous meteorites (abs). *Meteoritics* **13,** 465–70.

206. Frick, U., and Moniot, R. K. (1976). Noble gases in carbonaceous residues from the Orgueil and Murray meteorite (abs). *Meteoritics* **11,** 281–3.

207. Fricker, P. E., Goldstein, J. I., and Summers, A. L. (1970). Cooling rates and thermal histories of iron and stony-iron meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **34,** 475–91.

208. Fruland, R. M. (1978). SEM study of Allende dark inclusions. In *Lunar and Planetary Science, Vol. IX.* Houston: Lunar and Planetary Institute, pp. 353–5.

209. Fuchs, L. H. (1971). Occurrence of wollastonite, rhönite and andradite in the Allende meteorite. *Am. Mineral.* **56,** 2053–68.

210. Fuchs, L. H., and Blander, M. (1977). Molybdenite in calcium–aluminum-rich inclusions in the Allende meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41,** 1170–5.

211. Fuchs, L. H., Olsen, E., and Jensen, K. J. (1973). Mineralogy, mineral-chemistry, and composition of the Murchison (C2) meteorite. *Smithson. Contrib. Earth Sci.* **10,** 1–39.

212. Fukuoka, T., Boynton, W. V., Ma, M.-S., and Schmitt, R. A. (1977). Genesis of howardites, diogenites, and eucrites. In *Proc. Eighth Lunar Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **8.** Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 187–210.

213. Fukuoka, T., Ma, M.-S., Wakita, H., and Schmitt, R. A. (1978). Lodran: the residue of limited partial melting of matter like a hybrid between H and E chondrites. In *Lunar and Planetary Science, Vol. IX.* Houston: Lunar and Planetary Institute, pp. 356–8.

214. Fukuoka, T., and Schmitt, R. A. (1978). Chemical compositions of silicate inclusions in IAB iron meteorites. In *Lunar and Planetary Science, Vol. IX*. Houston: Lunar and Planetary Institute, pp. 359–61.
215. Gaffey, M. J., and McCord, T. B. (1978). Asteroid surface materials: mineralogical characterizations from reflectance spectra. *Space Sci. Rev.* **21,** 555–628.
216. Gale, N. H., Arden, J., and Hutchison, R. (1972). Uranium–lead chronology of chondritic meteorites. *Nature Phys. Sci.* **240,** 56–7.
217. – (1975). The chronology of the Nakhla achondritic meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **26,** 195–206.
218. Ganapathy, R., (1980). A major meteorite impact on the Earth 65 million years ago: evidence from the Cretaceous–Tertiary boundary clay. *Science* **209,** 921–3.
219. Ganapathy, R., and Anders, E. (1969). Ages of calcium-rich achondrites – II. Howardites, nakhlites, and the Angra dos Reis angrite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **33,** 775–87.
220. Garcia, D. J., and Prinz, M. (1978). The Binda orthopyroxene cumulate eucrite (abs). *Meteoritics* **13,** 473.
221. Gast, P. W., and Hubbard, N. J. (1970). Rare earth abundances in soil and rocks from the Ocean of Storms. *Earth Planet. Sci. Lett.* **10,** 94–101.
222. Göbel, R., Ott, U., and Begemann, F. (1978). On trapped noble gases in ureilites. *J. Geophys. Res.* **83,** 855–67.
223. Goettel, K. A. (1973). Partitioning of potassium between silicates and sulfide melts (abs). *Meteoritics* **8,** 373.
224. Goldberg, E., Uchiyama, A., and Brown, H. (1951). The distribution of nickel, cobalt, gallium, palladium and gold in iron meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **2,** 1–25.
225. Goldstein, J. I. (1965). The formation of the kamacite phase in metallic meteorites. *J. Geophys. Res.* **70,** 6223–32.
226. Goldstein, J. I., and Axon, H. J. (1973). The Widmannstätten figure in iron meteorites. *Naturwissenschaften* **60,** 313–21.
227. Goldstein, J. I., and Ogilvie, R. E. (1965a). A re-evaluation of the Fe-rich portion of the Fe–Ni system. *Trans. Met. Soc. AIME* **233,** 2083–7.
228. – (1965b). The growth of the Widmannstätten pattern in metallic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **29,** 893–920.
229. Goldstein, J. I., and Short, J. M. (1967a). Cooling rates of 27 iron and stony-iron meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31,** 1001–23.
230. – (1967b). The iron meteorites, their thermal history and parent bodies. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31,** 1733–70.
231. Gooding, J. L., Keil, K., Fukuoka, T., and Schmitt, R. A. (1978a). Chemical–petrological comparison of individual chondrules from the Chainpur (LL3) and Tieschitz (H3) chondrites (abs). *Meteoritics* **13,** 475–6.
232. Gooding, J. L., Keil, K., and Healey, J. T. (1978b). Physical properties of individual chondrules from ordinary chondrites (abs). *Meteoritics* **13,** 476–7.
233. Gooley, R. (1972). The chemistry and mineralogy of the diogenites. Ph.D. thesis, Arizona State University.
234. Gooley, R., and Moore, C. B. (1976). Native metal in diogenite meteorites. *Am. Mineral.* **61,** 373–8.
235. Gopalan, K., and Wetherill, G. W. (1968). Rubidium–strontium age of hypersthene (L) chondrites. *J. Geophys. Res.* **73,** 7133–6.
236. – (1969). Rubidium–strontium age of amphoterite (LL) chondrites. *J. Geophys. Res.* **74,** 4349–58.

237.– (1970). Rubidium–strontium studies on enstatite chondrites: whole meteorite and mineral isochrons. *J. Geophys. Res.* **75**, 3457–67.
238.– (1971). Rubidium–strontium studies on black hypersthene chondrites: effects of shock and reheating. *J. Geophys. Res.* **76**, 8484–92.
239. Graham, A. L., Easton, A. J., and Hutchison, R. (1977). Forsterite chondrites; the meteorites Kakangari, Mount Morris (Wisconsin), Pontlyfni, and Winona. *Mineral. Mag.* **41**, 201–10.
240. Graham, A. L., Easton, A. J., Hutchison, R., and Jérome, D. Y. (1976). The Bovedy meteorite; mineral chemistry and origin of its Ca-rich glass inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40**, 529–35.
241. Gray, C. M., Papanastassiou, D. A., and Wasserburg, G. J. (1973). The identification of early condensates from the solar nebula. *Icarus* **20**, 213–39.
242. Greenland, L., and Lovering, J. F. (1965). Minor and trace element abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **29**, 821–58.
243. Gros, J., and Anders, E. (1977). Gas-rich minerals in the Allende meteorite: attempted chemical characterization. *Earth Planet. Sci. Lett.* **33**, 401–6.
244. Grossman, J. N., Kracher, A., and Wasson, J. T. (1979a). Volatiles in Chainpur chondrules. *Geophys. Res. Lett.* **6**, 597–600.
245. Grossman, L. (1972). Condensation in the primitive solar nebula. *Geochim. Cosmochim. Acta* **36**, 597–619.
246.– (1975). Petrography and mineral chemistry of Ca-rich inclusions in the Allende meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **39**, 433–54.
247. Grossman, L., and Clark, S. P., Jr. (1973). High-temperature condensates in chondrites and the environment in which they formed. *Geochim. Cosmochim. Acta* **37**, 635–49.
248. Grossman, L., Fruland, R. M., and McKay, D. S. (1975). Scanning electron microscopy of a pink inclusion from the Allende meteorite. *Geophys. Res. Lett.* **2**, 37–40.
249. Grossman, L., and Ganapathy, R. (1976). Trace elements in the Allende meteorite – II. Fine-grained, Ca-rich inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40**, 967–77.
250. Grossman, L., Ganapathy, R., and Davis, A. M. (1977). Trace elements in the Allende meteorite – III. Coarse-grained inclusions revisited. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41**, 1647–64.
251. Grossman, L., Ganapathy, R., Methot, R. L., and Davis, A. M. (1979b). Trace elements in the Allende meteorite – IV. Amoeboid olivine aggregates. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43**, 817–29.
252. Grossman, L., and Larimer, J. W. (1974). Early chemical history of the solar system. *Rev. Geophys. Space Phys.* **12**, 71–101.
253. Grossman, L., and Olsen, E. (1974). Origin of the high-temperature fraction of C2 chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **38**, 173–87.
254. Grossman, L., and Steele, I. M. (1976). Amoeboid olivine aggregates in the Allende meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40**, 149–55.
255. Haggerty, S. E., and McMahon, B. M. (1979). Magnetite–sulfide–metal complexes in the Allende meteorite. *Proc. Tenth Lunar Plan. Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **10**. Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 851–70.
256. Hamet, J., Nakamura, N., Unruh, D. M., and Tatsumoto, M. (1978). Origin and history of the adcumulate eucrite, Moama, as inferred from REE abundances, Sm–Nd and U–Pb systematics. *Proc. Ninth Lunar and Planet. Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **9**. Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 1115–36.
257. Hamilton, P. J., Evensen, N. M., and O'Nions, R. K. (1979). Chronology and chemistry of Parnallee (LL-3) chondrules. In *Lunar and Planetary Science, Vol. X*. Houston: Lunar and Planetary Science Institute, pp. 494–6.

258. Harris, P. G., and Tozer, D. C. (1967). Fractionation of iron in the solar system. *Nature* **215,** 1449–51.
259. Hartmann, W. K. (1972). Paleocratering of the Moon: review of post-Apollo data. *Astrophys. Space Sci.* **17,** 48–64.
260. Hayatsu, R., Scott, R. G., Studier, M. H., Lewis, R. S., and Anders, E. (1980). Carbynes in meteorites: detection, low-temperature origin, and implications for interstellar molecules. *Science* **209,** 1515–18.
261. Hayes, J. M. (1967). Organic constituents of meteorites – a review. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31,** 1395–1440.
262. Hazen, R. M., and Finger, L. W. (1977). Crystal structure and compositional variation of Angra dos Reis fassaite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **35,** 357–62.
263. Hensen, B. J. (1973). Pyroxenes and garnets as geothermometers and barometers. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.* **72,** 527–34.
264. Herndon, J. M., and Herndon, M. A. (1977). Aluminum-26 as a planetoid heat source in the early solar system. *Meteoritics* **12,** 459–65.
265. Herndon, J. M., and Rowe, M. W. (1973). Thermal models of inhomogeneously accreted meteorite parent bodies. *Nature Phys. Sci.* **244,** 40–1.
266. – (1974). Magnetism in meteorites. *Meteoritics* **9,** 289–305.
267. Herndon, J. M., and Rudee, M. L. (1978). Thermal history of Abee enstatite chondrite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **41,** 101–6.
268. Herndon, J. M., and Suess, H. E. (1976). Can enstatite meteorites form from a nebula of solar composition? *Geochim. Cosmochim. Acta* **40,** 395–9.
269. – (1977). Can the ordinary chondrites have condensed from a gas phase? *Geochim. Cosmochim. Acta* **41,** 233–6.
270. Herr, W., Hoffmeister, W., Hirt, B., Geiss, J., and Houtermans, F. G. (1961). Versuch zur Datierung von Eisenmeteoriten nach der Rhenium-Osmium-Methode. *Z. Naturforsch.* **16a,** 1053–8.
271. Hertogen, J., Vizgirda, J., and Anders, E. (1977). Composition of the parent body of eucritic meteorites (abs). *Bull. Am. Astron. Soc.* **9,** 458–9.
272. Herzog, G. F., Anders, E., Alexander, E. C., Jr., Davis, P. K., and Lewis, R. S. (1973). Iodine-129/xenon-129 age of magnetite from the Orgueil meteorite. *Science* **180,** 489–91.
273. Herzog, G. F., Gibson, E. K., Jr., and Lipschutz, M. E. (1979). Thermal metamorphism of primitive meteorites – VIII. Noble gases, carbon and sulfur in Allende (C3) meteorite heated at 400–1000°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43,** 395–404.
274. Hess, H. H., and Henderson, E. P. (1949). The Moore County meteorite: a further study with comment on its primordial environment. *Am. Mineral.* **34,** 494–507.
275. Hey, M. H. (1966). *Catalogue of Meteorites,* 3rd ed. London: British Museum.
276. Hey, M. H., and Easton, A. J. (1967). The Khor Temiki meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31,** 1789–92.
277. Heymann, D. (1967). On the origin of hypersthene chondrites: ages and shock effects of black chondrites. *Icarus* **6,** 189–221.
278. Heyse, J. V. (1975). Garland: polymict-brecciated unequilibrated hypersthene achondrite (abs). *Meteoritics* **10,** 413–14.
279. – (1976). Subclassification of ordinary chondrites on the basis of feldspar grain size (abs). EOS, *Trans. Am. Geophys. Union* **57,** 276.
280. – (1978). The metamorphic history of LL-group ordinary chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **40,** 365–81.
281. Higuchi, H., Ganapathy, R., Morgan, J. W., and Anders, E. (1977). "Mysterite": a late condensate from the solar nebula. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41,** 843–52.

282. Higuchi, H., Morgan, J. W., Ganapathy, R., and Anders, E. (1976). Chemical fractionations in meteorites – X. Ureilites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40,** 1563–71.
283. Hindley, K. B., and Houlden, M. A. (1977). The British fireball network (abs). *Meteoritics* **12,** 257–8.
284. Hohenberg, C. M. (1970). Xenon from the Angra dos Reis meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **34,** 185–91.
285. Hohenberg, C. M., Podosek, F. A., and Reynolds, J. H. (1967). Xenon–iodine dating: sharp isochronism in chondrites. *Science* **156,** 233–6.
286. Hohenberg, C. M., and Reynolds, J. H. (1969). Preservation of the iodine–xenon record in meteorites. *J. Geophys. Res.* **74,** 6679–83.
287. Huey, J. M., and Kohman, T. P. (1973). ^{207}Pb–^{206}Pb isochron and age of chondrites. *J. Geophys. Res.* **78,** 3227–44.
288. Huneke, J. C., Smith, S. P., Rajan, R. S., Papanastassiou, D. A., and Wasserburg, G. J. (1977). Comparison of the chronology of the Kapoeta parent planet and the Moon. In *Lunar Science, Vol. VIII.* Houston: Lunar Science Institute, pp. 484–6.
289. Hutchison, R. (1972). The Angra dos Reis (stone) mineral assemblage and the genesis of stony meteorites. *Nature Phys. Sci.* **240,** 58–9.
290. – (1977). A crystalline ureilite from Oman (abs). *Meteoritics* **12,** 263.
291. Hutchison, R., Bevan, A. W. R., Agrell, S. O., and Ashworth, J. R. (1979). Accretion temperature of the Tieschitz, H3, chondritic meteorite. *Nature* **280,** 116–19.
292. Hutchison, R., Bevan, A. W. R., and Hall, J. M. (1977). *Appendix to the Catalogue of Meteorites.* London: British Museum.
293. Hutchison, R., Gale, N. H., and Arden, J. W. (1975). Invalid 4.01-Gyr model U–Pb "age" of the Nakhla meteorite. *Nature* **254,** 678–80.
294. Hutchison, R., and Symes, R. F. (1972). Calcium variation in olivines of the Murchison and Vigarano meteorites. *Meteoritics* **7,** 23–9.
295. Ikramuddin, M., Binz, C. M., and Lipschutz, M. E. (1976). Thermal metamorphism of primitive meteorites – II. Ten trace elements in Abee enstatite chondrite heated at 400–1000°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40,** 133–42.
296. – (1977a). Thermal metamorphism of primitive meteorites – III. Ten trace elements in Krymka (L3) heated at 400–1000°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41,** 393–401.
297. Ikramuddin, M., Matza, S., and Lipschutz, M. E. (1977b). Thermal metamorphism of primitive meteorites – V. Ten trace elements in Tieschitz H3 chondrite heated at 400–1000°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41,** 1247–56.
298. Inman, D. L. (1952). Measures for describing the size distribution of sediments. *J. Sed. Petrol.* **22,** 125–45.
299. Ishii, T., Takeda, H., and Yanai, K. (1979). Pyroxene geothermometry applied to a three-pyroxene achondrite from Allan Hills, Antarctica, and ordinary chondrites. *Mineral. J.* **9,** 460–81.
300. Ives, C. E. (1961). The amount to carry – measuring the prospect. In *"Essays Before a Sonata," "The Majority," and Other Writings by Charles Ives* (ed. H. Boatwright). New York: W. W. Norton & Co., pp. 235–42.
301. Jaeger, R. R., and Lipschutz, M. E. (1967). Implications of shock effects in iron meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31,** 1811–32.
302. Jain, A. V., Gordon, R. B., and Lipschutz, M. E. (1972). Hardness of kamacite and shock histories of 119 meteorites. *J. Geophys. Res.* **77,** 6940–54.
303. Jain, A. V., and Lipschutz, M. E. (1971). Shock history of iron meteorites and their parent bodies: a review, 1967–1971. *Chem. Erde* **30,** 199–215.
304. – (1973). Shock history of mesosiderites. *Nature Phys. Sci.* **242,** 26–8.

