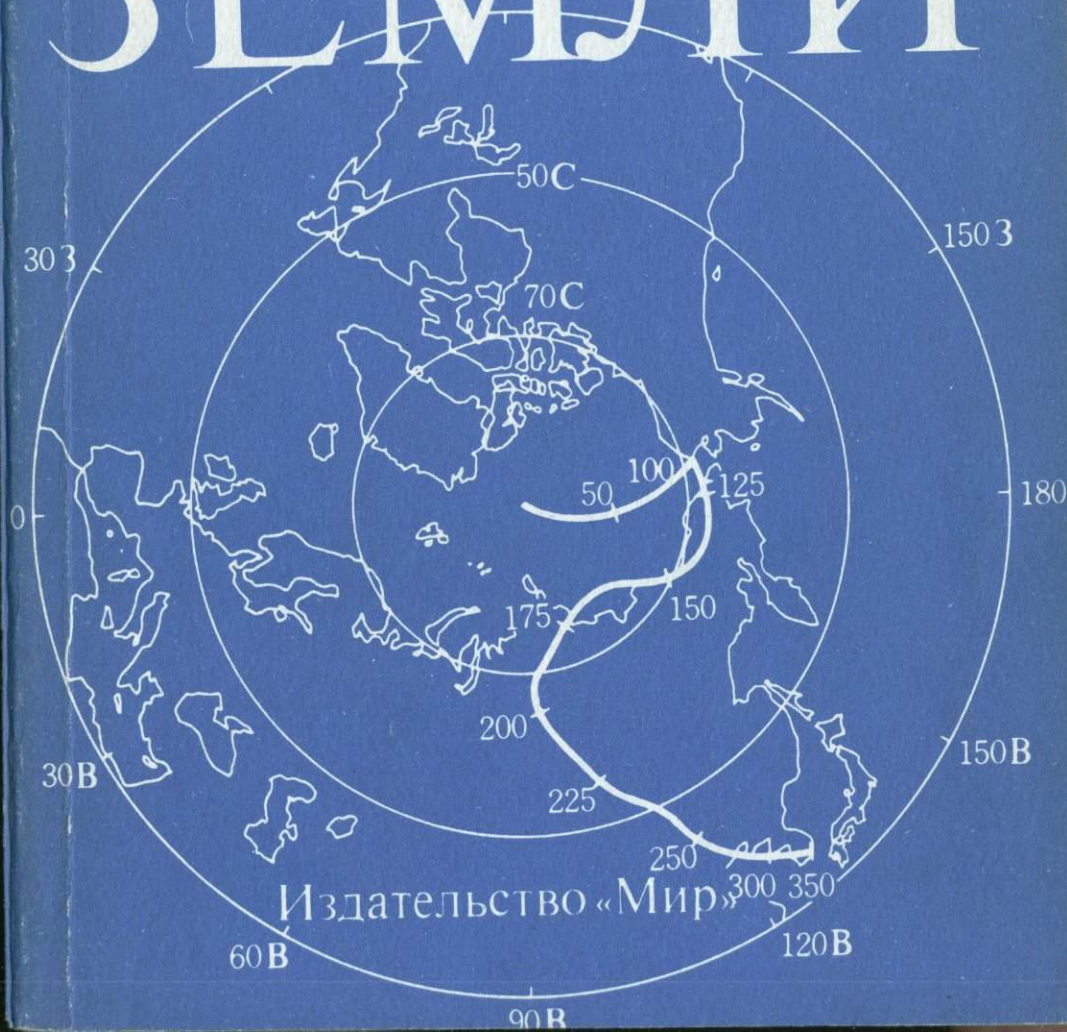


М. Озима

ГЛОБАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ



Издательство «Мир»

ГЛОБАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ

Minoru Ozima

GEOHISTORY

Global Evolution of the Earth

English by Judy Wakabayashi

Springer-Verlag
Berlin Heidelberg New York
London Paris Tokyo

М. Озима

ГЛОБАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ

Перевод с английского
А. В. ШОЛПО
под редакцией
чл.-корр. АН СССР А. А. МАРАКУШЕВА

5254



Москва «Мир» 1990



ББК 26.301

О47

УДК 550.4

Озима М.

О47 Глобальная эволюция Земли: Пер. с англ. — М.: Мир, 1990. — 165 с., ил.

ISBN 5-03-001198-6

Книга известного японского геохимика отражает новейшие достижения в изучении происхождения Солнечной системы и ранней истории Земли, которые основываются на инструментальных геохимических и изотопных методах изучения вещества. Рассматриваются представления о составе Земли и ее оболочек, о происхождении слоистой структуры и временных интервалах процессов эволюции, определенных методами радиоизотопного датирования. Анализируются современные данные о составах и свойствах метеоритов и крупных планет земной группы.

Для геологов, геохимиков, студентов геологических специальностей и лиц, интересующихся науками о Земле.

0 $\frac{1804010000-257}{041(01)-90}$ 81-90

ББК 26.301

Редакция литературы по геологии и геофизике

ISBN 5-03-001198-6 (русск.)

ISBN 3-540-16595-9 (англ.)

© Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1987.
All Rights Reserved. Authorized translation from English language edition published by Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York Tokyo

© перевод на русский язык, Шолпо А. В., 1990

Предисловие редактора перевода

Автор книги профессор Геофизического института при Токийском университете Минору Озима является крупным специалистом в области геохимии благородных газов. В нашей стране широко известна его монография на эту тему (*Озима М., Подосек Ф. Геохимия благородных газов.* — Л.: Недра, 1987), переведенная с английского. Данные по благородным газам гармонично вплетаются во многие разделы и настоящей книги, например при обсуждении происхождения атмосферы Земли, возраста пород земной коры, природы мантийного вещества (по флюидным включениям в алмазах) и др. Однако по своему содержанию книга значительно шире собственно геохимического рассмотрения эволюции Земли, которая обсуждается в ней в общем аспекте развития космического вещества и Солнечной системы. В этом состоит актуальность работы, так как в последние годы все более очевидным становится тот факт, что многие геологические проблемы не находят решения без рассмотрения Земли в плане ее происхождения в ряду других планет, включая родительские тела астероидов и метеоритов. К таким проблемам относится, например, природа эндогенной активности Земли, к разрешению которой монография М. Озимы подходит ближе, чем другие издания подобного рода.

Первый вариант книги был опубликован на японском языке еще в 1980 г. Он сразу же привлек к себе внимание геологической общественности и в переводе с японского был издан в нашей стране в 1983 г. (*Минору Озима. История Земли.* — М.: Знание, 1983). При подготовке нового международного издания на английском языке: *Geohistory (Global Evolution of the Earth)*, Springer-Verlag, 1979, с которого сделан настоящий перевод, М. Озима радикально переработал книгу и добавил в нее новую литературу по 1986 г. включительно. Особенно важным в этом плане явилось дополнительное обоснование концепции происхождения Земли, которая излагается на основе работы японских исследователей из Киото: *Hayashi C., Nakazawa K., Nakagawa Y. Formation of the solar system.* — In: *Protostars and Planets II*. Univ. Arizona Press, 1985. Этими учеными по существу отвергается широко распространенная гипотеза происхождения планет в результате аккреции планетезималей в вакууме космического пространства (после того, как Солнечная небула полностью диссипировала), которая исключает прохождение планетами расплавленного состояния.

В противоположность таким представлениям японские исследователи развивают теорию образования планет в плотной Солнечной небуле, стяжение вещества которой создает вокруг них газовые оболочки в несколько сот атмосфер, препятствующие потере ими летучих компонентов, аккреционной и гравитационной тепловой энергии. В результате в планетах, формирующихся под плотной атмосферной оболочкой, достигаются высокие температуры, достаточные для их плавления и последующего совершенно внутреннего расслоения. Эта теория в книге М. Озимы используется в

качестве стержневой, определяющей исходные положения в главах, посвященных образованию железного ядра Земли, ее мантии, земной коры и современной атмосферы, которая интерпретируется как полностью вторичная. Такой подход придает книге стройность и убедительность. Изложенная концепция в какой-то мере перекликается с нашими представлениями (Маракушев А. А. Петрогенезис. — М.: Недра, 1988), согласно которым железозакаменные планеты земной группы проходили в своем развитии стадию планет с флюидными оболочками, на которой в наше время находятся планеты группы Юпитера. Данными американских межпланетных станций «Вояджер-1, -2» устанавливаются в их недрах расплавленные железозакаменные массы — аналоги планет земной группы, расслаивающиеся под давлением флюидных оболочек. Этим механизмом обусловлена концентрация водорода и других летучих компонентов в расплавленных ядрах планет земной группы, объясняющая их эндогенную активность. Во всяком случае, Земля несомненно образовалась и подверглась первичному расслоению под давлением флюидной, существенно водородной оболочки, которую она затем потеряла под тепловым воздействием Солнца. Современная атмосфера Земли является с этой точки зрения полностью вторичной, обусловленной поступлением флюидных компонентов из ее недр. Все это очень убедительно обосновывается в книге М. Озимы, которая удивительна также необычайной широтой охвата временного диапазона событий, связанных с образованием и эволюцией Земли. Начало их относится к зарождению химических элементов во Вселенной (10—20 млрд. лет назад) и возникновению Солнечной системы, Земли и других планет (4—5 млрд. лет), затем последовательно рассматриваются главные этапы эволюции Земли: образование в ней жидкого железного ядра, генерирующего магнитное поле планеты, отделение мантии и формирование земной коры.

История развития земной коры, начиная с образования древнейших складчатых ядер континентов с возрастом 3,8 млрд. лет, рассматривается с привлечением палеомагнитных данных на основе плитотектонической концепции, которая тем не менее воспринимается М. Озимой критично. В книге приводятся данные, противоречащие этой концепции, например по скважинам в океаническом ложе, которыми вскрываются вулканические породы с неодинаковым направлением намагниченности. Заканчивается история Земли обсуждением деятельности человека, начавшейся около миллиона лет назад, которая приобрела в последнее время особенно катастрофический характер в результате промышленного загрязнения гидросферы и атмосферы и безудержного использования атомной энергии, породившего неразрешимую проблему захоронения радиоактивных отходов.

Работу М. Озимы отличает живое и яркое освещение многих проблем, причем нередко с неожиданной стороны. Так, например, по геохимическим данным показано, что ядерные реакторы не являются исключительным изобретением человека; осуществляющиеся в них цепные ядерные реакции происходили и естественным путем, хотя и в меньших масштабах, на месторождениях, где возникали очень высокие концентрации урана.

К достоинствам книги М. Озимы относится также простота изложения многих специальных проблем, что должно привлечь к ней внимание широкого круга читателей, интересующихся современными аспектами развития науки о Земле.

Предисловие

Одним из самых выдающихся достижений двадцатого столетия в науке о Земле является применение радиогенных изотопов как счетчиков геологического времени. Радиогенные изотопы не только дают возможность определить абсолютный возраст (и это, по-видимому, наиболее обычное их использование), но и предоставляют нам ни с чем не сравнимые сведения об эволюции Земли и метеоритов. Эти изотопы — один из главных источников данных, помогающих понять происхождение Солнечной системы. В конце 1970-х годов изобретение компьютеров с чрезвычайно большой емкостью памяти определило еще один способ исследования. Вряд ли будет преувеличением сказать, что наше сегодняшнее понимание происхождения и эволюции планет земной группы по существу вытекает из этих двух отраслей науки о Земле. Всего несколько десятилетий назад не было экспериментальных методов для проверки теорий происхождения Солнечной системы, и последние оставались лишь «беллетристической» со множеством загадок. Сейчас мы находимся на стадии, когда теории достаточно точны, чтобы их можно было проверить экспериментально. Книга рассказывает об эволюции Земли, раскрывая ведущую роль радиогенных изотопов при изучении этой области. Кроме того, обращается внимание на последние достижения теории.

Название книги — «Геоистория» — было выбрано с намерением подчеркнуть две наиболее характерные особенности науки о Земле: кардинальную роль различных эпизодов огромной длительности в жизни планеты и «историю» смены этих эпизодов. Как говорится в последней главе книги, изучение эволюции Земли аналогично изучению истории человечества, так как из того и из другого можно извлечь уроки на будущее. В качестве одного из примеров такого подхода читатели узнают, что исследования природного реактора Окло, который 2 млрд. лет назад претерпел цепную реакцию расщепления урана, имели огромное значение для борьбы со страшной опасностью накопления ядерных отходов — процесса, ставящего под угрозу наше будущее.

Я многим обязан д-ру Реймонду Джинлозу, который предложил мне написать эту книгу, внимательно прочел всю рукопись и высказал ряд ценных замечаний. Кроме того, рукопись тщательно просмотрели д-ра А. Хофман и М. Шидловски, которым я очень благодарен за дельные замечания.

Мною вынесено много полезного из дискуссии с д-ром Киёси Накадзавой по теоретическим аспектам эволюции Земли и Солнечной системы. Моя переводчица г-жа Джуди Вакабаяси подготовила английский текст по японскому оригиналу. Если книгу будет легко читать, это в большой степени связано с ее способностями в обоих языках и любовью к наукам о Земле.

М. Озима

Токио, весна 1987 г.

Глава 1

ГЕОИСТОРИЯ КАК НАУЧНАЯ ДИСЦИПЛИНА

Наука о Земле имеет своей целью изучение строения Земли (а также, в более широком смысле, Луны, метеоритов и планет) и различных процессов, которые в ней происходили или происходят. Все земные явления управляются в своей основе законами физики и, вообще говоря, должны изучаться этой наукой. Однако в определенном смысле наука о Земле и астрономия несколько отличаются от физики в обычном понимании этого слова. Отличие вытекает из того, что во многих случаях геологические события происходят в течение очень длительного времени, значительно превышающего человеческий опыт. Возьмем, к примеру, дрейф материков: перемещение Американского континента относительно Африканского и Европейского продолжается более 100 млн. лет. Это движение такое медленное, что его невозможно заметить за короткую жизнь человека — максимум 100 лет.

Наука о Земле отличается от других наук еще и тем, что некоторые изучаемые ею явления происходят только один раз. Во многих случаях мы не можем ожидать, что какое-то событие в природе повторится, и еще меньше у нас возможностей воспроизвести его в лаборатории. Рассмотрим, например, происхождение атмосферы и океанов (разд. 3.8). Полагают, что они образовались в результате дегазации земных недр на ранних этапах аккреции Земли. Если газ улетучился, бесполезно ожидать повторного выделения такого же количества газа в результате того же процесса. Невозможность воспроизведения подобных явлений усугубляется тем, что планета Земля уникальна среди бесчисленного множества небесных тел нашего мира. Безусловно, в конечном счете именно законы физики управляют земными процессами. В то же время мы должны учитывать, что некоторые из этих процессов происходят только на Земле и только однажды.

Миллион лет назад облик Земли, вероятно, заметно отличался от сегодняшнего. Три или четыре миллиарда лет назад это различие было, по-видимому, таким значительным, что практически это была другая планета. Значит, чтобы познать Землю, недостаточно исследовать только те явления, которые происходят на ней сейчас, — мы должны охватить все, что было с момента ее рождения до сегодняшнего дня. Приведем конкретный пример: благодаря применению сферического гармонического анализа, впервые разработанного Фридрихом Гауссом в начале XIX в., стало известно, что магнитное поле Земли может быть представлено в виде магнитного

диполя, расположенного примерно в ее центре. Основываясь на попытке Лармора объяснить происхождение магнитного поля Солнца, Буллард в 1950-е гг. предположил, что дипольное геомагнитное поле возникло в результате движения жидкости внутри земного ядра. На основе дальнейших многочисленных исследований сформировалась более подробная теория о происхождении магнитного поля нашей планеты, известная как теория динамо. Однако ее одной недостаточно для полного понимания земного магнетизма. Недавние палеомагнитные исследования (гл. 4) позволили обнаружить, что геомагнитное поле никоим образом не является стационарным или постоянным, а непрерывно, с грубой периодичностью меняет полярность с северной на южную. Эти инверсии — неотъемлемое свойство магнитного поля Земли, поэтому любая теория о его происхождении, неспособная полностью объяснить смену полюсов, — несостоятельна.

Как следует из этого примера, проникновение в сущность науки о Земле не исчерпывается пониманием только современного состояния планеты. Нельзя достичь правильного представления о Земле, пока она не будет рассматриваться как небесное тело, постоянно изменяющееся со времени своего рождения в Солнечной системе. Однако наблюдать за явлениями, происходящими в течение миллиардов лет, невозможно, поэтому для исследований в науке о Земле привлекаются специальные методы. Основная цель заключается в том, чтобы проследить развитие этих явлений за миллиарды лет. С XIX в. предпринимались попытки установить природу и возраст геологических событий с помощью ископаемых органических остатков; таким путем было получено много важных сведений. В последние годы исследование ископаемых остатков стало еще более детальным в связи с внедрением в практику электронного микроскопа, в результате чего возникла новая область — изучение ископаемых микроорганизмов глубоководных океанических осадков. Хотя палеонтологические методы играют главную роль в изучении эволюции Земли, использование окаменелостей, несомненно, ограничено. Палеонтологические методы практически неприменимы для изучения докембрийской истории Земли (первый палеонтологически документируемый отрезок времени перед кембрием начался приблизительно 670 млн. лет назад), так как это время почти не оставило органических остатков. В докембрии, который составляет около шести седьмых возраста Земли, насчитывающего 4,5 млрд. лет, сформировались основные составные части структуры планеты — ядро, атмосфера и океаны. Для того чтобы изучать время, не оставившее окаменелостей, мы должны получить такие ископаемые реликты прошлого, которые заменили бы органические. В 1950-х годах стал использоваться совершенно новый тип «ископаемых»: долгоживущие радиоактивные изотопы, например ^{238}U и ^{40}K , и продукты их распада. В гл. 4 мы рассмотрим несколько примеров расшифровки геологического прошлого с помощью таких элементов. Эта область исследований относится к геохронологии. Методы определения абсолютного возраста составляют ядро геостроии. Образование дочерних изотопов происходит с постоянной скоростью в строгом соответствии с законом радиоактивного распада, поэтому их можно назвать «ископаемыми остат-

ками», которые имеют точный счетчик времени, действующий как внутренние часы.

Наряду с использованием радиогенных изотопов при изучении истории Земли применяется другой метод — палеомагнетизм. Древнее геомагнитное поле сохраняется в виде остаточной намагниченности, запечатленной в вулканических и осадочных породах. При сравнении направлений этого поля, т. е. направлений остаточной намагниченности, обнаруживается относительное перемещение земных блоков. Мы познакомимся с палеомагнитными методами в гл. 4.

Благодаря поразительному прогрессу в компьютерной технике в последние годы появился совершенно новый метод — численное моделирование. Использование новейших компьютеров с большой емкостью памяти в некоторой степени позволило проследить события, по длительности намного превышающие человеческий опыт, а также наблюдать за явлениями, масштабы которых гораздо больше лабораторных. Численное моделирование на компьютерах фактически не имеет конкурентов при изучении эволюции Солнечной системы и происхождения планет. В задачи книги не входит детальное обсуждение этого метода, но в гл. 2 мы приведем обзор некоторых его результатов.

Мы взглянули на геоисторию как на область науки, цель которой — составить истинное представление о Земле. Геоистория занимается чисто научными изысканиями, но имеет также самую непосредственную связь с нами, людьми. В смысле изучения «истории» Земли у этой науки есть много общего с историей человеческого общества. Попробуем объяснить это на примере. Говорят, люди много думают о прошлом во времена переворотов. Боязнь будущего, ожидание и беспокойство перед лицом неизвестного побуждают человека искать ответы в прошлом. Во второй половине XX в. из-за огромного прогресса в промышленности и развития техники возникло большое число проблем, связанных с окружающей средой. Неуклонно возрастающее потребление горючих ископаемых сопровождается более или менее линейным увеличением содержания углекислого газа в атмосфере. Это явление влечет за собой нагревание атмосферы вследствие поглощения инфракрасных лучей и в ближайшем будущем может привести к катастрофическому росту температуры воздуха. Однако в этом вопросе очень трудно делать предположения. Возможно, наиболее научный путь решения проблемы, доступный в настоящее время, состоит в том, чтобы искать похожее явление на Земле в прошлом и предсказывать будущее, основываясь на нем. В последней главе обсуждается соотношение между геоисторией и человечеством.