305. Jarosewich, E. (1966). Chemical analyses of ten stony meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **30,** 1261–5.
306. – (1967). Chemical analyses of seven stony meteorites and one iron with silicate inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31,** 1103–6.
307. Jarosewich, E., and Mason, B. (1969). Chemical analyses with notes on one mesosiderite and seven chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **33,** 411–16.
308. Jedwab, J. (1967). La magnetite en plaquettes des meteorites carbonees d'Alais, Ivuna, et Orgueil. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2,** 440–4.
309. Jérome, D. Y., and Goles, G. G. (1971). A re-examination of relationships among pyroxene–plagioclase achondrites. In *Activation Analysis in Geochemistry and Cosmochemistry* (ed. A. Brunfelt and E. Steinnes). Oslo: Universitetsforlaget, pp. 261–6.
310. Jobbins, E. A., Dimes, F. G., Binns, R. A., Hey, M. H., and Reed, S. J. B. (1966). The Barwell meteorite. *Mineral. Mag.* **35,** 881–902.
311. Johnson, J. E., Scrymgour, J., Jarosewich, E., and Mason, B. (1977). Brachina meteorite – a chassignite from South Australia. *Records of the South Australian Museum* **17,** 309–19.
312. Jordan, J., Kirsten, T., and Richter, H. (1977). I–Xe dating of selected ordinary chondrites (abs). *Meteoritics* **12,** 269–70.
313. – (1978). More Indians join the Arapahoe (L5) tribe in I–Xe dating (abs.). *Meteoritics* **13,** 506–8.
314. Kallemeyn, G. W., Boynton, W. V., Willis, J., and Wasson, J. T. (1978). Formation of the Bencubbin polymict meteoritic breccia. *Geochim. Cosmochim. Acta* **42,** 507–15.
315. Kaushal, S. K., and Wetherill, G. W. (1969). Rb^{87}–Sr^{87} age of bronzite (H group) chondrites. *J. Geophys. Res.* **74,** 2717–26.
316. – (1970). Rubidium-87–strontium-87 age of carbonaceous chondrites. *J. Geophys. Res.* **75,** 463–8.
317. Keays, R. R., Ganapathy, R., and Anders, E. (1971). Chemical fractionations in meteorites – IV. Abundances of fourteen trace elements in L-chondrites; implications for cosmothermometry. *Geochim. Cosmochim. Acta* **35,** 337–63.
318. Keil, K. (1962). Quantitativ-eszmikroskopische Integrationsanalyse der Chondrite (Zur Frage des mittleren Verhältnisses von Nickeleisen-: Troilit-: Chromit-: Silikatanteil in den Chondriten). *Chem. Erde* **22,** 281–348.
319. – (1968). Mineralogical and chemical relationships among enstatite chondrites. *J. Geophys. Res.* **73,** 6945–76.
320. – (1976). Preface: the Kenna consortium. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40,** 1427–8.
321. – (1977) Preface: the Angra dos Reis consortium. *Earth Planet. Sci. Lett.* **35,** 271.
322. Keil, K., and Fredriksson, K. (1964). The iron, magnesium, and calcium distribution in coexisting olivines and rhombic pyroxenes of chondrites. *J. Geophys. Res.* **69,** 3487–515.
323. Keil, K., and Fuchs, L. H. (1971). Hibonite $[Ca_2(Al,Ti)_{24}O_{38}]$ from the Leoville and Allende chondritic meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **12,** 184–90.
324. Keil, K., Huss, G. I., and Wiik, H. B. (1969). The Leoville, Kansas, meteorite: a polymict breccia of carbonaceous chondrite and achondrite (abs). In *Meteorite Research* (ed. P. M. Millman). Dordrecht: D. Reidel, p. 217.
325. Keil, K., Mason, B., Wiik, H. B., and Fredriksson, K. (1964). The Chainpur meteorite. *Am. Mus. Novitates* **2173,** 1–28.
326. Kelly, W. R., and Larimer, J. W. (1977). Chemical fractionations in meteorites. VIII. Iron meteorites and the cosmochemical history of the metal phase. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41,** 93–111.

327. Kelly, W. R., and Wasserburg, G. J. (1978). Evidence for the existence of ^{107}Pb in the early solar system. *Geophys. Res. Lett.* **5**, 1079–82.
328. Kempe, W., and Müller, O. (1969). The stony meteorite Krähenberg. Its chemical composition and the Rb–Sr age of the light and dark portions. In *Meteorite Research* (ed. P. M. Millman). Dordrecht: D. Reidel, pp. 418–28.
329. Kerridge, J. F. (1964). Low-temperature minerals from the fine-grained matrix of some carbonaceous meteorites. *Ann. N.Y. Acad. Sci.* **119**, 41–53.
330. – (1970). Some observations on the nature of magnetite in the Orgueil meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **9**, 299–306.
331. – (1976). Major element composition of phyllosilicates in the Orgueil carbonaceous meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **29**, 194–200.
332. Kieffer, S. W. (1975). Droplet chondrules. *Science* **189**, 333–40.
333. King, T. V. V., and King, E. A. (1978). Grain size and petrography of C2 and C3 carbonaceous chondrites. *Meteoritics* **13**, 47–72.
334. Kirsten, T., Krankowsky, D., and Zähringer, J. (1963). Edelgas- und Kalium-Bestimmungen an einer grösseren Zahl von Steinmeteoriten. *Geochim. Cosmochim. Acta* **27**, 13–42.
335. Klosterman, M. J., and Buseck, P. R. (1973). Structural analysis of olivine in pallasitic meteorites: deformation in planetary interiors. *J. Geophys. Res.* **78**, 7581–8.
336. Krähenbühl, U., Morgan, J. W., Ganapathy, R., and Anders, E. (1973). Abundance of 17 trace elements in carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **37**, 1353–70.
337. Kretz, R. (1963). Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. *J. Geol.* **71**, 773–85.
338. Kullerud, G. (1963). The Fe–Ni–S system. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.* **62**, 175–89.
339. Kulpecz, A. A., Jr., and Hewins, R. H. (1978). Cooling rate based on schreibersite growth for the Emery mesosiderite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **42**, 1495–500.
340. Kurat, G. (1967a). Einige Chondren aus dem Meteoriten von Mezö-Madaras. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31**, 1843–57.
341. – (1967b). Zur Entstehung der Chondren. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31**, 491–502.
342. – (1969). The formation of chondrules and chondrites and some observations on chondrules from the Tieschitz meteorite. In *Meteorite Research* (ed. P. M. Millman). Dordrecht: D. Reidel, pp. 185–90.
343. – (1970). Zur Genese der Ca–Al-reichen Einschlüsse im Chondriten von Lancé. *Earth Planet. Sci. Lett.* **9**, 225–31.
344. – (1971). Die chemische Zusammensetzung von Gläsern und Chondrenmatrizes im Chondriten von Tieschitz. *Chem. Erde* **30**, 235–49.
345. – (1975). Der kohlige Chondrit Lancé: eine petrologische Analyse der komplexen Genese eines Chondriten. *Tschermaks Mineral. Petrog. Mitt.* **22**, 38–78.
346. Kurat, G., Fredriksson, K., and Nelen, J. (1969). Der Meteorit von Siena. *Geochim. Cosmochim. Acta* **33**, 765–73.
347. Kurat, G., Hoinkes, G., and Fredriksson, K. (1975). Zoned Ca–Al-rich chondrule in Bali: new evidence against the primordial condensation model. *Earth Planet. Sci. Lett.* **26**, 140–4.
348. Kurat, G., and Kracher, A. (1975). Preliminary report on the Cochabamba carbonaceous chondrite (abs). *Meteoritics* **10**, 432–3.
349. *Кваша Л. Г.* Некоторые новые данные о строении хондритов. — Метеоритика, 1961, вып. 20, 124—136.
350. Lal, D., and Rajan, R. S. (1969). Observations on space irradiation of individual crystals of gas-rich meteorites. *Nature* **223**, 269–71.

351. Lancet, M. S., and Lancet, K. (1971). Cosmic-ray and gas-retention ages of the Chassigny meteorite. *Meteoritics* **6,** 81–5.
352. Larimer, J. W. (1967). Chemical fractionations in meteorites – I. Condensation of the elements. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31,** 1215–38.
353. – (1968a). An experimental investigation of oldhamite, CaS; and the petrologic significance of oldhamite in meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **32,** 965–82.
354. – (1968b). Experimental studies on the system Fe–MgO–SiO_2–O_2 and their bearing on the petrology of chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **32,** 1187–207.
355. – (1973). Chemical fractionations in meteorites – VII. Cosmothermometry and cosmobarometry. *Geochim. Cosmochim. Acta* **37,** 1603–23.
356. Larimer, J. W., and Anders, E. (1967). Chemical fractionations in meteorites – II. Abundance patterns and their interpretation. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31,** 1239–70.
357. – (1970). Chemical fractionations in meteorites – III. Major element fractionations in chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **34,** 367–87.
358. Larimer, J. W., and Bartholomay, M. (1979). The role of carbon and oxygen in cosmic gases: some applications to the chemistry and mineralogy of enstatite chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43,** 1455–66.
359. Larson, H. P., and Fink, U. (1975). Infrared spectral observations of asteroid 4 Vesta. *Icarus* **26,** 420–7.
360. Larson, R. B. (1972). Collapse calculations and their implications for the formation of the solar system. In *On the Origin of the Solar System* (ed. H. Reeves). Paris: C.N.R.S., pp. 142–50.
361. Lattimer, J. M., Schramm, D. N., and Grossman, L. (1978). Condensation in supernova ejecta and isotopic anomalies in meteorites. *Astrophys. J.* **219,** 230–49.
362. Laul, J. C., Ganapathy, R., Anders, E., and Morgan, J. W. (1973). Chemical fractionations in meteorites – VI. Accretion temperatures of H-, LL-, and E-chondrites, from abundance of volatile trace elements. *Geochim. Cosmochim. Acta* **37,** 329–57.
363. Laul, J. C., Keays, R. R., Ganapathy, R., Anders, E., and Morgan, J. W. (1972). Chemical fractionations in meteorites – V. Volatile and siderophile elements in achondrites and ocean ridge basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta* **36,** 329–45.
364. Lee, T., Papanastassiou, D. A., and Wasserburg, G. J. (1976). Demonstration of ^{26}Mg excess in Allende and evidence for ^{26}Al. *Geophys. Res. Lett.* **3,** 109–12.
365. – (1977). Aluminum-26 in the early solar system: fossil or fuel? *Astrophys. J.* **211,** L107–10.
366. – (1978). Calcium isotopic anomalies in the Allende meteorite. *Astrophys. J.* **220,** L21–5.
367. Levin, B. J. (1958). Uber den Ursprung der Meteoriten. *Chem. Erde* **19,** 286–95.
368. Lewis, R. S., Alaerts, L., Hertogen, J., Janssens, M.-J., Palme, H., and Anders, E. (1979). A carbonaceous inclusion from the Krymka LL-chondrite: noble gases and trace elements. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43,** 897–903.
369. Lewis, R. S., and Anders, E. (1975). Condensation time of the solar nebula from extinct ^{129}I in primitive meteorites. *Proc. Nat. Acad. Sci.* **72,** 268–73.
370. Lewis, R. S., Srinivasan, B., and Anders, E. (1975). Host phase of a strange xenon component in Allende. *Science* **190,** 1251–62.
371. Lin, L. S., Goldstein, J. I., and Williams, D. B. (1979). Analytical electron microscopy study of the plessite structure in four IIICD iron meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43,** 725–37.
372. Lindsley, D. H., King, H. E., Jr., and Turnock, A. C. (1974). Compositions of synthetic augite and hypersthene coexisting at 810°C: application to pyroxenes from lunar highlands rocks. *Geophys. Res. Lett.* **1,** 134–6.

373. Lipschutz, M. E. (1964). Origin of diamonds in ureilites. *Science* **143,** 1431–4.
374. – (1968). Shock effects in iron meteorites: a review. In *Shock Metamorphism of Natural Materials* (ed. B. M. French and J. M. Short). Baltimore: Mono Book Corp., pp. 571–99.
375. Lipschutz, M. E., and Anders, E. (1961). The record in the meteorites – IV. Origin of diamonds in iron meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **24,** 83–105.
376. Lomena, I. S. M., Touré, F., Gibson, E. K., Jr., Clanton, U. S., and Reid, A. M. (1976). Aïoun el Atrouss: a new hypersthene achondrite with eucritic inclusions. *Meteoritics* **11,** 51–7.
377. Lord, H. C., III (1965). Molecular equilibria and condensation in a solar nebula and cool stellar atmospheres. *Icarus* **4,** 279–88.
378. Lovering, J. F. (1957). Differentiation in the iron–nickel core of a parent meteorite body. *Geochim. Cosmochim. Acta* **12,** 238–52.
379. – (1975). The Moama eucrite – a pyroxene – plagioclase adcumulate. *Meteoritics* **10,** 101–14.
380. Lovering, J. F., Nichiporuk, W., Chodos, A., and Brown, H. (1957). The distribution of gallium, germanium, cobalt, chromium, and copper in iron and stony-iron meteorites in relation to nickel content and structure. *Geochim. Cosmochim. Acta* **11,** 263–78.
381. Lugmair, G. W. (1974). Sm–Nd ages: a new dating method (abs). *Meteoritics* **9,** 369.
382. Lugmair, G. W., and Marti, K. (1977). Sm–Nd–Pu timepieces in the Angra dos Reis meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **35,** 273–84.
383. Lugmair, G. W., Scheinin, N. B., and Carlson, R. W. (1977). Sm–Nd systematics of the Serra de Magé eucrite (abs). *Meteoritics* **12,** 300–1.
384. Lux, G., Keil, K., and Taylor, G. J. (1978). Bulk compositional and textural trends of chondrules from H3 to H6 chondrites (abs). *Meteoritics* **13,** 542–3.
385. – (1980). Metamorphism of the H-group chondrites: implications from compositional and textural trends in chondrules. *Geochim. Cosmochim. Acta* **44,** 841–55.
386. Ma, M.-S., Murali, A. V., and Schmitt. R. A. (1977). Genesis of the Angra dos Reis and other achondritic meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **35,** 331–46.
387. Macdougall, J. D. (1977). Time of compaction of Orgueil (abs). *Meteoritics* **12,** 301–2.
388. Macdougall, J. D., and Kerridge, J. F. (1977). Cubanite: a new sulfide phase in CI meteorites. *Science* **197,** 561–2.
389. Macdougall, J. D., and Kothari, B. K. (1976). Formation chronology for C2 meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **33,** 36–44.
390. Mackinnon, I. D. R., and Buseck, P. R. (1979). High resolution transmission electron microscopy of two stony meteorites: Murchison and Kenna. *Proc. Tenth Lunar Plan. Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **10.** Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 937–49.
391. Malysheva, T. V., Shevabeevsky, I. D., and Shcherbovsky, E. J. (1980). On the possibility of origin of the Ca–Al-rich inclusions by means of thermal alteration of C2 chondrites. In *Lunar and Planetary Science, Vol. XI.* Houston: Lunar and Planetary Institute, pp. 666–8.
392. Manhes, G., Minster, J.-F., and Allègre, C. J. (1975). Lead–lead and rubidium–strontium study of the Saint-Sèverin LL6 chondrite (abs). *Meteoritics* **10,** 451.
393. – (1978). Comparative uranium–thorium–lead and rubidium–strontium study of the Saint Sèverin amphoterite: consequences for early solar system chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* **39,** 14–24.
394. Manuel, O. K., Alexander, E. C., Jr., Roach, D. V., and Ganapathy, R. (1968). ^{129}I–^{129}Xe dating of chondrites. *Icarus* **9,** 291–304.

395. Mao, H. K., Bell, P. M., and Virgo, D. (1977). Crystal-field spectra of fassaite from the Angra dos Reis meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **35,** 352–6.
396. Martin, P. M., and Mason, B. (1974). Major and trace elements in the Allende meteorite. *Nature* **249,** 333–4.
397. Martin, P. M., and Mills, A. A. (1976). Size and shape of chondrules in the Bjurböle and Chainpur meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **33,** 239–48.
398. Martin, P. M., Mills, A. A., and Walker, E. (1975). Preferential orientation in four C3 chondritic meteorites. *Nature* **257,** 37–8.
399. Marvin, U. B., and Wood, J. A. (1972). The Haverö ureilite: petrographic notes. *Meteoritics* **7,** 601–10.
400. Marvin, U. B., Wood, J. A., and Dickey, J. S., Jr. (1970). Ca–Al-rich phases in the Allende meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **7,** 346–50.
401. Mason, B. (1960). The origin of meteorites. *J. Geophys. Res.* **65,** 2965–70.
402. – (1962). *Meteorites.* New York: John Wiley & Sons.
403. – (1963a). Olivine composition in chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **27,** 1011–23.
404. – (1963b). The hypersthene achondrites. *Am. Mus. Novitates* **2155,** 1–13.
405. – (1963c). The pallasites. *Am. Mus. Novitates* **2163,** 1–19.
406. – (1965). The chemical composition of olivine–bronzite and olivine–hypersthene chondrites. *Am. Mus. Novitates* **2223,** 1–38.
407. – (1966). The enstatite chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **30,** 23–39.
408. – (1967a). Olivine composition in chondrites – a supplement. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31,** 1100–3.
409. – (1967b). Meteorites. *Am. Sci.* **55,** 429–55.
410. – (1972). The mineralogy of meteorites. *Meteoritics* **7,** 309–26.
411. – (1978). In *Antarctic Meteorite Newsletter* **1,** pp. 31, 32, 37.
412. – (1979). Meteorites. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 440-B-1.
413. Mason, B., and Jarosewich, E. J. (1973). The Barea, Dyarrl Island, and Emery meteorites, and a review of the mesosiderites. *Mineral. Mag.* **39,** 204–15.
414. Mazor, E., Heymann, D., and Anders, E. (1970). Noble gases in carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **34,** 781–824.
415. McCall, G. J. H. (1973). *Meteorites and Their Origins.* New York: John Wiley & Sons.
416. McCall, G. J. H., and Cleverly, W. H. (1968). New stony meteorite finds including two ureilites from the Nullarbor Plain, Western Australia. *Mineral. Mag.* **36,** 691–716.
417. McCallum, I. S. (1968). Equilibrium relationships among the coexisting minerals in the Stillwater complex, Montana. Ph.D. thesis, University of Chicago.
418. McCarthy, T. S., and Ahrens, L. H. (1971). The composition of stony meteorites X. The Ca/Al ratio in mesosiderites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **11,** 35–6.
419. McCarthy, T. S., Ahrens, L. H., and Erlank, A. J. (1972). Further evidence in support of the mixing model for howardite origin. *Earth Planet. Sci. Lett.* **15,** 86–93.
420. McCarthy, T. S., Erland, A. J., and Willis, J. P. (1973). On the origin of eucrites and diogenites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **18,** 433–42.
421. McCarthy, T. S., Erland, A. J., Willis, J. P., and Ahrens, L. H. (1974). New chemical analyses of six achondrites and one chondrite. *Meteoritics* **9,** 215–21.
422. McCord, T. B., Adams, J. B., and Johnson, T. V. (1970). Asteroid Vesta: spectral reflectivity and compositional implications. *Science* **168,** 1445–7.
423. McKee, T. R., and Moore, C. B. (1979). Characterization of submicron matrix phyllosilicates from Murray and Nogoya carbonaceous chondrites. *Proc. Tenth Lunar Plan. Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **10.** Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 921–35.

424. McMahon, B. M., Haggerty, S. E., and Bence, R. (1980). Experimental studies bearing on magnetite–alloy associations in the Allende meteorite. In *Lunar and Planetary Science, Vol. XI.* Houston: Lunar and Planetary Institute, pp. 711–13.
425. McSween, H. Y., Jr. (1977a). Carbonaceous chondrites of the Ornans type: a metamorphic sequence. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41,** 477–91.
426. – (1977b). Chemical and petrographic constraints on the origin of chondrules and inclusions in carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41,** 1843–60.
427. – (1977c). On the nature and origin of isolated olivine grains in carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41,** 411–18.
428. – (1977d). Petrographic variations among carbonaceous chondrites of the Vigarano type. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41,** 1777–90.
429. – (1979a). Alteration in CM carbonaceous chondrites inferred from modal and chemical variations in matrix. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43,** 1761–70.
430. – (1979b). Are carbonaceous chondrites primitive or processed? A review. *Rev. Geophys. Space Phys.* **17,** 1059–78.
431. McSween, H. Y., Jr., and Richardson, S. M. (1977). The composition of carbonaceous chondrite matrix. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41,** 1145–61.
432. McSween, H. Y., Jr., Stolper, E. M., Taylor, L. A., Muntean, R. A., O'Kelley, G. D., Eldridge, J. S., Biswas, S., Ngo, H. T., and Lipschutz, M. E. (1979a). Petrogenetic relationship between Allan Hills 77005 and other achondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **45,** 275–84.
433. McSween, H. Y., Jr., Taylor, L. A., and Stolper, E. M. (1979b). Allan Hills 77005: a new meteorite type found in Antarctica. *Science* **204,** 1201–3.
434. Merrihue, C., and Turner, G. (1966). Potassium–argon dating by activation with fast neutrons. *J. Geophys. Res.* **71,** 2852–7.
435. Merrill, G. P. (1920). On chondrules and chondritic structure in meteorites. *Proc. Nat. Acad. Sci.* **6,** 449–72.
436. – (1921). On metamorphism in meteorites. *Geol. Soc. Am. Bull.* **32,** 395–416.
437. Methot, R. L., Noonan, A. F., Jarosewich, E., deGasparis, A. A., and Al-Far, D. M. (1975). Mineralogy, petrology and chemistry of the Isna (C3) meteorite. *Meteoritics* **10,** 121–31.
438. Millman, P. M. (1969). Astronomical information on meteorite orbits. In *Meteorite Research* (ed. P. M. Millman). Dordrecht: D. Reidel, pp. 541–51.
439. Minster, J.-F., and Allègre, C. J. (1978). ^{87}Rb–^{87}Sr dating of L and LL chondrites: effects of shock and brecciation (abs). *Meteoritics* **13,** 563–6.
440. – (1979a). ^{87}Rb–^{87}Sr chronology of H chondrites: constraint and speculations on the early evolution of their parent body. *Earth Planet. Sci. Lett.* **42,** 333–47.
441. – (1979b). ^{87}Rb–^{87}Sr dating of L chondrites: effects of shock and brecciation. *Meteoritics* **14,** 235–48.
442. Minster, J.-F., Birck, J. L., and Allègre, C. J. (1976). $^{87}Rb/^{87}Sr$ constraints on the primitive chronology of meteorites (abs). *Meteoritics* **11,** 336–7.
443. Minster, J.-F., Ricard, L.-P., and Allègre, C. J. (1979). ^{87}Rb–^{87}Sr chronology of enstatite meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **44,** 420–40.
444. Mittlefehldt, D. W., Chou, C.-L., and Wasson, J. T. (1979). Mesosiderites and howardites: igneous formation and possible genetic relationships. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43,** 673–88.
445. Mittlefehldt, D. W., and Wetherill, G. W. (1979). Rb–Sr studies of CI and CM chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43,** 201–6.
446. Miyamoto, M., Takeda, H., Duke, M. B., and Yanai, K. (1978). Pasamonte-like clasts in

eucrite polymict breccias. In *Lunar and Planetary Science, Vol. IX*. Houston: Lunar and Planetary Institute, pp. 744–6.
447. Miyashiro, A. (1962). Common occurrence of high-temperature plagioclase in chondrites. *Jap. J. Geol. Geogr.* **33**, 235–7.
448. Moore, C. B. (1962). The petrochemistry of the achondrites. In *Researches on Meteorites* (ed. C. B. Moore). New York, John Wiley & Sons, pp. 164–78.
449. Moore, C. B., Birrell, P. J., and Lewis, C. F. (1967). Variations in the chemical and mineralogical composition of rim and plains specimens of the Cañon Diablo meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31**, 1885–92.
450. Moren, A. E., and Goldstein, J. I. (1978). Cooling rate variations of group IVA iron meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **40**, 151–61.
451. – (1979). Cooling rates of group IVA iron meteorites determined from a ternary Fe–Ni–P model. *Earth Planet. Sci. Lett.* **43**, 182–96.
452. Morgan, J. W., Higuchi, H., Takahashi, H., and Hertogen, J. (1978). A "chondritic" eucrite parent body: inference from trace elements. *Geochim. Cosmochim. Acta* **42**, 27–38.
453. Morrison, D. (1976). The densities and bulk compositions of Ceres and Vesta. *Geophys. Res. Lett.* **3**, 701–4.
454. Mueller, G. (1962). Interpretation of micro-structures in carbonaceous meteorites. *Nature* **196**, 929–32.
455. – (1969). Genetical interrelations between ureilites and carbonaceous chondrites. In *Meteorite Research* (ed. P. M. Millman). Dordrecht: D. Reidel, pp. 505–17.
456. Mueller, R. F. (1964). Phase equilibria and the crystallization of chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **28**, 189–207.
457. Müller, O., Baedecker, P. A., and Wasson, J. T. (1971). Relationship between siderophilic-element content and oxidation state of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **35**, 1121–37.
458. Müller, O., and Zähringer, J. (1966). Chemische Unterschiede bei Uredelgas-haltigen Steinmeteoriten. *Earth Planet. Sci. Lett.* **1**, 25–9.
459. Müller, W. F., and Hornemann, U. (1969). Shock-induced planar deformation structures in experimentally shock-loaded olivines and in olivines from chondritic meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **7**, 251–64.
460. Müller, W. F., Kurat, G., and Kracher, A. (1977). Crystal structure and composition of cronstedtite from the Cochabamba carbonaceous chondrite (abs). *Meteoritics* **12**, 322.
461. Murthy, V. R., Coscio, M. R., Jr., and Sabelin, T. (1977). Rb–Sr internal isochron and the initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ for the Esterville mesosiderite. *Proc. Eighth Lunar Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **8**. Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 177–86.
462. Nagy, B. (1975). *Carbonaceous Meteorites*. New York: Elsevier Publishing Company.
463. Nakamura, N., Unruh, D. M., Tatsumoto, M., and Hutchison, R. (1977). Nakhla: further evidence for a young crystallization age (abs). *Meteoritics* **12**, 324–5.
464. Nehru, C. E. (1976). Pressure dependence of the enstatite limb of the enstatite–diopside solvus. *Am. Mineral.* **61**, 578–81.
465. Nehru, C. E., Hewins, R. H., Garcia, D. J., Harlow, G. E., and Prinz, M. (1978). Mineralogy and petrology of the Emery mesosiderite (abs). In *Lunar and Planetary Science, Vol. IX*. Houston: Lunar and Planetary Institute, pp. 799–801.
466. Neuvonen, K. J., Ohlson, B., Papunen, H., Häkli, T. A., and Ramdohr, P. (1972). The Haverö ureilite. *Meteoritics* **7**, 515–31.
467. Niemeyer, S. (1979). I–Xe dating of silicate and troilite from IAB iron meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43**, 843–60.