Глава 2

ЗЕМЛЯ — ПЛАНЕТА СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Земля появилась в Солнечной системе около 4,5 млрд. лет назад. С того времени она испытала такие изменения, как образование ядра, атмосферы и мантийно-коровое расслоение; это развитие привело к ее современному состоянию. Не будет преувеличением сказать, что свойственное Земле направление эволюции наметилось сразу же после того, как она отделилась от Солнечной туманности и стала планетой. Предположим, например, что в соответствии с общепринятой точкой зрения образование Земли завершилось после рассеяния туманности. В этом случае земное тепло легко выделилось бы в космос в виде инфракрасного излучения. Подсчитано, что при этих условиях температура Земли была бы относительно низкой. С другой стороны, допустим, что формирование нашей планеты закончилось до рассеяния Солнечной туманности, как в последнее время установила группа ученых из Киото под руководством Хаяси. Это означает, что сила земного притяжения будет оттягивать от Солнечной туманности толстый слой первичной атмосферы. Расчеты показывают, что этот слой препятствовал бы инфракрасному излучению и Земля достигла бы достаточно высокой температуры на ранних стадиях развития. Выяснение характера среды, породившей Землю, т. е. первичной Солнечной системы, существенно для понимания эволюции планеты. Другим подтверждением этого положения служит то, что именно на Земле, которая неуклонно развивалась в течение 4,5 млрд. лет, невозможно найти породы с признаками ее первоначального состояния. Таким образом, в каменном материале, обнаруженном в настоящее время, бесполезно искать какие-либо свидетельства возраста планеты — основополагающей величины в науке о Земле. Наши сегодняшние выводы о возрасте Земли по существу основаны на датировке возраста метеоритов, причем тех из них, которые, как полагают, сохранились неизменными со времени возникновения Солнечной системы. В этой главе мы сконцентрируем внимание на метеоритах — ключевых объектах при изучении развития Земли, дающих наиболее важные сведения о первичной Солнечной системе.

2.1. Досолнечная история

В настоящее время Солнечная система содержит 83 различных химических элемента. Н и He составляют около 99,9% от общего количества атомов (см. табл. 2.1). Практически все элементы сконцентрированы на Солнце, где сосредоточено более 99,9% массы всей системы. С точки зрения химического состава Солнечной системы в целом Земля состоит главным образом из кислорода и нелетучих элементов (например, Fe, Mg и Si, которые нелегко переходят в газ), причем доля последних — менее 0,1% от общего числа атомов Солнечной системы. Если при рассмотрении Солнца и Солнечной системы фактически игнорируются все элементы, кроме Н, то взаимодействие многих различных элементов весьма существенно для происхождения и развития Земли и других планет. Большинство элементов образовались до формирования Солнечной системы, но некоторые появились после, при распаде радиоактивных изотопов. Например, установлено, что практически весь (более 99%) аргон, который составляет около 1% земной атмосферы, возник в результате реакции распада $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$ в недрах Земли после ее формирования и впоследствии улетучился. Все остальные элементы, кроме радиогенных, уже существовали до возникновения Солнечной системы. Вопрос в том, как и когда они образовались.

а. Происхождение элементов. Образование элементов уходит своими корнями к Большому взрыву, который, как полагают, произошел 10—20 млрд. лет назад и дал начало Вселенной. Возникновение элементов в результате Большого взрыва впервые было обосновано Гамовым в 1946 г. [17]. С его точки зрения, на ранних этапах образования Вселенной температуры и давления были экстремально высокими, при этом протоны, нейтроны, электроны и нейтрино находились в равновесии. Когда Вселенная начала расширяться, температура упала и состояние равновесия нарушилось. Некоторое количество нейтронов претерпело β -распад (ядерное превращение, при котором испускаются электроны), в то время как протоны захватили нейтроны и образовали дейтроны. Последовательное повторение процессов β -распада и захвата нейтронов привело к образованию тяжелых элементов. Согласно Гамову, потребовалось всего около 20 мин. для возникновения всех ныне существующих элементов, что вполне оправдывает термин «Большой взрыв». Позже, в 1965 г., Аро Пензиас и Роберт Уилсон [53] исследовали микроволны, которые со всех сторон приходят на Землю из космоса, эмпирически подтверждая теорию Большого взрыва. Длина микроволны равнялась длине волны излучения абсолютно черного тела при 3 К. Пензиас и Уилсон интерпретировали эту величину как длину световой волны, которая начала излучаться после Большого взрыва и благодаря эффекту Доплера увеличивалась при расширении Вселенной, пока не достигла современного значения для абсолютно черного тела при 3 К. Это реликтовое излучение характеризует «послесвечение» Большого взрыва.

Однако Большой взрыв не объясняет полностью происхождение элементов. Даже если бы многие из них образовались из нейтрино, электронов, а также протонов и нейтронов в результате Большого взрыва, основная часть их снова распалась бы и сохранилась в незначительных количествах. Поэтому в настоящее время полагают, что во время Большого взрыва образовались легкие элементы, которые затем посредством ядерных реакций внутри звезд дали начало элементам с атомным номером 6 и выше.

Водород и другие легкие элементы, появившиеся при Большом взрыве, рассеялись во Вселенной и в конце концов образовали звезды. Под действием собственной силы тяжести звезды начали постепенно сжиматься, что приводило к повышению температуры. Когда температура в центре каждой из звезд достигла нескольких миллионов градусов, атомы водорода объединились и образовали атомы гелия, т. е. произошла так называемая термоядерная реакция, или реакция «горения» ядер. При дальнейшем увеличении температуры и давления реакции подобного типа привели к объединению атомов He, затем C, причем этот процесс неоднократно повторялся, пока не появились ядра тяжелых элементов.

Однако реакции «горения» ядер могут развиваться не дальше образования ядер Fe. После этого подобная реакция приводит к энергетической нестабильности ядер. Так, если укладывать один на другой слишком много одинаковых блоков, то конструкция станет неустойчивой и разрушится. Даже если произойдет «горение» ядер Fe и появятся тяжелые ядра, то последние будут нестабильны и вскоре распадутся. На данном этапе те ядра, которые образовались путем термоядерных реакций, и те, которые оказались слишком тяжелыми и распались, находятся в состоянии равновесия, и нуклеосинтез больше не имеет места. Ядра Fe можно считать завершением термоядерных реакций. В действительности распространенность элементов в космосе (рис. 2.1) линейно уменьшается (в логарифмическом масштабе) при увеличении атомного номера, но на этой кривой внезапно появляется максимум, соответствующий содержанию Fe.

Простого накопления атомных ядер (в результате реакций «горения») недостаточно для создания ядра более тяжелого, чем у Fe. Здесь должны сыграть роль нейтроны. Они возникают в звездах при «горении» He. Поскольку нейтроны не несут электрического заряда, они не отталкиваются друг от друга и сравнительно легко включаются в атомное ядро. Это явление известно как реакция захвата нейтронов. Поглощая нейтроны, обладающие относительно низкой энергией, и одновременно испуская электроны (β -распад), атомные ядра постепенно становятся тяжелыми. Эта сравнительно медленная реакция называется *s*-процессом (от английского slow — медленный).

Однако реакция захвата нейтронов не продолжается до бесконечности. Если атомное ядро несет в себе слишком много нейтронов, оно опять становится нестабильным и распадается. Считается, что Bi — конечный продукт *s*-процесса. Для того чтобы получить более тяжелое ядро, чем у Bi , необходимы облучение чрезвычайно мощным потоком нейтронов и внедрение этих нейтронов в ядро прежде, чем оно распадется. Полагают, что

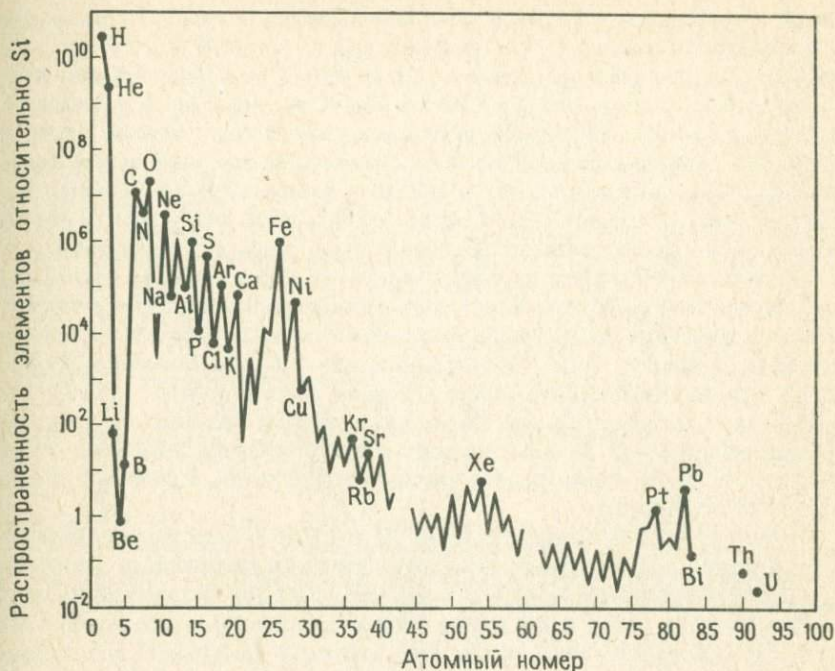


Рис. 2.1. Относительная распространенность элементов ($Si = 10^6$) в Солнечной системе. Значения для Th и U соответствуют 4,5 млрд. лет назад. По данным Росса и Аллера (1974).

такой интенсивный нейтронный луч образуется во время взрыва сверхновой. При этом скорость реакции захвата нейтронов заметно возрастает, в связи с чем такая реакция называется *r*-процессом (от английского rapid — быстрый).

Считают, что основная часть элементов во Вселенной образовалась в результате термоядерного синтеза и реакции захвата нейтронов, т. е. *r*- и *s*-процессов. Однако таким путем трудно получить ядра атомов, подобные ^{112}Sn , поэтому полагают, что они возникли непосредственно при захвате протонов. Эта реакция известна под названием *p*-процесс (от слова proton). Небольшое число легких элементов (D, Li, Be, B), по-видимому, образовалось ни во время Большого взрыва, ни в результате *s*- или *r*-процессов, а возникло из межзвездного газа под воздействием космических лучей или появилось в атмосфере первичного Солнца.