468. Noonan, A. F. (1975). The Clovis (no. 1), New Mexico, meteorite and Ca, Al and Ti-rich inclusions in ordinary chondrites. *Meteoritics* **10,** 51–9.
469. Noonan, A. F., Rajan, R. S., and Chodos, A. A. (1974). Microprobe analyses of glassy particles from howardites (abs). *Meteoritics* **9,** 385–6.
470. Notsu, K., Onuma, N., Nishida, N., and Nagasawa, H. (1978). High temperature heating of the Allende meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **42,** 903–7.
471. Nyquist, L. E., Wooden, J., Bansal, B., Wiesmann, H., McKay, G., and Bogard, D. D. (1979). Rb–Sr age of the Shergotty achondrite and implications for metamorphic resetting of isochron ages. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43,** 1057–74.
472. Obata, M. (1976). The solubility of Al_2O_3 in orthopyroxenes in spinel and plagioclase peridotites and spinel pyroxenite. *Am. Mineral.* **61,** 804–16.
473. Olbers, W. (1803). Uber die vom Himmel gefellenen Steine. *Ann. Physik* **14,** 38–45.
474. Olsen, E., Bunch, T., Jarosewich, E., and Huss, G. I. (1976). Happy Canyon: an E-7 enstatite chondrite (abs). *Meteoritics* **11,** 348–9.
475. Olsen, E., and Fredriksson, K. (1966). Phosphates in iron and pallasite meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **30,** 459–70.
476. Olsen, E., and Jarosewich, E. (1970). The chemical composition of the silicate inclusions in the Weekeroo Station iron meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **8,** 261–6.
477. Olsen, E. J., Noonan, A., Fredriksson, K., Jarosewich, E., and Moreland, G. (1978). Eleven new meteorites from Antarctica, 1976–1977. *Meteoritics* **13,** 209–25.
478. Onuma, N., Clayton, R. N., and Mayeda, T. K. (1972a). Oxygen isotope cosmothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta* **36,** 169–88.
479.– (1972b). Oxygen isotope temperatures of "equilibrated" ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **36,** 157–68.
480. Opik, E. J. (1963). Survival of comet nuclei and the asteroids. *Adv. Astron. Astrophys.* **2,** 219–62.
481.– (1965). The cometary origin of meteorites. *Adv. Astron. Astrophys.* **4,** 301–36.
482. Osborn, T. W., Smith, R. H., and Schmitt, R. A. (1973). Elemental composition of individual chondrules from ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **37,** 1909–42.
483. Owen, E. A., and Liu, Y. H. (1949). Further x-ray study of the equilibrium diagram of the iron–nickel system. *J. Iron Steel Inst. (London)* **163,** 132–7.
484. Palme, H., and Wlotzka, F. (1976). A metal particle from a Ca,Al-rich inclusion from the meteorite Allende, and the condensation of refractory siderophile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.* **33,** 45–60.
485. Papanastassiou, D. A. (1970). The determination of small time differences in the formation of planetary objects. Ph.D. thesis, California Institute of Technology.
486. Papanastassiou, D. A., Rajan, R. S., Huneke, J. C., and Wasserburg, G. J. (1974). Rb–Sr ages and lunar analogs in a basaltic achondrite; implications for early solar system chronologies. In *Lunar Science, Vol. V.* Houston: Lunar Science Institute, pp. 583–5.
487. Papanastassiou, D. A., and Wasserburg, G. J. (1969). Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects. *Earth Planet. Sci. Lett.* **5,** 361–76.
488.– (1974). Evidence for late formation and young metamorphism in the achondrite Nakhla. *Geophys. Res. Lett.* **1,** 23–6.
489.– (1976). Early lunar differentiates and lunar initial $^{87}Sr/^{86}Sr$. In *Lunar Science, Vol. VII.* Houston: Lunar Science Institute, pp. 665–7.
490. Parkin, D. W., and Tilles, D. (1968). Influx measurements of extraterrestrial material. *Science* **159,** 936–46.
491. Patterson, C. (1956). Age of meteorites and the earth. *Geochim. Cosmochim. Acta* **10,** 230–7.

492. Peale, S. J., Cassen, P., and Reynolds, R. T. (1979). Melting of Io by tidal dissipation. *Science* **203,** 892–4.
493. Pellas, P. (1972). Irradiation history of grain aggregates in ordinary chondrites. Possible clues to the advanced stages of accretion. In *From Plasma to Planet* (ed. A. Elvius). New York, John Wiley & Sons, pp. 65–92.
494. Pellas, P., Poupeau, G., Lorin, J.-C., Reeves, H., and Audouze, J. (1969). Primitive low-energy particle irradiation of meteoritic crystals. *Nature* **223,** 272–4.
495. Pellas, P., and Storzer, D. (1977). On the early thermal history of chondritic asteroids derived by 244-plutonium fission track thermometry. In *Comets, Asteroids and Meteorites* (ed. A. H. Delsemme). Toledo, Ohio: University of Toledo, pp. 355–63.
496. Podolak, M., and Cameron, A. G. W. (1974). Possible formation of meteoritic chondrules and inclusions in the precollapse Jovian protoplanetary atmosphere. *Icarus* **23,** 326–33.
497. Podosek, F. A. (1970). Dating of meteorites by the high-temperature release of iodine-correlated Xe^{129}. *Geochim. Cosmochim. Acta* **34,** 341–65.
498. – (1973). Thermal history of the nakhlites by the ^{40}Ar–^{39}Ar method. *Earth Planet. Sci. Lett.* **19,** 135–44.
499. Podosek, F. A., and Hohenberg, C. M. (1970). I–Xe dating: evidence for cold assembly of an unequilibrated chondrite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **8,** 443–7.
500. Podosek, F. A., and Huneke, J. C. (1973). Argon 40–argon 39 chronology of four calcium-rich achondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **37,** 667–84.
501. Powell, B. N. (1969). Petrology and chemistry of mesosiderites – I. Textures and composition of nickel–iron. *Geochim. Cosmochim. Acta* **33,** 789–810.
502. – (1971). Petrology and chemistry of mesosiderites – II. Silicate textures and compositions and metal–silicate relationships. *Geochim. Cosmochim. Acta* **35,** 5–34.
503. Prinz, M., Hlava, P. H., and Keil, K. (1974). The Chassigny meteorite: a relatively iron-rich cumulate dunite (abs). *Meteoritics* **9,** 393–4.
504. Prinz, M., Keil, K., Hlava, P. F., Berkley, J. L., Gomes, C. B., and Curvello, W. S. (1977). Studies of Brazilian meteorites, III. Origin and history of the Angra dos Reis achondrite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **35,** 317–30.
505. Prinz, M., Klimentidis, R., Harlow, G. E., and Hewins, R. H. (1978). Petrologic studies bearing on the origin of the Lodran meteorite. In *Lunar and Planetary Science, Vol. IX.* Houston: Lunar and Planetary Institute, pp. 919–21.
506. Prior, G. T. (1916a). On the genetic relationship and classification of meteorites. *Mineral. Mag.* **18,** 26–44.
507. – (1916b). The meteoric stones of Launton, Warbreccan, Cronstad, Daniel's Kuil, Khairpur, and Soko-Banja. *Mineral. Mag.* **18,** 1–25.
508. – (1920). The classification of meteorites. *Mineral. Mag.* **19,** 51–63.
509. Raikes, S. A., and Ahrens, T. J. (1978). Measurement of post-shock temperatures in silicates (abs). In *Lunar and Planetary Science, Vol. IX.* Houston: Lunar and Planetary Institute, pp. 922–4.
510. Ramdohr, P. (1972). The highly reflecting and opaque components in the mineral content of the Haverö meteorite. *Meteoritics* **7,** 565–71.
511. – (1973). *The Opaque Minerals in Stone Meteorites.* Berlin: Akademie-Verlag.
512. Ramdohr, P., and El Goresy, A. (1969). "Peckelsheim," a new bronzite achondrite from Westfalia, Germany (abs). *Meteoritics* **4,** 291.
513. Randich, E., and Goldstein, J. I. (1978). Cooling rates of seven hexahedrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **42,** 221–33.

514. Reid, A. M. (1974). The Macibini meteorite and some thoughts on the origin of basaltic achondrites (abs). *Meteoritics* **9**, 398–9.
515. Reid, A. M., Bass, M. N., Fujita, H., Kerridge, J. F., and Fredriksson, K. (1970). Olivine and pyroxene in the Orgueil meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **34**, 1253–5.
516. Reid, A. M., and Bunch, T. E. (1975). The Nakhlites part II: where, when, and how. *Meteoritics* **10**, 317–24.
517. Reid, A. M., Williams, R. J., Gibson, E. K., Jr., and Fredriksson, K. (1974a). A refractory glass chondrule in the Vigarano chondrite. *Meteoritics* **9**, 35–45.
518. Reid, A. M., Williams, R. J., and Takeda, H. (1974b). Coexisting bronzite and clinobronzite and the thermal evolution of the Steinbach meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **22**, 67–74.
519. Reimold, W. U., and Stöffler, D. (1978). Experimental shock metamorphism of dunite. *Proc. Ninth Lunar Planet. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **9**. Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 2805–24.
520. Reynolds, J. H. (1960). Determination of the age of the elements. *Phys. Rev. Lett.* **4**, 8–10.
521. – (1963). Xenology. *J. Geophys. Res.* **68**, 2939–56.
522. Reynolds, J. H., and Turner, G. (1964). Rare gases in the chondrite Renazzo. *J. Geophys. Res.* **69**, 3263–81.
523. Richardson, S. M. (1978). Vein formation in the C1 carbonaceous chondrites. *Meteoritics* **13**, 141–59.
524. Richardson, S. M., and McSween, H. Y., Jr. (1978). Textural evidence bearing on the origin of isolated olivine crystals in C2 carbonaceous chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **37**, 485–91.
525. Ringwood, A. E. (1960). The Novo Urei meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **20**, 1–4.
526. – (1961a). Chemical and genetic relationships among meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **24**, 159–97.
527. – (1961b). Silicon in the metal phase of enstatite chondrites and some geochemical implications. *Geochim. Cosmochim. Acta* **25**, 1–13.
528. – (1963). The origin of high-temperature minerals in carbonaceous chondrites. *J. Geophys. Res.* **68**, 1141–3.
529. – (1966). Genesis of chondritic meteorites. *Rev. Geophys. Space Phys.* **4**, 113–75.
530. – (1970). Petrogenesis of Apollo 11 basalts and implications for lunar origin. *J. Geophys. Res.* **75**, 6453–79.
531. Ringwood, A. E., and Major, A. (1966). High-pressure transformations in pyroxenes. *Earth Planet. Sci. Lett.* **1**, 351–7.
532. – (1970). The system Mg_2SiO_4–Fe_2SiO_4 at high pressures and temperatures. *Phys. Earth Planet. Interiors* **3**, 89–108.
533. Romig, A. D., Jr., and Goldstein, J. I. (1979). Determination of the Fe–Ni and Fe–Ni–P phase diagrams at low temperatures (700–300°C). *Met. Trans. Acta* **11A**, 1151–9.
534. Rudee, M. L., and Herndon, J. M. (1977). Metallurgy of the enstatite chondrites (abs). *Meteoritics* **12**, 355–6.
535. Ryall, W. R., and Muan, A. (1969). Silicon oxynitride stability. *Science* **165**, 1363–4.
536. Sanz, H. G., and Wasserburg, G. J. (1969). Determination of an internal ^{87}Rb–^{87}Sr isochron for the Olivenza chondrite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **6**, 335–45.
537. Sanz, H. G., Burnett, D. S., and Wasserburg, G. J. (1970). A precise $^{87}Rb/^{87}Sr$ age and initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ for the Colomera iron meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **34**, 1227–39.

538. Saxena, S. K. (1976). Two-pyroxene geothermometer: a model with an approximate solution. *Am. Mineral.* **61,** 643–52.
539. Schairer, J. F., and Yoder, H. S., Jr. (1961). Crystallization in the system nepheline–forsterite–silica at one atmosphere pressure. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.* **60,** 141–4.
540. Schaudy, R., Wasson, J. T., and Buchwald, V. F. (1972). The chemical classification of iron meteorites. VI. A reinvestigation of irons with Ge concentrations lower than 1 ppm. *Icarus* **17,** 174–92.
541. Schmitt, R. A., Smith, R. H., and Goles, G. G. (1966). Chainpur-like chondrites: primitive precursors of ordinary chondrites? *Science* **153,** 644–7.
542. Schnetzler, C. C., and Philpotts, J. A. (1969). Genesis of the calcium-rich achondrites in light of rare-earth and barium concentrations. In *Meteorite Research* (ed. P. M. Millman). Dordrecht: D. Reidel, pp. 206–16.
543. Schultz, L. (1976). On the cosmic-ray exposure age distribution in ordinary chondrites (abs). *Meteoritics* **11,** 359–60.
544. Schultz, L., and Kruse, H. (1978). Light noble gases in stony meteorites – a compilation. *Nucl. Track Detection* **2,** 65–103.
545. Schultz, L., and Signer, P. (1977). Noble gases in the St. Mesmin chondrite: implications to the irradiation history of a brecciated meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **36,** 363–71.
546. Sclar, C. B., and Morzenti, S. P. (1971). Shock-induced planar deformation structures in olivine from the Chassigny meteorite (abs). *Meteoritics* **6,** 310–11.
547. Scott, E. R. D. (1972). Chemical fractionation in iron meteorites and its interpretation. *Geochim. Cosmochim. Acta* **36,** 1205–36.
548. – (1977a). Formation of olivine–metal textures in pallasite meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41,** 693–710.
549. – (1977b). Geochemical relationships between some pallasites and iron meteorites. *Mineral. Mag.* **41,** 265–72.
550. – (1977c). Pallasites – metal composition, classification and relationships with iron meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41,** 349–60.
551. – (1978). Primary fractionation of elements among iron meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **42,** 1447–58.
552. Scott, E. R. D., and Rajan, R. S. (1980). Thermal history of the Shaw chondrite. *Proc. Tenth Lunar Plan. Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **10.** Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 1031–43.
553. Scott, E. R. D., and Wasson, J. T. (1975). Classification and properties of iron meteorites. *Rev. Geophys. Space Phys.* **13,** 527–46.
554. Sears, D. W. (1978). *The Nature and Origin of Meteorites.* New York: Oxford University Press.
555. Sears, D. W., and Axon, H. J. (1976). Metal of high Co content in LL chondrites. *Meteoritics* **11,** 97–100.
556. Shima, M. (1974). The chemical compositions of the stone meteorites Yamato (a), (b), (c) and (d), and Numakai. *Meteoritics* **9,** 123–35.
557. Short, J. M., and Anderson, C. A. (1965). Electron microprobe analysis of the Widmannstätten structure of nine iron meteorites. *J. Geophys. Res.* **70,** 3745–59.
558. Short, J. M., and Goldstein, J. I. (1967). Rapid methods of determining cooling rates of iron and stony iron meteorites. *Science* **156,** 59–61.
559. Simkin, T., and Smith, J. V. (1970). Minor-element distribution in olivine. *J. Geol.* **78,** 304–25.
560. Simon, S. B., and Haggerty, S. E. (1980). Bulk chemistry of a diverse chondrule suite in

the Allende meteorite. In *Lunar and Planetary Science, Vol. XI.* Houston: Lunar and Planetary Institute, pp. 1036–8.

561. Simpson, A. B., and Ahrens, L. H. (1977). The chemical relationship between howardites and the silicate fraction of mesosiderites. In *Comets, Asteroids and Meteorites* (ed. A. Delsemme). Toledo, Ohio: University of Toledo, pp. 445–50.
562. – (1979). The Mg–Cr relationship in achondrites and in the silicate fraction of mesosiderites, and additional observations on eucrites. *Meteoritics* **14,** 215–32.
563. Skinner, B. J., and Luce, F. D. (1971). Solid solutions of the type (Ca,Mg,Mn,Fe)S and their use as geothermometers for the enstatite chondrites. *Am. Mineral.* **56,** 1269–96.
564. Smith, B. A., and Goldstein, J. I. (1977). The metallic microstructures and thermal histories of severely reheated chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41,** 1061–72.
565. Smith, J. V., and Hervig, R. L. (1979). Shergotty meteorite: mineralogy, petrography and minor elements. *Meteoritics* **14,** 121–42.
566. Snellenburg, J. W. (1975). The melt phase in veins and porphyritic chondrules in ordinary chondrites (abs). EOS, *Trans. Am. Geophys. Union* **56,** 1016–17.
567. – (1977a). Mn/Fe as a petrogenetic indicator in porphyritic chondrules in the Semarkona (LL-3) meteorite (abs). EOS, *Trans. Am. Geophys. Union* **58,** 429.
568. – (1977b). The role of intensive parameters during the formation of chondrules in the Semarkona LL-3 meteorite (abs). *Meteoritics* **12,** 364–5.
569. Sonett, C. P., Colburn, D. S., and Schwartz, K. (1968). Electrical heating of meteorite parent bodies and planets by dynamo induction from a pre-main sequence T Tauri "solar wind." *Nature* **219,** 924–6.
570. Sonett, C. P., Colburn, D. S., Schwartz, K., and Keil, K. (1970). The melting of asteroidal-sized bodies by unipolar dynamo induction from a primordial T Tauri sun. *Astrophys. Space Sci.* **7,** 446–88.
571. Sorby, H. C. (1877). On the structure and origin of meteorites. *Nature* **15,** 495–598.
572. Stauffer, H. (1961). Primordial argon and neon in carbonaceous chondrites and ureilites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **24,** 70–82.
573. Steele, I. M., and Smith, J. V. (1976). Mineralogy of the Ibitira eucrite and comparison with other eucrites and lunar samples. *Earth Planet. Sci. Lett.* **33,** 67–78.
574. – (1978). Coorara and Coolamon meteorites: ringwoodite and mineralogical differences (abs). In *Lunar and Planetary Science, Vol. IX.* Houston: Lunar and Planetary Institute, pp. 1101–3.
575. Steiger, R. H., and Jäger, E. (1977). Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* **36,** 359–62.
576. Stöffler, D. (1972). Deformation and transformation of rock-forming minerals by natural and experimental shock processes – I. Behavior of minerals under shock compression. *Fortschr. Mineral.* **49,** 50–113.
577. Stolper, E. (1975). Petrogenesis of eucrite, howardite and diogenite meteorites. *Nature* **258,** 220–2.
578. – (1977). Experimental petrology of eucritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41,** 587–611.
579. – (1979). Trace elements in Shergottite meteorites: implications for the origins of planets. *Earth Planet. Sci. Lett.* **42,** 239–42.
580 Stolper, E., and McSween, H. Y., Jr. (1979). Petrology and origin of the shergottite meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43,** 1475–98.

581. Stolper, E., McSween, H. Y., Jr., and Hays, J. F. (1979). A petrogenetic model of the relationships among achondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43**, 589–602.
582. Suess, H. E. (1949). Chemie der Planeten und Meteoriten-bildung. *Z. Elektrochem.* **53**, 237–41.
583. Suess, H. E., Wänke, H., and Wlotzka, F. (1964). On the origin of gas-rich meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **28**, 595–607.
584. Sztrokay, K. I., Tolnay, V., and Foldvari-Vogl, M. (1961). Mineralogical and chemical properties of the carbonaceous meteorite from Kaba, Hungary. *Acta Geol. Hung.* **7**, 57–103.
585. Takahashi, H., Janssens, M.-J., Morgan, J. W., and Anders, E. (1978a). Further studies of trace elements in C3 chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **42**, 97–106.
586. Takahashi, H., Gros, J., Higuchi, H., Morgan, J. W., and Anders, E. (1978b). Volatile elements in chondrites: metamorphism or nebular fractionation? *Geochim. Cosmochim. Acta* **42**, 1859–69.
587. Takeda, H., Ishii, T., and Miyamoto, M. (1979). Pyroxenes in early crustal cumulates found in achondrites and lunar highland rocks. In *Lunar and Planetary Science, Vol. X*. Houston: Lunar and Planetary Science Institute, pp. 1200–2.
588. Takeda, H., Miyamoto, M., Duke, M. B., and Ishii, T. (1978a). Crystallization of pyroxenes in lunar KREEP basalt 15386 and meteoritic basalts. *Proc. Ninth Lunar Planet. Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **9**. Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 1157–71.
589. Takeda, H., Miyamoto, M., Duke, M. B., and Yanai, K. (1978b). The Yamato-74659 ureilite and some new findings on the Yamato achondritic pyroxenes (abs). *Meteoritics* **13**, 641–5.
590. Takeda, H., Miyamoto, M., Ishii, T., and Reid, A. M. (1976). Characterization of crust formation on a parent body of achondrites and the moon by pyroxene crystallography and chemistry. In *Proc. Seventh Lunar Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **7**. Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 3535–48.
591. Tanaka, T., and Masuda, A. (1973). Rare-earth elements in matrix, inclusions, and chondrules of the Allende meteorite. *Icarus* **19**, 523–30.
592. Tatsumoto, M., Knight, R. J., and Allègre, C. J. (1973). Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206. *Science* **180**, 1279–83.
593. Tatsumoto, M., Unruh, D. M., and Desborough, G. A. (1976). U–Th–Pb and Rb–Sr systematics of Allende and U–Th–Pb systematics of Orgueil. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40**, 617–34.
594. Taylor, G. J., and Heymann, D. (1969). Shock, reheating, and the gas retention ages of chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **7**, 151–61.
595. Taylor, G. J., Keil, K., Berkley, J. L., Lange, D. E., Fodor, R. V., and Fruland, R. M. (1979). The Shaw meteorite: history of a chondrite consisting of impact-melted and metamorphic lithologies. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43**, 323–37.
596. Taylor, H. P., Jr., Duke, M. B., Silver, L. T., and Epstein, S. (1965). Oxygen isotope studies of minerals in stony meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **29**, 489–512.
597. Taylor, S. R., and Mason, B. H. (1978). Chemical characteristics of Ca–Al inclusions in the Allende meteorite. In *Lunar and Planetary Science, Vol. IX*. Houston: Lunar and Planetary Institute, pp. 1158–60.
598. Tilton, G. R. (1973). Isotopic lead ages of chondritic meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **19**, 321–9.

599. Tschermak, G. (1885). *Die mikroskopische Beschaffenheit der Meteoriten erlautert durch photographische Abbildungen*. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlags.
600. Tsuchiyama, A., Nagahara, H. and Kushiro, I. (1980). Experimental reproduction of textures of chondrules. *Earth Planet. Sci. Lett.* **48**, 155–65.
601. Turner, F. J., and Verhoogen, J. (1960). *Igneous and Metamorphic Petrology*, 2nd ed. New York: McGraw-Hill Book Company.
602. Turner, G. (1969). Thermal histories of meteorites by the Ar^{39}–Ar^{40} method. In *Meteorite Research* (ed. P. M. Millman). Dordrecht: D. Reidel, pp. 407–17.
603. Turner, G., and Enright, M. C. (1977). Meteorite ages and $^{40}Ar/^{39}Ar$ release patterns (abs). *Meteoritics* **12**, 372–3.
604. Turner, G., Enright, M. C., and Cadogan, P. H. (1978). The early history of chondrite parent bodies inferred from ^{40}Ar–^{39}Ar ages. In *Proc. Ninth Lunar and Planet. Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **9**. Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 989–1025.
605. Tuttle, O. F., and Bowen, N. L. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$–$KAlSi_3O_8$–SiO_2–H_2O. *Geol. Soc. Am. Mem.* **74**, 1–153.
606. Unruh, D. M., Hamet, J., and Tatsumoto, M. (1978). Chronology of the adcumulate eucrite, Moama. In *Lunar and Planetary Science, Vol. IX*. Houston: Lunar and Planetary Institute, pp. 1183–5.
607. Urey, H. C. (1952). *The Planets*. New Haven, Conn.: Yale University Press.
608. – (1961). Criticism of Dr. B. Mason's paper on "The origin of meteorites." *J. Geophys. Res.* **66**, 1988–91.
609. – (1963). The origin and evolution of the planets. In *Space Science* (ed. D. P. LeGalley). New York: John Wiley & Sons, chap. 4.
610. – (1964). A review of atomic abundances in chondrites and the origin of meteorites. *Rev. Geophys.* **2**, 1–34.
611. – (1966). Chemical evidence relative to the origin of the solar system. *Monthly Notices Roy. Astron. Soc.* **131**, 199–223.
612. – (1967). Parent bodies of the meteorites and the origin of chondrules. *Icarus* **7**, 350–9.
613. Urey, H. C., and Craig, H. (1953). The composition of stone meteorites and the origin of the meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **4**, 36–82.
614. Van Schmus, W. R. (1967). Polymict structure of the Mezö-Madaras chondrite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31**, 2027–42.
615. – (1969a). Mineralogy, petrology, and classification of types 3 and 4 carbonaceous chondrites. In *Meteorite Research* (ed. P. M. Millman). Dordrecht: D. Reidel, pp. 480–91.
616. – (1969b). The mineralogy and petrology of chondritic meteorites. *Earth Sci. Rev* **5**, 145–84.
617. – (1979). Review of chronologic data for basaltic achondrites. In *Basaltic Volcanism in the Terrestrial Planets* (ed. W. Kaula). Houston: Lunar and Planetary Institute (*in press*).
618. Van Schmus, W. R., and Hayes, J. M. (1974). Chemical and petrographic correlations among carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **38**, 47–64.
619. Van Schmus, W. R., and Koffman, D. M. (1967). Equilibration temperatures of iron and magnesium in chondritic meteorites. *Science* **155**, 1009–11.
620. Van Schmus, W. R., and Ribbe, P. H. (1968). The composition and structural state of feldspar from chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **32**, 1327–42.
621. – (1969). Composition of phosphate minerals in ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **33**, 637–40.

622. Van Schmus, W. R., and Wood, J. A. (1967). A chemical–petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31**, 747–65.
623. Vdovykin, G. P. (1970). Ureilites. *Space Sci. Rev.* **10**, 483–510.
624. *Виноградов А. П., Вдовыкин Г. П., Ильин Н. П., Лосева Л. Е.* Строение алмаз-графитовых сростков в метеоритах-уреилитах в связи с их происхождением. — Геохимия, 1968, № 8, 891—905.
625. Von Michaelis, H., Ahrens, L. H., and Willis, J. P. (1969). The composition of stony meteorites II. The analytical data and an assessment of their quality. *Earth Planet. Sci. Lett.* **5**, 387–94.
626. Voshage, H. (1967). Bestrahlungsalter und Herkunft der Eisenmeteorite. *Z. Naturforsch.* **22a**, 477–506.
627. Wahl, W. (1952). The brecciated stony meteorites and meteorites containing foreign fragments. *Geochim. Cosmochim. Acta* **2**, 91–117.
628. – (1965). The pallasite problem. *Geochim. Cosmochim. Acta* **29**, 177–81.
629. Wai, C. M., and Wasson, J. T. (1977). Nebular condensation of moderately volatile elements and their abundances in ordinary chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **36**, 1–13.
630 Walker, D., Powell, M. A., and Hays, J. F. (1978). Dynamic crystallization of a eucritic basalt. In *Proc. Ninth Lunar and Planet. Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **9**. Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 1369–92.
631. Walker, D., Stolper, E. M., and Hays, J. F. (1979). Basaltic volcanism: the importance of planet size. In *Proc. Tenth Lunar and Planet. Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **10**. Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 1995–2015.
632. Walter, L. S., and Dodd, R. T. (1972). Evidence for vapor fractionation in the origin of chondrules. *Meteoritics* **7**, 341–52.
633. Walter, L., Dodd, R., and Smidinger, P. (1973). Sampling model of chondrule compositional variations (abs). *Meteoritics* **8**, 449–50.
634. Wänke, H., Baddenhausen, H., Palme, H., and Spettel, B. (1974). On the chemistry of the Allende inclusions and their origin as high temperature condensates. *Earth Planet. Sci. Lett.* **23**, 1–7.
635. Wänke, H., Baddenhausen, H., Spettel, B., Teschke, F., Quijano-Rico, M., Dreibus, G., and Palme, H. (1972). The chemistry of Haverö ureilite. *Meteoritics* **7**, 579–90.
636. Wänke, H., and König, H. (1959). Eine neue Methode zur Kalium–Argon–Altusbestimmung und ihre Anwendung auf Steinmeteorite. *Z. Naturforsch.* **14a**, 860–6.
637. Wark, D. A. (1979). Birth of the presolar nebula: the sequence of condensation revealed in the Allende meteorite. *Astrophys. Space Sci.* **65**, 275–95.
638. Wark, D. A., and Lovering, J. F. (1976). Refractory/platinum metal grains in Allende calcium–aluminum-rich clasts (CARC's): possible exotic presolar material? In *Lunar Science, Vol. VII*. Houston: Lunar Science Institute, pp. 912–14.
639. – (1977). Marker events in the early evolution of the solar system: evidence from rims on calcium–aluminum-rich inclusions in carbonaceous chondrites. In *Lunar Science, Vol. VIII*. Houston: Lunar and Planetary Science Institute, pp. 976–8.
640. – (1978). Classification of Allende coarse-grained Ca–Al-rich inclusions. In *Lunar and Planetary Science, Vol. IX*. Houston: Lunar and Planetary Institute, pp. 1211–13.
641. – (1980). More early solar system stratigraphy: coarse-grained CAI's. In *Lunar and Planetary Science, Vol. XI*. Houston: Lunar and Planetary Science Institute, pp. 1208–10.
642. Wasserburg, G. J., and Burnett, D. S. (1969). The status of isotopic age determinations on iron and stone meteorites. In *Meteorite Research* (ed. P. M. Millman). Dordrecht: D. Reidel, pp. 467–79.
643. Wasserburg, G. J., Lee, T., and Papanastassiou, D. A. (1977a). Correlated O and Mg isotopic anomalies in Allende inclusions: II. Magnesium. *Geophys. Res. Lett.* **4**, 299–302.