Суммируя вышеизложенное, можно сказать, что элементы, составляющие в настоящее время Солнечную систему и нашу Землю, в большинстве

своим образовались в результате ядерных реакций в звездах. Исключение составляют H (полагают, что он существует с момента образования Вселенной), He, который произошел от H во время Большого взрыва, и несколько легких элементов (D, Li, Be, B). Как будет показано в дальнейшем, в ядерные реакции, служившие источником элементов в течение более 10 млрд. лет, было вовлечено бесчисленное множество звезд. Из астрономических наблюдений известно, что в молодых звездах больше тяжелых элементов, чем в старых. Этот факт объясняется тем, что во время образования старых звезд во Вселенной было мало тяжелых элементов, и отмеченное наблюдение рассматривается как подтверждение предложенной модели нуклеосинтеза. Более того, эмпирически установлено, что элементы с периодом полураспада менее чем несколько десятков миллионов лет, как, например, ^{129}I и ^{244}Pu , существовали когда-то в метеоритах и на Земле. Радиоактивные элементы практически исчезают через несколько периодов полураспада. Следовательно, нуклеосинтез, который дал эти элементы, вероятно, произошел непосредственно перед образованием метеоритов и Земли (за время, равное максимум нескольким периодам полураспада этих элементов).

Исходя из состава изотопов ($^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,8$ — современное значение) атомных ядер с относительно большим периодом полураспада, таких, как U (период полураспада $^{238}\text{U}: T_{1/2} = 4,47 \cdot 10^9$ лет, $^{235}\text{U}: T_{1/2} = 7,04 \cdot 10^8$ лет), можно оценить, когда и как долго происходил нуклеосинтез, давший эти ядра. На основании таких оценок был сделан вывод, что U и подобные ему элементы возникли более чем 1 млрд. лет назад в течение нескольких сот миллионов лет. Подробные расчеты будут приведены в следующем разделе. Это один из главных результатов новой области науки — космохронологии.

б. Космохронология. В предыдущем разделе мы затронули вопрос о возрасте элементов. Здесь мы продолжим его обсуждение, но уже на количественном уровне. Вообще говоря, как будет показано ниже, изотопные составы элементов, представляющих собой солнечное вещество, удивительно однородны. Например, изотопные составы $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ были предопределены процессами ядерного синтеза, создавшими их. С другой стороны, используя составы изотопов U или Th, можно рассчитать нуклеосинтез, который привел к образованию элемента. Этот прием, когда причина выводится из следствия, часто применяется в науке о Земле и обычно называется методом инверсии или решением обратной задачи. Начнем с наиболее общих рассуждений.

Рассмотрим элемент N . Обозначим i -й изотоп этого элемента через N_i . N_i может быть радиоактивным изотопом, обычно претерпевающим распад. Будем считать, что N_i образовался при нуклеосинтезе. Скорость изменения количества N_i в единицу времени равна

$$\frac{d}{dt}N_i(t) = P_i \cdot p(t) - \lambda_i \cdot N_i(t), \quad (2.1)$$

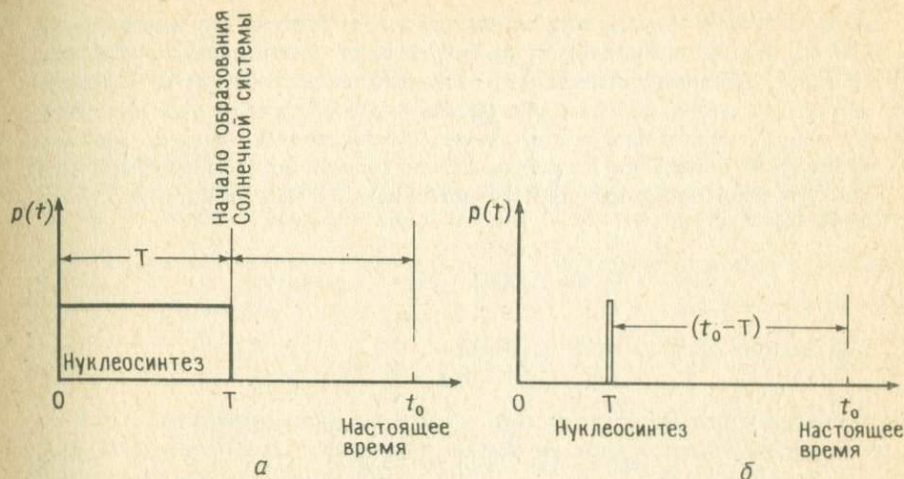


Рис. 2.2. Схематическое изображение моделей нуклеосинтеза: а — модель непрерывного нуклеосинтеза, постоянный синтез ядер с момента времени $t = 0$ до $t = T$; б — модель внезапного нуклеосинтеза, синтез ядер в момент времени $t = T$.

где λ_i — константа распада изотопа N_i ; P_i — доля N_i , образованная при нуклеосинтезе; $p(t)$ — интенсивность нуклеосинтеза.

Первый член в правой части уравнения показывает количество N_i , образующееся в единицу времени, а второй — количество N_i , убывающее в результате радиоактивного распада. Величина $p(t)$ характеризует масштабы нуклеосинтеза и может считаться выражением интенсивности звездного взрыва, в результате которого началась реакция синтеза ядер. Обычно способ образования элементов зависит от характера взрыва звезды. Поэтому изотоп N_i не обязательно образуется в одном и том же количестве P_i при взрыве любой звезды. Однако предложенную гипотезу можно считать приемлемой для изотопов, возникающих в результате однотипных реакций нуклеосинтеза, т. е. r - и s -процессов. На рис. 2.2 горизонтально расположена ось времени, а по вертикали схематично отложена величина $p(t)$.

Интегрируя уравнение (2.1), получаем

$$N_i(t_0) = P_i \exp(-\lambda_i t_0) \int_0^T \exp(\lambda_i \tau) p(\tau) \cdot d\tau. \quad (2.2)$$

В правой части уравнения (2.2) неизвестными величинами, которые мы ищем, являются $p(t)$ и верхний предел интегрирования T , т. е. продолжительность нуклеосинтеза. N_i в левой части представляет собой общее количество изотопов N_i в Солнечной системе в настоящее время (t_0), и хотя

эту величину мы можем в принципе наблюдать, оценить ее значение практически невозможно. Таким образом, у нас нет способа связать уравнение (2.2) с наблюдаемым значением N_i и, следовательно, найти $p(t)$ и T . Применим в этом случае обычный физический подход, используемый на практике, — метод, в котором рассматриваются отношения экспериментальных и наблюдаемых значений и сравниваются с теоретическим уравнением. Для этого составим уравнение, аналогичное уравнению (2.2), для другого изотопа — N_j :

$$N_j(t_0) = P_j \cdot \exp(-\lambda_j t_0) \int_0^T \exp(-\lambda_j \tau) \cdot p(\tau) d\tau. \quad (2.3)$$

При делении (2.3) на (2.2) получим

$$\frac{N_j(t_0)}{N_i(t_0)} = \frac{P_j}{P_i} \exp\{-(\lambda_j - \lambda_i) \cdot t_0\} \cdot \frac{\int_0^T \exp(\lambda_j \tau) \cdot p(\tau) d\tau}{\int_0^T \exp(\lambda_i \tau) \cdot p(\tau) d\tau}. \quad (2.4)$$

Как будет показано в следующем разделе, изотопные составы элементов вещества, известного в Солнечной системе, за некоторыми исключениями однородны. Поэтому можно сказать, что даже крошечный фрагмент этого вещества, например метеорит или земная порода, представляет всю Солнечную систему, если речь идет о ее изотопном составе. Следовательно, значение левой части уравнения (2.4) — измеряемая величина. Можно также полуэмпирически оценить P_j/P_i в правой части уравнения. Однако одной этой величины недостаточно для нахождения $p(t)$ и T из уравнения (2.4). Для этого необходимо сделать некоторые предположения и построить некую модель. Рассмотрим характерные примеры такого подхода для двух крайних случаев.

Сначала предположим, что нуклеосинтез протекает равномерно в течение периода T (рис. 2.2, *a*). Эта модель нуклеосинтеза называется непрерывной. В уравнении (2.1) она соответствует допущениям

$$\begin{aligned} p(t) &= \text{const.} & \text{при } 0 \leq t \leq T, \\ p(t) &= 0 & \text{при } t > T. \end{aligned} \quad (2.5)$$

Более наглядное представление этой модели можно получить, если допустить, что частота звездных взрывов, образующих элементы, была постоянной в течение периода T . Тогда величина (N_j/N_i) в момент времени $(t = T)$, когда нуклеосинтез заканчивается, может быть вычислена из уравнений (2.4) и (2.5):

$$\left(\frac{N_j}{N_i}\right)_T = \left(\frac{P_j}{P_i}\right) \cdot \exp\{-(\lambda_j - \lambda_i) \cdot T\} \frac{\frac{1}{\lambda_j} (e^{\lambda_j T} - 1)}{\frac{1}{\lambda_i} (e^{\lambda_i T} - 1)}. \quad (2.6)$$

Предположим другой крайний случай, когда нуклеосинтез происходит практически мгновенно в конкретный момент времени (T) (рис. 2.2, б). В этом случае $p(t)$ может быть выражено следующим образом:

$$p(t) = A \cdot \delta(t - T).$$

В этом уравнении δ — дельта-функция, а A — константа, соответствующая интенсивности реакции. Однако, поскольку при сравнении с наблюдаемыми величинами используется уравнение (2.4), действительное значение A знать не обязательно. Величину $\left(\frac{N_j}{N_i}\right)_t$ в момент времени t можно найти из уравнения

$$\left(\frac{N_j}{N_i}\right)_t = \frac{P_j}{P_i} \cdot \frac{\exp\{-\lambda_j(t - T)\}}{\exp\{-\lambda_i(t - T)\}}. \quad (2.7)$$

Итак, мы рассмотрели две крайние модели нуклеосинтеза и вывели общие уравнения, соответствующие каждой из них. Теперь, используя эти уравнения, найдем T для ^{238}U и ^{235}U .

Модель непрерывного нуклеосинтеза

В уравнении (2.6) допустим, что $N_i = ^{238}\text{U}$ и $N_j = ^{235}\text{U}$. Тогда

$$\frac{N_j}{N_i} = (^{235}\text{U}/^{238}\text{U})_T = \frac{(P_{235}/\lambda_{235})}{(P_{238}/\lambda_{238})} \frac{1 - \exp(-\lambda_{235}T)}{1 - \exp(-\lambda_{238}T)}. \quad (2.8)$$

Здесь λ_{235} и λ_{238} — константы распада соответственно ^{235}U и ^{238}U , T — время завершения нуклеосинтеза. В разделе (а) было отмечено, что радиоактивные элементы с очень малым периодом полураспада, типа ^{129}I и ^{244}Pu , входили в состав солнечного вещества, и этот факт свидетельствует о том, что конец нуклеосинтеза, в результате которого образовалось солнечное вещество, почти совпал с образованием Солнечной системы. Таким образом, T можно придать значение 4550 млн. лет — примерно возраст Солнечной системы. Так как в настоящее время $(^{235}\text{U}/^{238}\text{U})_P = 1/137,8$ (индекс P показывает, что это современное значение), то 4550 млн. лет назад, т. е. во время завершения нуклеосинтеза,

$$(^{235}\text{U}/^{238}\text{U})_T = (^{235}\text{U}/^{238}\text{U})_P \cdot \frac{\exp(4,55 \cdot 10^9 \cdot \lambda_{235})}{\exp(4,55 \cdot 10^9 \cdot \lambda_{238})} = 0,3165.$$

Оцененное на полуэмпирической основе, P имеет значение

$$P_{235}/P_{238} = 1,42.$$

Подставляя эти величины в уравнение (2.8), получаем следующее выражение:

$$0,3165 = 1,42 \times \frac{1,55125 \times 10^{-10}}{9,8484 \times 10^{-10}} \times \frac{1 - \exp(-9,8484 \times 10^{-10} \times T)}{1 - \exp(-1,55125 \times 10^{-10} \times T)},$$

т. е. $T \cong 8 \times 10^9$ (лет).

Отсюда ясно, что r -процесс нуклеосинтеза, приведший к образованию U , продолжался 8 млрд. лет между возникновением Солнечной системы

(примерно 4550 млн. лет назад) и временем $8000 + 4550 = 12\,550$ млн. лет назад. Используя опять изотопные отношения для U, рассмотрим «модель внезапного нуклеосинтеза», которая предполагает, что реакция образования ядер была одноактным, «внезапным» явлением.

Модель внезапного нуклеосинтеза

Примем в уравнении (2.7) $t_0 = t$, что соответствует настоящему времени. Следовательно, $(t_0 - T)$ — промежуток времени от «внезапного» нуклеосинтеза до сегодняшнего дня. Вместо P_i, P_j, i и j подставим их значения для ^{238}U и ^{235}U , а вместо отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ — его современную величину, равную 137,8. В результате получим

$$t_0 - T = 6,4 \times 10^9 \text{ лет.}$$

Следовательно, согласно принятой модели, нуклеосинтез должен был произойти приблизительно 6400 млн. лет назад.

Из предыдущего примера видно, что при расчете времени, когда произошел нуклеосинтез, в зависимости от модели можно получить данные, отличающиеся друг от друга почти в два раза. Те модели, которыми мы пользовались, являются только приближением к действительности, и это проявилось в несовпадении результатов. Однако, поскольку эти две модели соответствуют, так сказать, двум крайним случаям реального нуклеосинтеза, можно считать, что истинное время этого процесса лежит где-то между значениями, полученными в обоих случаях.

Для дальнейшего выяснения обстоятельств, при которых происходит нуклеосинтез, требуется более детальная модель образования ядер, но здесь мы сталкиваемся с необходимостью ввести дополнительное число неизвестных параметров, и это ограничивает модель. (Единственным неизвестным в гипотезе внезапного нуклеосинтеза было T .) Следовательно, для решения этой проблемы нужно добавить какие-то другие условия. В качестве последних были предложены более сложные модели, использующие кроме пары $^{235}\text{U} - ^{238}\text{U}$, описанной в предыдущем примере, такие пары элементов, как $^{238}\text{U} - ^{232}\text{Th}$ или $^{187}\text{Re} - ^{187}\text{Os}$.

в. Состав Солнечной туманности. Элементы, образовавшиеся в бесконечном множестве звезд в течение 10 млрд. лет, постоянно рассеивались в космосе. Из этих элементов формировались туманности, одна из которых стала нашей Солнечной туманностью. Мнения о том, как из туманности родились Солнце и планеты, в настоящее время разделились. Подробное обсуждение этого вопроса приводится в книгах по теории Солнечной системы [26], а мы сконцентрируем внимание на тех вопросах, которые непосредственно относятся к Земле.

Почему Солнечная туманность начала отрываться и обособливаться от остальных туманностей? Изотоп ^{26}Al , существовавший раньше в метеоритах (в настоящее время его уже нет, так как он полностью перешел в ^{26}Mg), подсказывает ответ на этот вопрос. Период полураспада ^{26}Al составляет всего 700 тыс. лет. Поэтому тот факт, что ^{26}Al был в метеоритах, свидетельствует о более раннем протекании нуклеосинтеза по сравнению с обра-

зованием метеоритов, т. е. Солнечной системы. Это опережение составило максимум несколько периодов полураспада ^{26}Al . Полагают, что если ^{26}Al появился в результате взрыва сверхновой, то вызванный этим взрывом удар повлек за собой начало гравитационного сжатия звездного газа, что привело к отрыву и обособлению Солнечной туманности. Однако совсем недавно высказано мнение, что ^{26}Al мог образоваться также при взрыве новой, и поэтому в настоящее время необязательно связывать рождение Солнечной туманности непременно со взрывом сверхновой.

Газовая туманность состоит из элементов, которые образовались в огромном множестве рассеянных звезд, и поэтому полагают, что ее вещественный состав вполне гомогенизирован. В частности, мы можем ожидать, что изотопные составы, в малой степени подверженные какому-либо физическому или химическому разделению, будут весьма однородными. Действительно, мы знаем, что кроме небольшого числа случаев все известное вещество Солнечной системы (земной материал, метеориты, породы Луны, поверхность Солнца и т. д.) имеет более или менее однородный изотопный состав. (Исключение составляют радиогенные ядра, которые появились после образования Солнечной системы.) Однородность изотопного состава солнечного вещества установлена путем анализов метеоритов и земных пород (эти анализы очень энергично выполняются с 1950 г.), а также путем спектроскопического изучения солнечной короны. Наличие однородности привело к заключению, что Солнце, Земля, метеориты и другие небесные тела образовались из одной и той же Солнечной туманности. Это открытие настолько существенно, что его можно в настоящее время считать отправной точкой науки о Земле и планетологии.

Изотопные составы элементов солнечного вещества фактически одинаковые, но имеются некоторые исключения, наиболее типичным из которых является изотопный состав кислорода. Клейтон совместно с Маедой [8] измерил изотопные отношения кислорода в нескольких метеоритах. Результаты получились весьма далекими от предполагававшихся; они показаны на рис. 2.3.

Под воздействием физических и химических преобразований ^{18}O , ^{16}O и ^{17}O претерпевают масс-фракционирование. Рассмотрим, например, процесс, в котором испаряется H_2O . Изотопы с меньшей массой улетучиваются легче, так что по мере испарения более тяжелый изотоп ^{18}O будет постепенно накапливаться в воде, а в паре будет расти количество легкого изотопа ^{16}O . Это явление называется фракционированием, или разделением, изотопов. Чем больше разница в атомных массах, тем сильнее выражен этот эффект. Можно показать математически, что степень фракционирования ^{18}O и ^{16}O в два раза больше, чем ^{17}O и ^{16}O из-за разницы в атомных массах. Таким образом, результирующее фракционирование на рис. 2.3 выражено в виде прямой линии, тангенс угла наклона которой, равный $1/2$, отражает тот факт, что фракционирование ^{18}O и ^{16}O (горизонтальная ось) в два раза больше, чем ^{17}O и ^{16}O (вертикальная ось). Масс-фракционирование возникает не только при физических процессах типа описанного выше испарения, но также в результате химических реакций. Следовательно, солнечное веще-

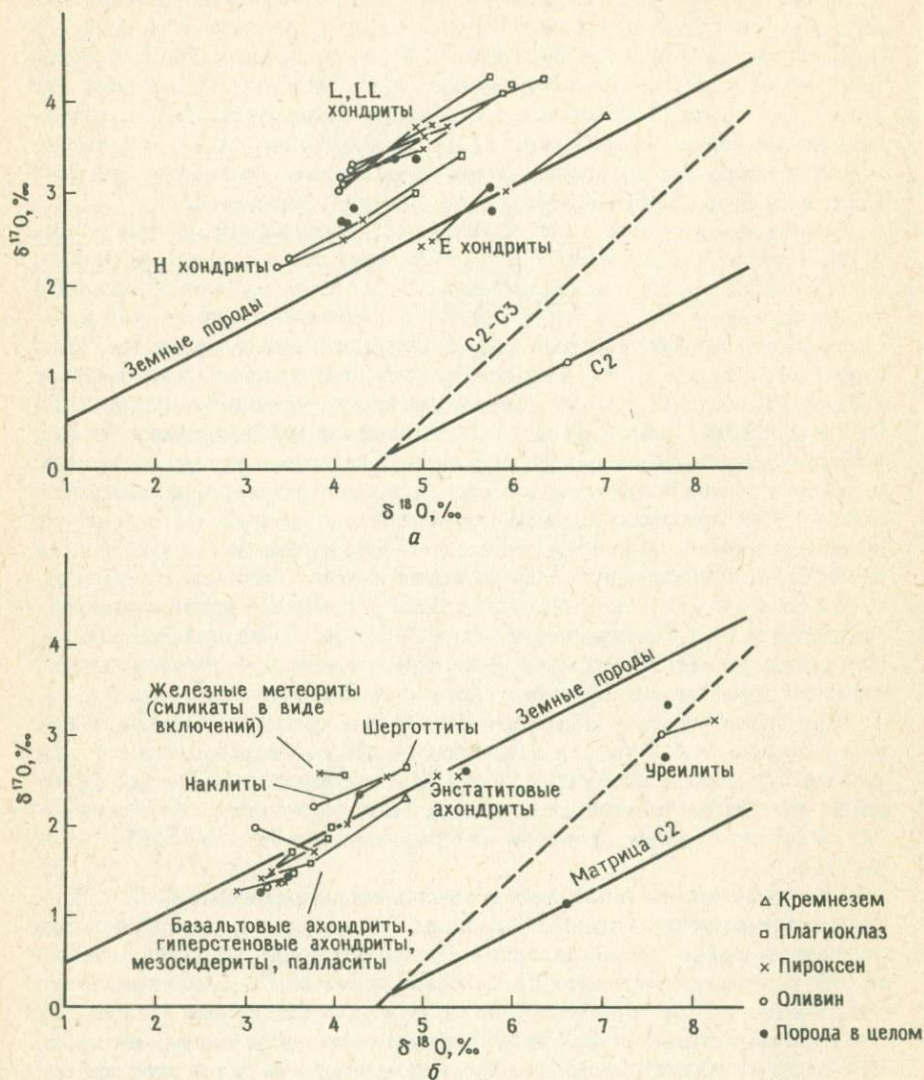


Рис. 2.3. Вариации изотопов кислорода в различных типах метеоритов: а — хондриты; б — ахондриты и железокремневые метеориты. $\delta^{17}\text{O} = \left[\frac{(^{17}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{образец}}}{(^{17}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \cdot 1000$ и аналогично для $\delta^{18}\text{O}$. SMOW — стандартная среднеокеаническая вода. Обратите внимание, что хондриты C2—C3 (безводные минералы) оказываются на линии с тангенсом угла наклона, равным единице (показано штриховой линией). Этот факт свидетельствует о том, что их изотопы кислорода имеют отличное от других метеоритов и Земли происхождение (по Клейтону и др., 1976).