644. Wasserburg, G. J., Papanastassiou, D. A., and Sanz, H. G. (1969). Initial strontium for a chondrite and the determination of a metamorphism or formation interval. *Earth Planet. Sci. Lett.* **7,** 33–43.
645. Wasserburg, G. J., Sanz, H. G., and Bence, A. E. (1968). Potassium–feldspar phenocrysts in the surface of Colomera, an iron meteorite. *Science* **161,** 684–7.
646. Wasserburg, G. J., Tera, F., Papanastassiou, D. A., and Huneke, J. C. (1977b). Isotopic and chemical investigations on Angra dos Reis. *Earth Planet. Sci. Lett.* **35,** 294–316.
647. Wasson, J. T. (1971). An equation for the determination of iron-meteorite cooling rates. *Meteoritics* **6,** 139–47.
648. – (1972). Formation of ordinary chondrites. *Rev. Geophys. Space Phys.* **10,** 711–59.
649. – (1973). Allende Ca–Al-rich inclusions – residues, not condensates (abs). EOS, *Trans. Am. Geophys. Union* **54,** 1125.
650. – (1974). *Meteorites: Classification and Properties.* New York: Springer-Verlag.
651. – (1977a). Chondrite classification and origin (abs). *Meteoritics* **12,** 381–3.
652. – (1977b). Reply to E. Anders: a discussion of alternative models for explaining the distribution of moderately volatile elements in ordinary chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **36,** 21–28.
653. – (1977c). Relationship between the composition of solar solid system matter and the distance from sun. In *Comets, Asteroids, Meteorites* (ed. A. H. Delsemme). Toledo, Ohio: University of Toledo Press, pp. 551–9.
654. Wasson, J. T., and Chou, C.-L. (1974). Fractionation of moderately volatile elements in ordinary chondrites. *Meteoritics* **9,** 69–84.
655. Wasson, J. T., Chou, C.-L., Bild, R. W., and Baedecker, P. A. (1976). Classification of and elemental fractionation among ureilites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40,** 1449–58.
656. Wasson, J. T., Schaudy, R., Bild, R. W., and Chou, C.-L. (1974). Mesosiderites – I. Compositions of their metallic portions and possible relationship to other metal-rich meteorite groups. *Geochim. Cosmochim. Acta* **38,** 135–49.
657. Wasson, J. T., and Sedwick, S. P. (1969). Meteoritic material from Hopewell Indian burial mounds: chemical data regarding possible sources. *Nature* **222,** 22–4.
658. Wasson, J. T., and Wai, C. M. (1970). Composition of metal, schreibersite, and perryite of enstatite achondrites and the origin of enstatite chondrites and achondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **34,** 169–84.
659. Wasson, J. T., and Wetherill, G. W. (1979). Dynamical, chemical and isotopic evidence regarding the formation locations of asteroids and meteorites. In *Asteroids* (ed. T. Gehrels). Tucson: University of Arizona Press, pp. 926–74.
660. Watters, T. R., and Prinz, M. (1979). Aubrites: their origin and relationship to enstatite chondrites. *Proc. Tenth Lunar Plan. Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **10.** Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 1073–93.
661. Weber, H. W., Begemann, F., and Hintenberger, H. (1976). Primordial gases in graphite–diamond–kanacite inclusions from the Haverö ureilite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **29,** 81–90.
662. Weinke, H. (1978). Chemical and mineralogical examination of the Nakhla achondrite (abs). *Meteoritics* **13,** 660–4.
663. Wetherill, G. W. (1969). Relationships between orbits and sources of chondritic meteorites. In *Meteorite Research* (ed. P. M. Millman). Dordrecht: D. Reidel, pp. 573–89.
664. – (1976). Where do the meteorites come from? A re-evaluation of the Earth-crossing Apollo objects as sources of chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40,** 1297–1317.
665. – (1977). Fragmentation of asteroids and delivery of fragments to earth. In *Comets,*

Asteroids, Meteorites (ed. A. H. Delsemme). Toledo, Ohio: University of Toledo Press, pp. 283–91.
666. – (1979). Apollo objects. *Sci. Am.* **240,** 54–65.
667. Wetherill, G. W., Mark, R., and Lee-Hu, C. (1973). Chondrites: initial strontium-87/strontium-86 ratios and the early history of the solar system. *Science* **182,** 281–3.
668. Whipple, F. L. (1966). Chondrules: suggestion concerning the origin. *Science* **153,** 54–6.
669. – (1972). On certain aerodynamic processes for asteroids and comets. In *From Plasma to Planet* (ed. A. Elvius). New York: John Wiley & Sons, pp. 211–32.
670. Whittaker, A. G., Watts, E. J., Lewis, R. S., and Anders, E. (1980). Carbynes: carriers of primordial noble gases in meteorites. *Science* **209,** 1512–14.
671. Wiik, H. B. (1956). The chemical composition of some stony meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **9,** 279–89.
672. – (1969). On regular discontinuities in the composition of meteorites. *Commentationes Phys. Mathemat.* **34,** 135–45.
673. – (1972). The chemical composition of the Haverö meteorite and the genesis of the ureilites. *Meteoritics* **7,** 553–7.
674. Wilkening, L. L. (1973). Foreign inclusions in stony meteorites – I. Carbonaceous chondritic xenoliths in the Kapoeta howardite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **37,** 1985–9.
675. - (1977). Meteorites in meteorites: evidence for mixing among the asteroids. In *Comets, Asteroids and Meteorites* (ed. A. Delsemme). Toledo, Ohio University of Toledo Press, pp. 389–96.
676. – (1978). Tysnes Island: An unusual clast composed of solidified, immiscible, Fe–FeS and silicate melts. *Meteoritics* **13,** 1–9.
677. Wilkening, L. L., and Anders, E. (1975). Some studies of the unusual eucrite: Ibitira. *Geochim. Cosmochim. Acta* **39,** 1205–10.
678. Wilkening, L., Lal, D., and Reid, A. M. (1971). The evolution of the Kapoeta howardite based on fossil track studies. *Earth Planet. Sci. Lett.* **10,** 334–40.
679. Wilkening, L. L., and Marti, K. (1976). Rare gases and fossil particle tracks in the Kenna ureilite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40,** 1465–73.
680. Williams, R. J. (1971). Equilibrium temperatures, pressures, and oxygen fugacities of the equilibrated chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **35,** 407–11.
681. Willis, J., and Wasson, J. T. (1978a). Cooling rates of group IVA iron meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **40,** 141–50.
682. – (1978b). A core origin of group IVA iron meteorites; a reply to Moren and Goldstein. *Earth Planet. Sci. Lett.* **40,** 162–7.
683. Wlotzka, F. (1969). On the formation of chondrules and metal particles by "shock melting." In *Meteorite Research* (ed. P. M. Millman). Dordrecht: D. Reidel, pp. 174–84.
684. – (1972). Haverö ureilite: evidence for recrystallization and partial reduction. *Meteoritics* **7,** 591–600.
685. Wlotzka, F., and Jarosewich, E. (1977). Mineralogical and chemical compositions of silicate inclusions in the El Taco, Campo del Cielo iron meteorite. *Smithson. Contrib. Earth Sci.* **19,** 104–25.
686. Wood, J. A. (1962). Metamorphism in chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **26,** 739-49.
687. – (1963a). Origin of chondrules and chondrites. *Icarus* **2,** 152–80.
688. – (1963b). Physics and chemistry of meteorites. In *The Moon, Meteorites, and Comets* (ed. B. Middlehurst and G. P. Kuiper). Chicago: University of Chicago Press, pp. 337–401.
689. – (1964). The cooling rates and parent planets of several iron meteorites. *Icarus* **3,** 429-59.
690. – (1967a). Chondrites: their metallic minerals, thermal histories, and parent bodies. *Icarus* **6,** 1–49.

691. – (1967b). Criticism of a paper by H. E. Suess and H. Wänke "Metamorphosis and equilibration in chondrites." *J. Geophys. Res.* **72,** 6379–83.
692. – (1967c). Olivine and pyroxene compositions in type II carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31,** 2095–2108.
693. – (1968). *Meteorites and the Origin of Planets.* New York: McGraw-Hill Book Company.
694. – (1978a). Nature and evolution of the meteorite parent bodies: evidence from petrology and metallurgy. *Asteroids: An Exploration Assessment,* NASA Conference Publication 2053, pp. 45–55.
695. – (1978b). Pallasites and the growth of parent meteorite planets. In *Lunar and Planetary Science, Vol. IX.* Houston: Lunar and Planetary Institute, pp. 1273–5.
696. Wood, J. A., and McSween, H. Y., Jr. (1977). Chondrules as condensation products. In *Comets, Asteroids, Meteorites* (ed. A. Delsemme). Toledo, Ohio: University of Toledo, pp. 365–73.
697. Wooden, J. L., Nyquist, L. E., Bogard, D. D., Bansal, B. M., Wiesmann, H., Shih, C.-Y., and McKay, G. A. (1979). Radiometric ages for the achondrites Chervony Kut, Governador Valadares and Allan Hills 77005. In *Lunar and Planetary Science, Vol. X.* Houston: Lunar and Planetary Science Institute, pp. 1379–81.
698. Woolum, D. S., Mascitelli, R., Burnett, D. S., and August, L. S. (1978). Evidence for the siderophilic behavior of meteoritic bismuth. In *Proc. Ninth Lunar and Planet. Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* **9.** Elmsford, N.Y.: Pergamon Press, pp. 1173–86.
699. Yagi, K., Lovering, J. F., Shima, M., and Okada, A. (1978). Petrology of the Yamato meteorites (j), (k), (l), and (m) from Antarctica. *Meteoritics* **13,** 23–45.
700. Yanai, K. (1978). Yamato-74 meteorites collection, Antarctica from November to December 1974. In *Proc. Second Symposium on Yamato Meteorites* (ed. T. Nagata). Memoirs of National Institute of Polar Research (Japan), Special Issue No. 8, pp. 1–37.
701. *Явнель А. А.* Классификация метеоритов по вещественному составу. — Метеоритика, 1958, вып. 15, 115—135.
702. *Явнель А. А.* О генетических закономерностях в химическом составе хондритов. — Метеоритика, 1963, вып. 23, 36—41.
703. *Явнель А. А.* О химическом фракционировании в силикатной фазе метеоритов. — Геохимия, 1966, № 3, 291—199.
704. Yeh, H.-W., and Epstein, S. (1978). $^{29}Si/^{28}Si$ and $^{30}Si/^{28}Si$ of meteorites and Allende inclusions. In *Lunar and Planetary Science, Vol. IX.* Houston: Lunar and Planetary Institute, pp. 1289–91.
705. Zähringer, J. (1966). Primordial argon and the metamorphism of chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **1,** 379–82.
706. Zaikowski, A. (1978). I–Xe dating of Allende inclusions: antiquity and fine structure (abs). *Meteoritics* **13,** 677.
707. – (1979). Infrared spectra of the Orgueil (C-1) chondrite and serpentine minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43,** 943–5.
708. Zellner, B., and Gradie, J. (1976). Minor planets and related objects. XX. Polarimetric evidence for the albedos and compositions of 94 asteroids. *Astrophys. J.* **81,** 262–80.
709. Zellner, B., Leake, M., Morrison, D., and Williams, J. G. (1977). The E asteroids and the origin of the enstatite achondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41,** 1759–67.
710. Zimmerman, P. D., and Wetherill, G. W. (1973). Asteroidal source of meteorites. *Science* **182,** 51–3.

Авгит 252, 288, 292, 293, 295, 296
Агрегаты 44, 53 — 54
амебовидные оливиновые 46, 47р, 59, 73
кальциево-алюминиевые (CAI) 45, 46р, 59, 65т
происхождение 70—73
Аккреция 199 *см. также* Хондриты, углистые хондриты, обыкновенные хондриты
Алабандин 149т, 150, 219т
Алмаз 305, 331, 332
Амфотериты *см.* LL хондриты
Ангрит 299—301
Angra dos Reis 286—288, 291т, 299—301, 302т, 303, 304, 319, 323т, 333, 338, 339
возрасты 301
минералогия 289, 290р, 300, 301
родительское тело 301, 333
состав 291т, 299—301
структура 289—290, 299—300
Андрадит 65
Аномальные хондриты 34
Kakangari 222
Нечаево 34, 222р, 223, 238, 244, 323т
Pontlyfni 222, 243
Антарктические метеориты 13, 20, 322, 340
Апатит 100, 219т, 298
Ассоциация энстатитовых метеоритов 145—146
Fe—Ni—S-соотношения 162р
родительское тело 337
химическая эволюция 158—164
частичное плавление 161—164
Астероид
4 Веста 247, 283, 284, 325, 331, 338
944 Гидальго 325
349 Дембовска 327
2 Паллада 331р
1685 Торо 327
1 Церера 331р, 338
433 Эрос 327
Астероиды 324—328
группы Венгрия 325
Кирквуда люки 325, 329
классификация по спектрам 325—327
масса 324, 329
обриты 324—325, 328—329
пояс астероидов 325
семейства Аполлона — Амура 325, 326, 329
спектры отражения 194, 283, 325
Троянцы 325
Астрономическая единица (а. е.) 325пр
Атакситы 204т, 206т, 207, 210
Ахондриты 15
авгит-оливиновые *см.* Наклиты
анализы 291т
базальтические 248—249 *см. также* Эвкриты, говардиты, шерготтиты
газоудержание 168—173
гиперстеновые *см.* Диогениты
изотопные системы 169т
иодо-ксеноновый возраст: аномальный 189; железных метеоритов 235—236; метод 183—188; хондритов 184р, 185р, 186—189; энстатитовых ахондритов 185р, 187т
источник вещества 302т, 303, 304р
калиево-аргоновый возраст 169—173, 273, 299
кумулат 287—228 *см. также* Ангрит, шассиньиты, наклиты, шерготтиты
метаморфизм 173
оливин *см.* Шассиньиты
оливин-пижонитовые *см.* Уреилиты
палладиево-серебряный возраст 191
пижонит-маскелинитовые *см.* Возрасты шерготтитов
родительские тела 301—306
рубидиево-стронциевый возраст 173—180: ангрита 301; обыкновенных хондритов 175т, 176—178; силикатных включений в металле 235—237; шерготтитов 294; эвкритовой ассоциации 272; энстатитовых хондритов 175т, 176—178
самариево-неодимовый возраст 173, 271, 272, 294: ангрита 301; шерготтитов 294; эвкритовой ассоциации 272

урано-ториево-гелиевый возраст 169–171
" " свинцовый "180–183: ангрита 301; метод соответствия 180; обыкновенных хондритов 180–182; свинцово-свинцовый метод 180; углистых хондритов 181т, 182–183; эвкритовой ассоциации 272
фассаитовые *см.* Ангрит
энстатитовые *см.* Энстатитовые ахондриты

Бадделеит 298, 300
Биннса классификация 29
Брекчии 38–39
геномиктовые 38р, 39, 66, 117–119, 249, 255
мономиктовые 38р, 146, 258
полимиктовые 38р, 39, 44, 54, 117–118, 146, 172, 249, 261–262, 264, 317
Бронзит-оливиновые хондриты *см.* Н хондриты
Буститы *см.* Энстатитовые ахондриты

Ван-Шмуса – Вуда классификация 29, 35–41
Витлокит 100, 219т, 227, 293т, 300, 336
Включения *см.* Агрегаты
Внесолнечное вещество 68
Волластонит 65

Галит 309
Гексаэдриты 206–207, 210
Геобарометрия 106–107, 119–123, 158 331–333
Геотермометрия 103–106, 156–158
Гибонит 54, 59, 65
Гиперстен-оливиновые хондриты *см.* L хондриты
Гипс 55
Говардиты 260–264
брекчирование 260, 264
возрасты 271–272
минералогия 260, 263
определение 260
представители: Binda 255, 263; Bununu 261; Jodzie 261р, 262р, 263; Kapoeta 260, 263; Malvern 260; Washougal 263; Yamato 260
реголит 260
состав 250р, 254т, 263–264
структура 260–263
треки частиц 260
Графит 149т, 212т, 219т, 305
переход в алмаз 332
Гроссуляр 65
Группы химические 29, 32–33