ство, первоначально характеризовавшееся одинаковыми изотопными отношениями $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$, претерпело фракционирование под воздействием огромного числа последующих физических и химических процессов. Значения этих изотопных отношений, согласно предположениям, будут располагаться вдоль прямой с тангенсом угла наклона $1/2$, как изображено на рис. 2.3. Фактически все многочисленные образцы земного вещества, которые были до сих пор измерены, действительно строго выстраиваются вдоль этой прямой (на рис. 2.3 она изображена сплошной линией). В предыдущем разделе говорилось, что если метеориты, как и Земля, образовались из высокоомогенной Солнечной туманности, то в момент своего рождения они должны были иметь изотопное отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, аналогичное земному. Даже если метеориты подверглись воздействию каких-то физических или химических процессов после своего возникновения, можно ожидать, что их изотопные составы также будут расположены вдоль прямой с тангенсом угла наклона $1/2$.

Однако данные, полученные Клейтоном и Маедой [8], полностью противоречат этим предположениям. Как показано на рис. 2.3, результаты для нескольких углистых хондритов выстроились по прямой, тангенс угла наклона которой равен почти 1. Этот факт ясно показывает, что кислород указанных хондритов представлен не просто продуктом масс-фракционирования кислорода, входящего в состав Земли. Если различия между изотопными составами обусловлены не только физическими или химическими процессами, то причина должна быть связана с нуклеосинтезом, приведшим к образованию этих составов.

При дальнейших исследованиях обнаружено, что метеориты разных типов имеют свои индивидуальныe изотопные отношения (рис. 2.3). Этот факт рассматривается как свидетельство того, что в солнечном веществе имеет место сочетание кислорода, у которого по крайней мере два различных источника (т. е. образовавшегося при разных нуклеосинтезах), и кислорода, возникшего при разнообразных процессах масс-фракционирования (точки, характеризующие результаты этих процессов, могут быть соединены друг с другом линией с тангенсом угла наклона $1/2$). Однако на данном этапе неизвестно, существуют ли только два вида кислорода, или же этот элемент может иметь и другое происхождение.

Исследования Клейтона и Маеды в области изотопии кислорода убедительно доказывают, что солнечное вещество не всегда «чрезвычайно однородно». Идея его «гетерогенности» уже выдвигалась в 1969 г. Блэком и Пепином [3] на основании изучения изотопного состава инертных газов в метеоритах. В нескольких углистых хондритах Блэк и Пепин обнаружили, хотя и в очень небольших количествах, самостоятельную неоновую — чрезвычайно плотную — фазу, которая состояла из одного изотопа ^{22}Ne . Ученые назвали эту фазу Ne—E. Естественно, изотопный состав Ne—E значительно отличается от Ne земной атмосферы и нормального Ne, найденного в метеоритах.

В предыдущем разделе упоминалось, что Солнечная туманность, как полагают, представляет собой однородный гомогенизированный небуляр-

ный газ, который под воздействием собственной силы притяжения сжался, отделился и стал изолированным. С другой стороны, данные по изотопному составу кислорода, Ne и некоторых других элементов показывают, что вещество Солнечной системы различается по изотопному составу, т. е. что эти элементы образовались по-разному. Как мы отнесемся к такому противоречию? Прежде чем ответить на этот вопрос, необходимо сделать одно замечание, объясняющее изотопные аномалии.

Как уже указывалось, изотопные составы элементов солнечного вещества очень однородны, но некоторые объекты по изотопному составу кислорода и Ne отличаются от него, что невозможно объяснить простым фракционированием. Эти отклонения носят название изотопных аномалий. В настоящее время помимо изотопных аномалий O и Ne известны аномалии Mg, Ca, Ti, V, Kr, Sr, Xe, Ba, Nd и Sm. Однако здесь важно подчеркнуть, что эти аномалии обнаружены только в определенных минералах метеоритов. Ne—E, с которого началось открытие изотопных аномалий, был найден в органическом веществе углистых хондритов, в шпинели $MgAl_2O_4$ и апатите $Ca_3(PO_4)_2CaF_2$. В шпинели и пироксене метеорита Allende Клейтон и Маеда зафиксировали изотопную аномалию O, хотя во всех других минералах этого метеорита аномалий обнаружено не было. По имеющимся на сегодняшний день результатам трудно связать изотопную аномалию определенного элемента с конкретной минеральной фазой.

Изотопные аномалии, обнаруженные со времени открытия Ne—E, вне всяких сомнений указывают на то, что Солнечная туманность ни в коем случае не гомогенна. Однако исходя из общих представлений эти изотопные аномалии можно рассматривать именно как аномалии, т. е. как исключение из правил. По-видимому, допустимо считать, что состав солнечного вещества и ранней Солнечной туманности, которая создала это вещество, был почти однородным. Существуют аномалии короткоживущих изотопов — ^{26}Mg и ^{129}I . Мы можем рассматривать этот факт как свидетельство того, что по крайней мере для этих изотопов нуклеосинтез, приведший к возникновению аномалий, произошел непосредственно перед образованием Солнечной системы. То же самое можно сказать и о других изотопах. Вполне вероятно, что они были созданы при взрыве сверхновой незадолго до формирования Солнечной системы и затем перемешались в ограниченном пространстве — первичном солнечном веществе, — в результате чего и возникли аномалии. Возможно и другое объяснение: изотопно-аномальное вещество образовалось задолго до возникновения Солнечной туманности. Приемлема также точка зрения, что «досолнечное» вещество присутствовало в газовой туманности в виде твердых частиц, которые как бы замораживали давно возникшие изотопные составы и не давали им смешаться с веществом туманности.

Можно сделать вывод, что Солнце, планеты и метеориты, образовавшиеся из Солнечной туманности, которую в первом приближении считают более или менее однородной, имеют одинаковый изотопный состав. Однако составы должны различаться из-за фракционирования, которое отражает физические и химические условия существования каждого элемента.

Таблица 2.1. Распространенность элементов в Солнечной системе [1]

Элемент	Распростра- ненность	Элемент	Распростра- ненность	Элемент	Распростра- ненность	Элемент	Распростра- ненность
^1H	$2,72 \cdot 10^{10}$	Ti	2400	Ru	1,86	Dy	0,398
He	$2,18 \cdot 10^9$	V	595	Rh	0,344	Ho	0,0875
Li	59,7	Cr	$1,34 \cdot 10^4$	Pd	1,39	Er	0,253
Be	0,78	Mn	9510	Ag	0,529	Tm	0,0386
B	24	Fe	$9,00 \cdot 10^5$	Cd	1,59	^{70}Yb	0,243
C	$1,21 \cdot 10^7$	Co	2250	^{50}In	0,184	Lu	0,0369
N	$2,48 \cdot 10^6$	Ni	$4,93 \cdot 10^4$	Sn	3,82	Hf	0,176
O	$2,01 \cdot 10^7$	Cu	514	Sb	0,352	Ta	0,0226
F	843	^{30}Zn	1260	Te	4,91	W	0,137
^{10}Ne	$3,76 \cdot 10^6$	Ga	37,8	I	0,90	Re	0,0507
Na	$5,70 \cdot 10^4$	Ge	118	Xe	4,35	Os	0,717
Mg	$1,075 \cdot 10^6$	As	6,79	Cs	0,372	Ir	0,660
Al	$8,49 \cdot 10^4$	Se	62,1	Ba	4,36	Pt	1,37
Si	$\approx 10^6$	Br	11,8	La	0,448	Au	0,186
P	$1,04 \cdot 10^4$	Kr	45,3	Ce	1,16	^{80}Hg	0,52
S	$5,15 \cdot 10^5$	Rb	7,09	Pr	0,174	Tl	0,184
Cl	5240	Sr	23,8	^{60}Nd	0,836	Pb	3,15
Ar	$1,04 \cdot 10^5$	Y	4,64	Sm	0,261	Bi	0,144
K	3770	^{40}Zr	10,7	Eu	0,0972	Th	0,0335
^{20}Ca	$6,11 \cdot 10^4$	Nb	0,71	Gd	0,331	U	0,0090
Sc	33,8	Mo	2,52	Tb	0,0589		

вещество короны хорошо перемешано с внутренними частями, поэтому нет возражений против того, чтобы считать состав короны близким к составу всей Солнечной системы. Относительное сходство составов метеоритов и солнечной короны — речь идет, конечно, о нелетучих компонентах — дает возможность вывести состав Солнечной системы путем точных измерений элементного состава метеоритов. Существуют пределы точности, с которой оптическими методами можно определить элементный состав солнечной короны. Лабораторные анализы метеоритов дают большую точность. Андерс и др. [1] выполнили высококачественные измерения химического состава ряда метеоритов и попытались оценить по этим результатам распространенность элементов в Солнечной системе. Естественно, что наугад взятые анализы использовать бесполезно. Определенные типы метеоритов заметно изменены при выветривании на Земле. Кроме того, некоторые метеориты, например железные, имеют особый вещественный состав, который сильно отличается от состава Солнечной системы в целом. Учитывая все это, Андерс с коллегами выбрал класс хондритов C1, состав которых наиболее типичен для Солнечной системы. Распространенность элементов на Солнце, показанная в табл. 2.1, рассчитана Андерсом и его коллегами по анализам хондритов C1. Причина выбора именно этих хондритов из множества типов метеоритов заключается в том, что они считаются наименее дифференцированными и самыми примитивными по минеральному и химическому составу. Например, помимо высокотемпературных минералов типа оливина хондриты C1 содержат большое количество летучих компонентов — воды и газов; этот факт указывает на то, что метеориты не были подвержены термальному метаморфизму и другим вторичным преобразованиям¹.