Джерфишерит 149т, 150
Диогениты 256–260
брекчирование 258
возрасты 272
минералогия 256, 258
оливинсодержащие (родиты) 256
представители: Aiounel Atrouss 256, 258; ALHA 77219 256; ALHA 77256 256; Eilemeet 257, 259т; Garland 257р; Jbbenbühren 258; Johnstown 256р, 259т; Manegaon 258, 259т; Peckelsheim (?) 256; Shalka 259т; Tatahouine 258, 259т; Yamato b 256
происхождение 258, 260, 273–276
состав 259т
структура 256–258
Диопсид 54, 59, 65, 149т, 219т, 318
Добреелит 149т, 212т, 219т

Европия аномалии 279, 295

Железные метеориты 13, 205–224, 235
брекчирование 223, 235
Видманштеттенова структура 14–15, 206, 207, 208р, 211р, 226, 229, 330, 332: градиент концентрации Ni 211р; образование 206–210
возрасты 235–237
галиево-гелиевые группы 214, 215
глубина образования 218, 237–238
давление образования 217, 331–332
классификация: структурная 205–210; химическая 212, 213т, 214–216
минералогия 210–212, 213т
Нейкановы линии 206, 208
представители: Arispe (IC) 14р; Balfour Downs (IA) 208; Campo del Cielo (IA) 221р, 223 (El Taco 236);

Canion Diablo (IA) 217; Carbo (IID) 207; Colomera (IIE) 224, 236, 236т ; Edmonton (IIA) 208; Grant (IIIB) 211р; Kodaikanal (IIE) 221р, 236т ; Mundrabilla (IA) 235; Persimmon Creek (IB) 220; Pitts (IB) 235 ≈ 236; Weekeroo Station (IIE) 209, 236, 236т
распространенность 204, 205
родительские тела 245 – 246, 329 – 330, 332 – 336
силикатные включения 209, 218 – 224: возраст 235 – 237; изотопы O_2 222 – 223; минералогия 219т; определение 218; происхождение 223 – 224
скорости охлаждения 216 – 218, 334 – 336
состав 210, 212 – 216
структура 14 – 15, 205 – 210: атакситовая 207; гексаэдритовая 206, 208; мартенситовая 123; октаэдритовая 14, 206 – 208; плесситовая 208, 211
ударные эффекты 207, 208р, 213т, 235 – 236
химическая история 238 – 245
Железокаменные метеориты (сидеролиты)
бронзит-оливиновые *см.* Лодранит
бронзит-тридимитовые *см.* Сидерофир
оливиновые *см.* Палласиты
не входящие в ассоциации 317 – 319

Изотопы O_2 83 – 85: в аномальных хондритах 222, 222р; палласитах 222р, 230, 248р; силикатных включениях 220, 222, 223; хондритах 83р, 84, 222р, 248р; эвкритовой ассоциации 248р
компонент, содержащий ^{16}O 83р, 84 – 85, 223
масс-фракционирование 84
Иддингсит 295, 296, 302т
Изотопные аномалии 82 – 88
кислород 83 – 85
ксенон 87
магний 85 – 86
неон 87
определение 83
Ильменит 219т, 293т, 298
Инертные газы *см. также* Изотопные аномалии, неон, ксенон
компоненты 86 – 87
фазы – носители 87
Интенсивность удара: шкала *Додда – Ярошевича* 122р, 123, 127; шкала *Реймолда – Штеффлера* 122р, 123, 127
Интервал образования 173, 185
Источники метеоритов 19, 321 – 330
астероиды 19, 106, 324 – 330, 339 – 340 (богатые льдом 183, 338, 339); кометы 19, 180, 183, 328 – 329; Луна 19, 168, 248, 324; планеты 324, 339
Источники тепла
магнитоиндукционный нагрев 330
радиоактивность 85, 294, 330
приливное нагревание 294
солнечное излучение 330
ударный нагрев 294

Калиевый полевой шпат 219т
Кальциево-алюминиевые включения (CAI) *см.* Агрегаты кальциево-алюминиевые
Кальцит 55
Камасит 206 – 210, 212т
Карбины 87
Карлсбергит 212т
Керсутит 298
Кирквуда люки 325, 329
Кирштейнит 300
Клинобронзит 308, 317
Классы химические 29 – 30
Когенит 149т, 212т, 219т
Комета *Энке* 329
Кометы 328 – 329
короткопериодические 329
размеры 328, 331р
Конденсация небулярная
длительность 179, 186, 188, 190
неравновесная 73

плазма 68
равновесная 68—70
Короткоживущие изотопы
^{26}Al 85, 88, 330, 337
^{129}I 183—184, 273
^{244}Pu 182, 273, 301
Космотермометрия 111, 115, 159—160, 190
Кристобалит 148, 156, 251т
Кронштедтит 54пр
Кубанит 50
Кубические сульфиды 156 *см. также* Алабандин, найнинджерит, ольдгамит

Lodran, метеорит 286, 287, 307р, 318—319, 323т
Лодранит 318—319
Лонсдалеит 305

Майорит 122, 331
Малые планеты *см.* Астероиды
Марказит 298
Мартенсит 123
Маскелинит 122, 288, 291—293
Матрица 44
Медь 219т
Мезосидериты 15, 248—250, 264—271
аналог лунного реголита 270
возрасты 272
классификация 265, 268
метаморфизм 264—265, 270
минералогия 265, 268
представители: Barea 268т; Bondoc 268т; Budulan 266—267, 268т; Chainguetti 268т; Clover Springs 268т; Crab Orchard 268т; Dalgaranga 268т; Dyarrl Island 268т; Emery 17р, 268т, 270, 271; Estherville 265, 268т, 272; Hainholz 265, 268т; Lowicz 268т; Mincy 268т; Morristown 268т; Mt. Padbury 266р, 268т; Patwar 268т; Pinnaroo 265, 268т; Simondium 265, 267р, 268т; Vaca Muerta 268т; Veramin 266р, 268т
охлаждение 271
состав 268—270
структура 17р, 266р, 267р
ударное плавление 265, 267р
Мелилит 59, 64
Мериллит 100
Метеор 11
Метеориты
богатые газами 87, 119
дифференцированные 15—18, 203—205
источники 19, 321, 324—330, 339—340
классификация 13—19
не входящие в ассоциации 286—288, 319—320, 322
обнаружение 19—20
примитивные 15, 42
распространенность 18т
родительские тела 19, 321—322, 331—340
сложенные темным и светлым веществом 119
энстатитовые *см.* Энстатитовые метеориты
Метеороиды 11
Микрометеориты 11
Мистерит 114—115
Молибденит 65
Монтмориллонит 49, 55

Найнинджерит 149т, 150, 156, 308
Наклиты 288, 289р, 291т, 295—297
возраст 296—297
изотопы кислорода 287р
история 296—297
источники тепла 297
представители Governador Valadares 288, 295; Lafayette 288, 295, 296; Nakhla 288, 289р, 291т, 295, 296
минералогия 288, 289р, 295—296
родительское тело 297, 324
состав 291т, 295—296
структура 288, 289р, 295—296
ударные эффекты 296
Неймановы линии 206, 207, 208, 209р
Неон Е 87 *см. также* Изотопные аномалии, неон
Непрерывная аккреция — конденсация 111
Нефелин 64, 73

Никелистое железо 59, 149т, 219, 227, 300, 317
распад твердого раствора 14—15, 206—210
скорости охлаждения 103—104, 216—218, 334—338
состав в: мезосидеритах 264; обыкновенных хондритах 97т, 100, 133 (палласитах 229; Steinbach 317—318)
ударные эффекты 123, 207

Обриты *см.* Энстатитовые ахондриты
Обыкновенные хондриты 28пр, 90 *см. также* H, L и LL хондриты
аккреция 107—111, 141; температура 108—111, 115
брекчирование 38р, 117—118, 130, 134—135
возрасты 106—107, 172р, 175т, 177р, 178, 180—182, 185р — 191
классификация 31т—34, 90, 97т, 101
матрица 133—134
метаморфизм 101—116
минералогия 95—101, 133
распределение частиц по размеру 57р, 62
родительские тела 336—337
состав 30т, 31т, 90—95, 197р
структура 17р, 26р, 38р, 101—102, 120р, 121р, 124—125р, 126р
ударные эффекты 116—128
химическое фракционирование: металл-силикатное 195—200; сильно летучих элементов 110, 112р, 113р — 116; умеренно летучих элементов 110
хондры 128—142
Октаэдриты 14р, 206, 207, 208р, 210
Оливин
состав в: ангрите 300; диогенитах 258; лодраните 318; наклитах 295; обыкновенных хондритах 34, 93р, 97т, 98, 129; палласитах 225—231; силикатных включениях 219т; уреилитах 305, 308р; шассиньитах 297т, 298; шерготтитах 292, 293т; CI хондритах 50—51; CM хондритах 53; CO хондритах 59, 60т; CV хондритах 66; E хондритах 148
ударные эффекты 119—122, 296—298 309
фосфористый 229
Оливин микропорфировый 118, 124, 125р, 127, 139, 141
Ольдгамит 147р, 149т, 150, 156
Органические соединения 50, 88—89
— частицы 88—89
Ортопироксен
инвертированный пижонит 251, 252, 255
классификация 28
содержание кальция и термальная история 104—106
состав в: говардитах 260; диогенитах 256—258; кумулятивных эвкритах 251т, 251—254; лодраните 318; обыкновенных хондритах 34, 93р, 97т, 98—100, 332; палласитах 227, 229; сидерофире 317; силикатных включениях 219т
ударные эффекты 120, 122

Палласиты 223—235
ассоциации 232—233, 282—283
Видманштеттенова структура 224, 226р
глубина образования 233
изотопы O_2 228, 229
классификация 15, 224, 230—231; аномальные 230; группа Eagle Station 228р, 230, 231, 287, 323; основная группа 230; структурная 230—231 летучесть кислорода 228
минералогия 227—230
образование 233—235
парные падения 224
пластическая деформация 225
представители: Anderson 224; Antofagasta 224; Брагин 229; Brenham 224—226, 230; Cold Bay 228, 230; Eagle Station 228, 230; Glorieta Mountain 224, 225, 228р, 230; Gran Chaco 224; Hopewell Mounds 224; Jlimaes 224; Jmilac 224; Jtzawisis 228; Марьялахти 224; Mount Vernon 16р; Павлодар 230; Phillips County 230; Pojoaque 224; Rawlinna 229, 230; Salta 226р; Springwater 229, 230; Thiel Mountains 225р; Zaisho 224
родительские тела 233
скорости охлаждения 232р, 233

состав 230—231
структура 16р, 225р, 226р
ударные эффекты 225
Пентландит 59, 227т, 298
Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ 174
Перовскит 54, 59, 73
Перриит 149т
Петрогенетические ассоциации 19, 145, 205, 286, 311т
железных метеоритов 238
подранита—уреилита 318—319
палласитов — III AB железных метеоритов 232—233, 238, 244
углистых хондритов—уреилитов 315—317
форстеритовых хондритов — I AB железных метеоритов 243
эвкрита 249—250
энстатитовых метеоритов — II AB железных метеоритов 243—244
энстатитовых хондритов — ахондритов 145
H хондритов — II E железных метеоритов 244
L хондритов — III AB железных метеоритов 244
L хондритов — палласитов 244
Петрологические типы 35 — 37
Пижонит, инвертированный 252р, 251, 255
состав в: уреилитах 305, 308; шерготтитах 288, 292—293; эвкритах 251 т
Пироксены *см. также* Авгит, диопсид, ортопироксен, пижонит, фассаит, энстатит
геобарометрия 106—107
геотермометрия 103, 104, 105т
состав в: ангрите 289р, 300; говардитах 260, 261р; диогенитах 255, 256р, 257р, 258; подраните 318; мезосидеритах 265, 267р, 270; наклитах 288, 295—296; обыкновенных хондритах 93, 96, 97т, 98— 100, 103 — 106, 120, 122; палласитах 227, 229; сидерофире 317; силикатных включениях 219т; уреилитах 305, 307р, 308; шассиньитах 288, 297т; шерготтитах 288, 289р; эвкритах 251т, 252, 253, 255; энстатитовых метеоритах 146, 148, 149т; CI хондритах 50; CM хондритах 53—54; CO хондритах 58, 59; CV хондритах 64
ударные эффекты 120, 288, 292
Пирротин 52, 293т
Плагиоклаз
состав в: ангрите 300; диогенитах 258; наклитах 295; обыкновенных хондритах 97т, 100; силикатных включениях 219т; шассиньитах 297т; шерготтитах 291, 293т; эвкритах 251т, 252; энстатитовых хондритах 150; CO хондритах 59; CV хондритах 65
ударные эффекты 123 *см. также* Маскелинит
Планетезимали 108
Плессит 208, 211р
Прайора классификация 25—28
— правила 28
Прожилки 50р, 51, 55, 123, 124, 126р
Пузырчатая кора плавления 262р
Пыль космическая 11

Рабдиты 229
Распад радиоизотопов
^{26}Al 85, 88, 330, 337
^{129}I 183 — 184, 273
^{244}Pu 182, 273, 301
Расплавленные карманы 122р, 123, 124, 126р, 127
Реголит лунный
говардитовый аналог 260
мезосидеритовый аналог 270
хондритовый аналог 141 — 142
Рёнит 65
Рингвудит 122, 331
Родительские тела: ангрита 301; железных метеоритов 245, 334, 335т, 336; наклитов 297; обыкновенных хондритов 172, 332 — 333, 336 — 337; углистых хондритов 337, 338; эвкритовой ассоциации 280 — 284, 338; энстатитовых метеоритов 337
астероиды 336 — 340
богатые льдом астероиды 338
история охлаждения 333—338
источники тепла 85, 294—295, 297, 303, 330

Марс 288, 339
планетарные 288, 293—295, 297, 301, 301, 324, 339
размеры 323, 329—339
число 322—323, 339
Родиты *см.* Диогениты
Розе — Чермака — Бржезины классификация 25
Рутил 219, 298

Септехлорит 49, 54
Сидерофир 317
Steinbach 286, 287, 317—319, 323т
Сильвин 309
Синоит 149т, 150, 157
Система Fe—Ni 206—210, 234
— Fe—Ni—S 161, 162р
— форстерит — альбит — кремнезем 163
Скорость охлаждения
железных метеоритов 216—218, 334, 335т
мезосидеритов 271
обыкновенных хондритов 336 — 337
оценка 106, 107, 216—218, 271, 336
палласитов 232
покровных выбросов 109
углистых хондритов 337—338
энстатитовых метеоритов 337
Содалит 64, 73
Спектры редкоземельных элементов (р. з. э.) 277—279
в эвкритах 277—279
Станфилдит 227
Сфалерит 212т, 219т

Титаномагнетит 293т
Треки частиц 51, 87, 107, 182, 260, 336
Тридимит 150, 156, 158, 223, 251т, 258, 317, 332
Троилит 59, 97т, 133, 212т, 219т, 227т, 229, 235—236, 300, 317
Тэнит 206, 212т