Если Земля, так же как метеориты, Солнце и планеты, возникла из однородной Солнечной туманности, то можно ожидать, что средние содержания элементов в ней будут близки к наблюдаемым во всей Солнечной системе. Фактически наши современные знания о вещественном составе Земли основываются главным образом на аналогиях с метеоритами. Такой подход называется методом метеоритных аналогий. В гл. 3 мы подробно обсудим обоснованность этого метода и вещественный состав Земли (по оценочным данным), а в следующем разделе рассмотрим вопрос о процессе, в ходе которого Земля образовалась из Солнечной туманности.

¹ Водные низкотемпературные минералы и углистое вещество являются вторичными, они образовались в результате гидратации и окисления первичных высокотемпературных магматических минералов (форстерита, камасита, тэнита, троилита и др.), которые содержатся в хондритах этого типа только в виде реликтов. — *Прим. ред.*

2.2. Конденсационная теория — от небулярного газа к кристаллическим частицам

а. Молекулы в примитивной Солнечной туманности. Предполагают, что часть примитивной Солнечной туманности, только что оторвавшейся и обособившейся в результате гравитационного сжатия, достигла очень высокой температуры (несколько тысяч кельвинов). При такой высокой температуре атомы находились в свободном состоянии и не образовывали молекул. В конечном счете излучение с поверхности примитивной Солнечной туманности привело к потере энергии, и температура начала падать. Наконец она понизилась до такой степени, что стало возможным существование некоторых видов молекул, которые и образовались внутри Солнечной туманности. Применение классической термодинамики дает хорошее представление о том, каким образом появляются молекулы, когда падает температура сильно разогретого газа. Качественное описание этого явления выглядит так: молекулы с высокой температурой плавления первыми конденсируются и образуют твердую фазу, за ними при более низких температурах формируются молекулы с меньшей температурой плавления. Эта теория известна под названием конденсационной.

Для того чтобы работать с этой теорией на количественном уровне, необходимо знать (1) состав газа и (2) константу равновесия (как функцию температуры, конечно) химической реакции, посредством которой образуется каждая молекула. Для (1) мы можем принять во внимание распространенность элементов на Солнце, а для (2) должны использовать величины, измеренные в лаборатории. Такая работа была последовательно проделана Гроссманом и Ларимером. Для того чтобы выполнить эти вычисления, Гроссман рассмотрел 300 молекул ($3\text{H}_2 + \text{N}_2 = 2\text{NH}_3$, $2\text{H}_2 + \text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O}$ и т. д.) и заключил, что в каждой химической реакции, в которой на всем ее протяжении поддерживается состояние равновесия, происходит конденсация. Ученый показал, что по мере остывания примитивной Солнечной туманности первым затвердевает корунд Al_2O_3 , затем перовскит CaTiO_3 и другие высокотемпературные минералы и наконец Ca- и Al-содержащие соединения типа шпинели MgAl_2O_4 и диопсида $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$. Дальнейшее падение температуры приводит к появлению плагиоклаза (CaAl , NaSi) AlSi_2O_8 и магнетита Fe_3O_4 и наконец таких твердых или сжиженных молекул, как лед и аммиак или метан (рис. 2.5).

Попробуем несколько подробнее развить наш вывод в соответствии с методом Гроссмана. Солнечное вещество в основном состоит из атомов водорода — это следует из теоретических изучений нуклеосинтеза и исследований межзвездных облаков. Следовательно, в первом приближении можно принять, что количество атомов в Солнечной туманности было примерно равно числу атомов водорода. Если общее число атомов равно N и число атомов H равно N_H , то

$$N \cong N_H.$$

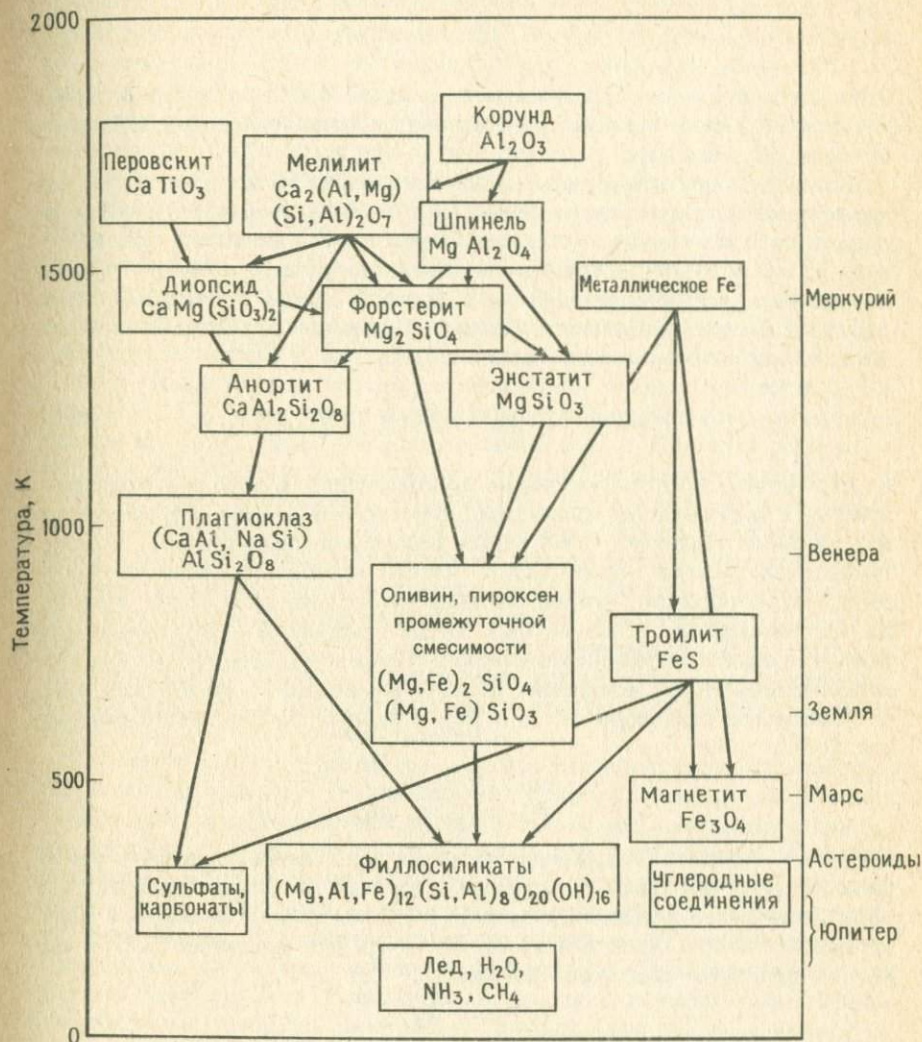


Рис. 2.5. Последовательность конденсации элементов при понижении температуры в ранней Солнечной туманности. На левой вертикали показана температура, при которой образовались минералы в Солнечной туманности, на правой отмечены все планеты земной группы напротив предполагаемой для них температуры аккреции (по Вуду, 1979).

Аналогично число N_x атомов x может быть выражено как

$$N_x = \frac{A_{(x)}}{A_{(H)}} \cdot N_H. \quad (2.9)$$

Здесь $A_{(x)}$ и $A_{(H)}$ — распространенности атомов X и H в Солнечной туманности (их называют также космическими распространенностями, подробнее об этом см. рис. 2.1).

Когда температура примитивной Солнечной туманности была еще очень высокой, все элементы существовали в виде свободных атомов, но по мере того как температура падала, в результате химических реакций образовывались различные соединения. Исходя из свойств водорода, определим условия, характеризующие этот процесс. Общее количество атомов водорода внутри примитивной Солнечной туманности может быть выражено в виде суммы многих соединений:

$$N_H = N_H + 2N_{H_2} + 2N_{H_2O} + 3N_{NH_3} + 4N_{NH_4} + \dots \quad (2.10)$$

В действительности только несколько соединений водорода находятся в природе в значительных количествах, поэтому мы можем ограничиться в правой части уравнения (2.10) этими реальными соединениями. Относительные количества образующихся внутри туманности веществ могут быть, таким образом, однозначно найдены из уравнения (2.10), если известны температура и элементный состав туманности (при условии, что она находилась в состоянии химического равновесия). Для того чтобы продемонстрировать это конкретно, рассмотрим пример с молекулами NH_3 .

Химическое равновесие N , H и NH_3 описывается константой равновесия K :



Здесь P_x — парциальное давление молекулы x . Поскольку константа равновесия является функцией температуры, то, если известны температура и общее количество исходных атомов N и H , мы сумеем оценить, в каких пропорциях могут существовать N , H и NH_3 . Из уравнения (2.11) с помощью уравнения состояния для газов

$$P = n \cdot RT$$

(P — парциальное давление, n — количество молекул в единице объема, T — температура, R — газовая постоянная) выводится следующее выражение:

$$N_{NH_3} = K \cdot N_N \cdot N_H^3 \cdot (RT)^3. \quad (2.12)$$

Подобные уравнения могут быть выведены из (2.11) также для других молекул помимо NH_3 .

Наша конечная цель состоит в том, чтобы определить относительные

количества соединений при данной температуре T . Это значит решить уравнение (2.10) и найти значение каждого члена в правой его части, если известна температура T туманности; при этом распространенности элементов примитивной Солнечной туманности [уравнение (2.9)] выступают в качестве исходных условий. Помимо уравнения (2.9) для решения уравнения (2.10) используется также выражение (2.12). Другим исходным условием может быть теоретическое предположение, что давление газа в примитивной Солнечной туманности было $P = 10^{-3}$ атм. Допустим теперь, что число соединений N в уравнении (2.10) равно числу реально существующих соединений водорода. Таким образом, число неизвестных в уравнении (2.10) составляет $(n + 1)$ — общее количество соединений n и N_H^0 . С другой стороны, из уравнения (2.10) могут быть выведены $(n + 1)$ уравнений, и для n соединений можно получить уравнения (2.12). Следовательно, если константа равновесия K для каждого соединения найдена эмпирически как функция температуры, то можно полностью решить уравнение (2.10). Гроссман (1972) выполнил вышеописанные вычисления для 20 наиболее распространенных элементов Солнечной системы и 300 типов реально существующих соединений, возникших в результате их взаимодействия.