Углистые хондриты 30—33 *см. также* CI, CM, CO, CV хондриты
аккреция 81—82, 182—183, 190, 337, 338
возрасты 178—180, 182—183, 190, 337, 338
изменение 51, 67—68, 82, 178—180, 338
классификация 39—40, 42—43, 48—49; *Ван-Шмуса — Вуда* 39; *Вассона* 32пр, 40; Виика 40
компоненты 43, 44, 49, 67т, 68
образование хондр 74—81
органические соединения 52, 88—89
— частицы 88—89
родительские тела 180, 183, 337—338
Ударные фации 122р, 123
Ударные эффекты
возрасты 127—128, 168—172, 178
минералогические (*см. также* Алмаз, лонсдалеит, майорит, мартенсит рингвудит); никелистое железо 123, 207; оливин 119—122, 288—289р; пироксены 120, 122, 288—290р; плагиоклаз 100, 122, 123, 288—289р (*см. также* маскелинит); троилит 123
плавление 95, 123—128, 265; оливин микропорфировый 123, 124, 125р, 127; почернение (потемнение) 123—125р; последующее охлаждение 109, 116—117, 123; прожилки 27р, 123—124; расплавленные карманы 123, 124, 126р, 127
химические 115—116, 127—128
Уреилиты 305—317
возрасты 316
история 314—317
классификация 309—314, 316
матрица 308—309
минералогия 305—309
представители: ALHA 77257 305, 308р, 311; Basti 305; Dingo Pup Donga 308р, 309; Dyalpur 308р, 309, 311т; Goalpara 308р, 309, 311т; Haverö 305, 308, 309, 311т; Kenna 305, 306р, 308р; Новый Урей 305, 308р, 309, 311т; North Haig 308р, 309; Oman 305, 308р; Yamato 74123 305; Yamato 74659 305, 308р, 311, 313
родительское тело 315—316
структура 305—310
ударные эффекты 306р, 308—310
Уэвеллит 55

Фассаит 59, 65, 300
Фассаитовые ахондриты *см.* Ангрит
Фаррингтонит 227т

Форстерит 148
Форстеритовые хондриты 34, 148, 222
Фракционирование протонов 83—84

Хаксонит 212т
Химическое фракционирование в хондритах
кислорода 93, 200
металл-силикатное 92—93, 195—200
сильно летучих элементов 109—116, 191—192
тугоплавких элементов 192—195
умеренно летучих элементов 110, 191, 192
Хладниты *см.* Диогениты
Хондриты
аккреция 110—111, 190—191
амфотериты *см.* L L хондриты
аномальные 34, 222
богатые газами 119
брекчии 38р, 39
бронзит-оливиновые *см.* H хондриты
возрасты 166—189
гиперстен-оливиновые *см.* L хондриты
группы 29—34
интервалы образования 173, 174, 185
источники тепла 85, 190, 330
классификация 24—41; *Биннса* 29; *Ван-Шмуса — Вуда* 29, 35—41, 146, 148; *Прайора* 25—28; *Розе — Чермака — Бржезины* (РЧБ) 25, 29; химическая 29—34
классы 31
компонент, содержащий ^{16}O 84—85, 200
определение 15, 24
перекристаллизация 26р, 27р
петрологические типы 35—37
родительские тела 336
состав 28, 30т, 31т, 31—34
удаленность от Солнца 193—195, 338
химическая эволюция 191—201
H хондриты *см. также* Обыкновенные хондриты
Bi — In — Tl-распределение 112р
представители: Adams County 139, Allegan 187т; Ambapur Nagla 187т; Beardsley 177р; Beaver Creek 187т; Bovedy 129; Bremervörde 177р; Cangas de Onis 177р; Collescipoli 177р; Forest Vale 177р; Guarena 175т, 236т; Kernouvé 187т; Lost City 20; Menow 187т; Miller 177р; Monroe 177р; Mt. Browne 177р; Nadiabondi 187т; Оханск 177т; Pantar 157, 187т; Plainview 118, 139; Pribram 20; Richardton 175т, 177р, 187т; Selma 26р; Sharps 112р, 128, 130, 300; Supuhee 112р, 114, 116; Tieschitz 112р, 115, 128, 175т; Tysnes Jsland 140; Жовтневый хутор 177р
родительское тело 335т, 337
состав 30т, 31т, 92р
L хондриты 29 *см. также* Обыкновенные хондриты
минералогия 93р
представители: Arapahoe 187т; Ausson 187т; Barratta 171р; Bjurböle 104, 157, 158, 185—187т; Brudenheim 157, 187т; Catherwood 122, Chantonay 124, 126р, 127, 140; Colby, шт. Висконсин 27р; Coolamon 122; Coorara 122; Cynthiana 33р; Farmington 26р, 329; Hallingeberg 128, 130; Honolulu 38р; Княгиня 33р; Malakal 127; Marion, шт. Айова 171р; Mezö-Madaras 118, 128, 130—131р, 177; Modoc 27р; Peace River 175т; Peetz 187т; Ramsdorf 120—121р; Shaw 35, 104, 113р, 229; Tenham 122; Tourinnes-le-Grosse 120р; Tuan Tuc 120—121
родительское тело 336—337; разрушение 172

LL хондриты 17р, 29 *см. также* Обыкновенные хондриты
Bi— In — Tl-распределение 113р
метаморфизм: давление 106—107, 332; температура 104—105; фугитивность O_2 107—108
минералогия 93р
представители: Bhola 139, Bishunpur 95р, 133; Chainpur 128, 134, 185р, 187т, 189; Karatu 127; Kelly 118; Krähenberg 139, 175т; Крымка 33р, 95р, 113р, 115, 128, 133; Маныч 17р, 95р, 99р, 128, 130, 132р, 135—137р, 138, 139, 184р; Olivenza 175т; Parnallee 175т, 176; St. Mesmin 38р, 40, 118, 119, 124, 125р, 126р, 127, 139, 172; St. Severin 175т, 182, 187т; Semarkona 128, Siena 118; Uden 35
родительское тело 333—335т, 336
CI хондриты 49—51
возрасты 178—179, 181т, 182—183, 185р, 187т
брекчирование 49, 50р
представители: Alais 49,51; Ivuna 32, 49, 51; Orgueil 49, 50р, 51, 87, 181т, 183, 187т; Revelstoke II, 49; Tohk 49
минералогия 49—51
прожилки 50р, 51
состав 30т, 31т, 50—51
структура 49, 50р
удаленность от Солнца 194—195
CM хондриты 51—55
агрегаты 53—54
аккреция 182
брекчирование 54
возрасты 178—179, 181т—183, 185р, 186, 187т, 188
высокотемпературные компоненты 53—54; образование 73—74
изменение 74, 178
изолированные кристаллы 53, 54
матрица 54—55
представители: Cochabamba 51, 54пр; Мигеи 32, 55; Murchison 52р—55, 58, 180, 181т, Murray 44—45р, 52р, 83р, 181т; Nawapali 55
минералогия 53—55
прожилки 55
^{244}Pu 182
состав 30т, 31т
структура 52р
хондры 54
CO хондриты 55—61
агрегаты 59, 63т
аккреция 81—82
возрасты 178—179, 187т, 188
высокотемпературные компоненты 58—59, 63т
матрица 59—60
метаморфизм 57—58, 60—61
минералогия 58—59
подтипы 60т
представители: Felix 46—47р, 48р, 55, 56р, 60т; Isna 56, 60т; Каинсаз 55, 60; Karoonda (?) 56, 57, 187т, 188, 190; Lancé 55, 58—60; Ornans 32, 55, 60т, 83р; Warrenton 55, 60
размеры частиц 57р, 62, 81
состав 30т, 31т
структура 55, 56р, 57р
хондры 58—59, 63т
CR хондриты 66
CV хондриты 61—66
агрегаты 63—66
аккреция 81—82, 190
^{26}Al 190, 337
брекчирование 66
возрасты 178—181т, 182—183т, 186—187т, 188
изменение
изотопные аномалии 64
классификация 61—62
ксенолиты 66
матрица 66
метаморфизм 42, 61—62
минералогия 62—66
представители: Allende 13, 48р, 56р, 64—66, 82, 83р—86, 88, 179, 181т—183, 185р, 187т, 189, 200, 330; Al Rais 51, 61, 66; Arch 61; Coolidge 45—46р, 61; Kaba 61, 62; Karoonda (?)

56, 57, 187т, 188, 190; Leoville 62, 65, 82; Mokoia 61; Mulga West 61; Renazzo 51, 61, 62, 66, 87, 187т; Vigarano 55, 62, 65, 83р; Vamato с 61
родительское тело 337, 338
состав 30т, 31т
структура 56р, 57р, 62
ударные эффекты 66
хондры 62—64
Хондры
возраст 77, 190—191
морфология: капельные 44, 129, 134; обломочные 44, 129, 134—135
образование в: обыкновенных хондритах 134—143; углистых хондритах 74—81
определение 43
распределение по размеру 57—58, 141
состав в: обыкновенных хондритах 134—139; углистых хондритах 72р, 75, 79р, 80р
типы: гранулярные оливиновые (тип I, по Мак-Суину) 44—45р, 52р, 58, 72р; Ca—Al (тип IV) 45—46р, 59, 79; колосниковые (тип II) 27р, 46—47р, 58, 78; ксенолитовые 130; микропорфировые (тип II) 44—46р, 58, 78, 128—131р (богатые металлом 129—131р); пойкилитовые 128—129; радиально-лучистые (тип III) 44—45р, 58, 79, 128—129; с темными зонами 128—130, 132р
ударные эффекты 129—130
Хромит 100, 212т, 219т, 227, 298, 308, 317

Цельзиан 300

Шалкиты *см.* Диогениты
Шамозит 55
Шассиньиты 288—290р, 297—299
возраст 299
история 299
источник вещества 303
минералогия 288, 297—298, 302т
представители: Brachina 288, 297, 298; Shassigny 288, 290р, 291т, 297—299, 307р
связь с наклитами 299
состав 291т, 298—299, 302т
структура 288, 290р, 297—298
Шерготтиты 288—295
возраст 294
минералогия 288—289р, 292—294, 302т
представители: ALHA 77005 (?) 288, 292—294; Shergotty 288—289р, 292, 294; Zagami 288, 291т, 292, 294
родительское тело 293—295, 324, 329
состав 291т, 293—294
структура 288—289р, 291—294
Шпинель 54, 58, 59, 64, 73, 300
Шрейберзит 149т, 212т, 219т, 227, 229, 271, 317

Эвкритовая ассоциация 247—250р
см. также Диогениты, эвкриты, говардиты, мезосидериты
брекчии 248
возрасты 271—273
изотопы O_2 248р, 249
раннее плавление 272—273
родительское тело: размер 332—333, 338; состав 280—282; структура 282—283;
связь с палласитами 282—283
химическая эволюция 273—280
Эвкриты
брекчирование 255
возрасты 271—273
магматическая история 273—276; многократное насыщение 274; первичная магма 274—275; фракционная кристаллизация 275—276
минералогия 251т, 252
определение 250
пироксены и термальная история 255
представители: ALHA 76005 250; ALHA 77302 250; Ibitira 251т,

253р; Juvinas 251т, 253р, 255; Macibini 250р, 252, 254; Moama 250, 251т, 288; Moore County 250, 251т, 254т, 255, 269р, 279, 288; Nuevo Laredo 251т, 255, 279; Pasamonte 251т, 255, 272; Serra de Magé 250, 251т, 253р, 254т, 272, 279, 288, 291т; Sioux County 251т, 277, 279; Stannern 251т, 279
родительское тело: размер 332–333, 338; состав 281т
состав 252, 254т, 291т; р.з.э. 275–279
сравнение с кумулятивными ахондритами 302т
структура 250–253

Эволюционная диаграмма Sr 174р

Энстатит 146, 148, 149т

Энстатитовые ахондриты 145
возрасты 176–178, 185р, 187т
минералогия 148–150
представители: Bishopville 187т; Cumberland Falls 146, 148; Khor Temiki 162; Northon County 162, 178; Peña Blanca Spring 162, 187т; Shallowater 146, 148, 162, 187т; Старое Песьяное 162
состав 152р – 154
структура 146–150
фракционная кристаллизация 164
частичное плавление 161–165

Энстатитовые хондриты 30–31, 146–165
возрасты 176–178, 185р, 187т
классификация 146, 151
металл-силикатное фракционирование 195–198
метаморфизм: давление 158, температура 155–158
минералогия 148–150
представители: Abee 115, 160, 184р, 186, 187т; Blithfield 156, 157; Happy Canyon 35, 146; Индарх 158, 175т, 187т; Kota-Kota 44–45р, 146, 147р; St. Marks 151, 158, 163р, 187т; Saint Sauveur 151, 153, 196р; Ufana 147р; Vilmia 150
родительское тело 337
состав 30т, 31т, 146, 150–155
структура 146–150
частичное плавление 161–165

Эпсомит 51

Сокращения: пр – примечание, р – рисунок, т – таблица

Оглавление

Предисловие редактора перевода 5
Предисловие автора к русскому изданию 7
Предисловие. *Перевод М.И. Петаева* 8
1. Введение. *Перевод М.И. Петаева* 11
2. Химический состав и классификация хондритов. *Перевод А.А. Ульянова* 24
3. Углистые хондриты. *Перевод А.А. Ульянова* 42
4. Обыкновенные хондриты. *Перевод А.А. Ульянова* 90
5. Ассоциация энстатитовых хондритов и ахондритов. *Перевод М.И. Петаева* 145
6. Время и процессы в эволюции хондритов. *Перевод А.А. Ульянова* . . . . .
7. Дифференцированные метеориты: железные метеориты, палласиты и связанные с ними метеориты. *Перевод М.И. Петаева* 203
8. Эвкритовая ассоциация. *Перевод М.И. Петаева* 247
9. Не входящие в ассоциации дифференцированные метеориты. *Перевод М.И. Петаева* 286
10. Метеоритообразующие объекты и родительские тела. *Перевод М.И. Петаева* 321
Литература 341
Предметный указатель 373

Монография

Роберт Т. Додд

МЕТЕОРИТЫ
ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

Научный редактор *Н.А. Никишина.* Младший научный редактор *А.В. Швыряева.*
Художественный редактор *А.Я. Мусин.* Художник *В.Е. Карпов.*
Технические редакторы *Л.С. Тимофеева, В.Н. Ефросимова.*
Корректор *Н.А. Вавилова.*

ИБ № 5753

Подписано к печати 11.08.86. Формат 60 × 90 $^{1}/_{16}$. Бумага офсетная № 1.
Гарнитура таймс. Печать офсетная. Объем 12,00 бум. л. Усл. печ. л. 24,00.
Усл. кр.-отт. 24,00. Уч. изд. л. 27,11. Изд. № 5/4686. Тираж 1650 экз.
Зак. № 601 Цена 4 р. 40 к.

Набрано в издательстве "Мир" на участке оперативной полиграфии
129820, ГСП, Москва, 1-й Рижский пер., 2,

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете
СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
300600, Тула, проспект им. В.И. Ленина, 109.

4832