В выкладках Гроссмана предполагается, что все реакции равновесны. Эта ситуация осуществляется, когда температура падает чрезвычайно медленно. Если температура понижается достаточно быстро, то поддерживать состояние равновесия будет невозможно даже на небольшом отрезке времени. В связи с этим теория конденсации должна рассматривать также состояние неравновесия. Из этого следует, что минеральные фазы, которые затвердевают при падении температуры, должны несколько изменяться. Однако здесь мы не будем углубляться в теорию конденсации, а ограничимся лишь некоторыми замечаниями.

В качестве своей отправной точки конденсационная теория рассматривала высокотемпературную примитивную Солнечную туманность. Высокая температура служила причиной того, что все атомы находились в свободном состоянии и не образовывали молекул. Даже если остались молекулы, возникшие до формирования примитивной Солнечной туманности, теория конденсации предполагает, что они снова диссоциировали внутри разогретого газа. Однако в настоящее время мы не имеем четкого представления о механизме, посредством которого примитивная Солнечная туманность достигла такой высокой температуры. В предыдущем разделе указывалось, что некоторые хондриты содержат по крайней мере два типа кислорода, которые, как полагают, имеют явно различное происхождение. Если бы температура примитивной Солнечной туманности возросла настолько, что все молекулы испарились, то атомы кислорода были бы хорошо перемешаны и с большой вероятностью можно было бы ожидать в одном и том же метеорите различные типы изотопов. Между тем в богатых Ca и Al минералах некоторых хондритов обнаруживается зональное строение, при этом внутренняя часть зерен состоит из высокотемпературных фаз, а по направлению к периферии фазы становятся все более низкотемпературными.

ми. Этот факт интерпретируется как результат постепенной конденсации при понижающейся температуре¹.

Следы, оставленные в метеоритах, свидетельствуют о двух аспектах: 1) примитивная Солнечная туманность первоначально состояла целиком из газов, и 2) она была неоднородна из-за наличия в ней твердых частиц. По мнению некоторых исследователей, эти кажущиеся противоречивыми наблюдаемые факты свидетельствуют о том, что повышение температуры было локальным и в некоторых участках примитивной Солнечной туманности температура не возросла достаточно сильно, поэтому твердые частицы были перемешаны с газом.

б. Образование планетезималей. В предыдущем обсуждении мы допустили, что Солнечная туманность была обособленным скоплением газов. На сегодняшний день можно лишь предполагать, почему она отделилась от туманностей, распространявшихся на всю Вселенную. Этот отрыв, возможно, вызван взрывом сверхновой. Недавно появились сообщения о наблюдающихся вблизи сверхновой газах, которые можно рассматривать как туманности, аналогичные Солнечной. Однако, оставив в стороне механизм образования туманности, мы можем наметить ее последующее развитие, если предположим, что возникла газовая сфера с массой, приблизительно равной массе современной Солнечной системы. Этот эволюционный процесс может пойти тремя путями в зависимости от углового момента газовой сферы:

1. Угловой момент равен нулю. Под действием собственного притяжения вся газовая туманность в конце концов сосредоточилась бы в центре, и образовался бы объект, соответствующий нашему Солнцу. Планеты при этом не возникают.

2. Небольшой угловой момент. Большая часть массы сконцентрировалась бы в середине газовой сферы и образовала бы «солнце». Некоторая часть газа осталась бы в виде туманности, окружающей это «солнце».

3. Большой угловой момент. Газовая сфера расщепилась бы на два «солнца» с приблизительно одинаковыми массами. Это соответствует образованию бинарных звезд.

Очевидно, что наша Солнечная система сформировалась путем, описанным в п. 2, и что будущие планеты образовались из газа, оставшегося вокруг «солнца». Теперь последовательно рассмотрим процесс образования Солнца.

По мере вращения небулярный газ, составляющий примитивное Солнце, постепенно принимал форму диска в плоскости, перпендикулярной оси вращения (рис. 2.6, *a*). Газ и твердые частицы постепенно скапливались в экваториальной плоскости диска. В это время в туманности значительно понижалась температура, что определило ее состав из закристаллизованных

¹ Эта зональность зерен — типичный признак магматической кристаллизации минералов. — *Прим. ред.*

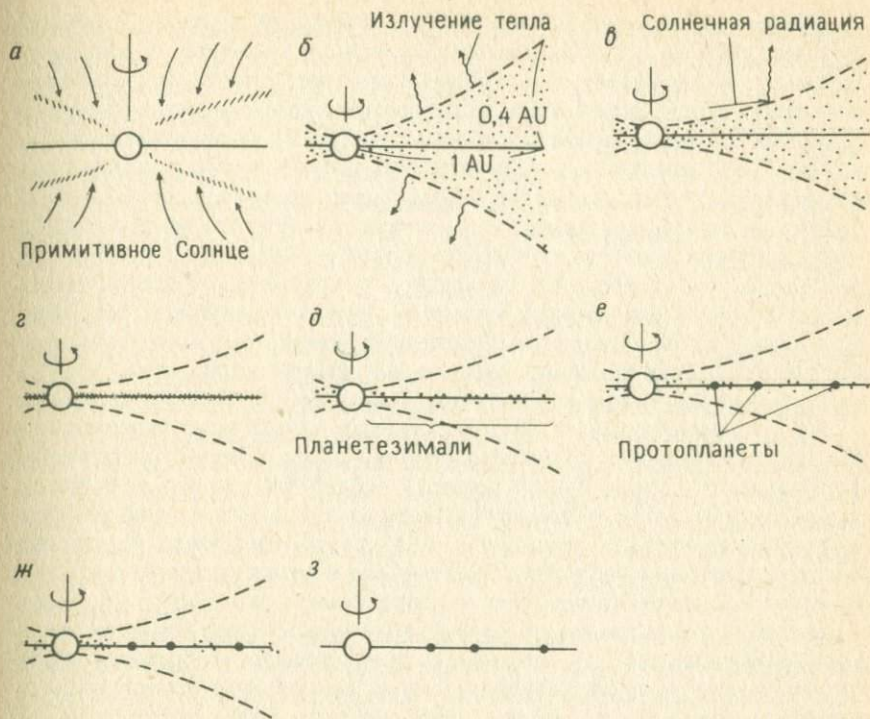


Рис. 2.6. Схематическое изображение образования планет земной группы: а — образование протосолнца в медленно вращающейся туманности; б—в — образование твердых частиц в Солнечной туманности и их последующее накопление в экваториальной плоскости; г — гравитационное разделение пылевого слоя и образование многочисленных планетезималей; д—ж — аккреция протопланет; з — рассеяние Солнечной туманности (по Накадзаве, 1981). AU (arbitrary unit) — произвольная единица.

твердых частиц и газов (рис. 2.6, б—д). В конце концов газы и твердые частицы постепенно сконцентрировались в экваториальной плоскости. Когда плотность достигла критического значения (по теоретическим оценкам $\rho \cong 10^{-8} \text{ г·см}^{-3}$ в районе земной орбиты), газопылевое облако стало гравитационно нестабильным и разделилось на бесчисленное множество мелких газопылевых образований размером обычно около 10 км (рис. 2.6, е). Это явление известно под названием «разделение пылевого слоя» и было теоретически выведено приблизительно в 1970 г. независимо В. С. Сафоновым, Хаяси и Голдрайхом и Уордом.

Скопления газа и твердых частиц, образовавшиеся в результате разделения, называются планетезималиями. Последние постоянно сталкиваются друг с другом в соответствии с законами движения Кеплера в гравитационном поле Солнца. Если бы при каждом столкновении планетезималии объединялись, то размеры скоплений последовательно увеличивались бы и в конце концов превратились в планеты (рис. 2.6, е—з). Это основная схема образования планет, которой обычно придерживаются исследователи. Однако, учитывая, что вероятность слипания планетезималей при столкновении меньше 1 (при самых благоприятных условиях), или применяя другой метод для определения начального распределения планетезималей, можно получить бесчисленное множество различных моделей, описывающих одно и то же явление — образование планет, не говоря уже о том, что для разработки подлинно научной и творческой теории необходимо гораздо больше фактического материала и экспериментальных исследований.

На сегодняшний день у нас мало данных, полученных эмпирически и при наблюдениях, для того чтобы решить вопрос о корректности теорий формирования планет. Слабой стороной теорий такого типа является то, что нахождение правдоподобного объяснения различных явлений не обязательно доказывает их реальность. Для преодоления этого препятствия большое значение в изучении эволюции Земли могут иметь индуктивные методы, т. е. попытки отыскать в природе следы прошлого.

Между тем есть случаи, в которых для вывода схемы используется дедуктивный подход. Хотя в конечном счете все сводится к образованию планет, из разных моделей вытекают разные заключения о последующем их развитии. Например, до сих пор почти все теории формирования планет подразумевают, что планетезималии находятся в вакууме и, сталкиваясь друг с другом, превращаются в крупные планеты. Это теория образования планет, предложенная В. С. Сафроновым и другими. Предположение о вакууме основано на выводе (гл. 3), согласно которому земная атмосфера возникла при дегазации недр Земли и никакой первичной атмосферы — реликта Солнечной туманности — на Земле не было. Хотя земная атмосфера, несомненно, имеет вторичное происхождение, это обстоятельство не исключает возможности того, что на самых ранних стадиях развития планеты ее окружала первичная атмосфера.

Если, по нашим предположениям, планеты образовались из Солнечной туманности, то более естественно считать, что силой своего притяжения они привлекли к себе Солнечную туманность. В настоящее время обсуждение этого вопроса ведется с двух точек зрения: одна из них подразумевает, что планеты образовались в безвоздушном пространстве, согласно другой — это пространство было заполнено газом Солнечной туманности. Пока не найдено никаких фактических данных для опровержения той или иной точки зрения. Однако этот выбор крайне важен для представления об эволюции Земли. Если бы Земля росла в вакууме, то она непрерывно теряла бы тепло посредством излучения с поверхности и температура бы не поднималась. С другой стороны, если бы она росла внутри туманности,

то окружающий ее небулярный газ должен был бы играть роль прослойки, предохраняющей от излучения, в результате чего повысилась бы температура, как недавно отмечалось Мидзуно и другими учеными. В последнем случае предполагается, что значительная, преимущественно верхняя, часть Земли на ранних стадиях развития находилась в расплавленном состоянии. Наше понимание эволюции Земли будет зависеть от того, какой гипотезе мы отдадим предпочтение — «аккреции планеты в вакууме» или формированию ее внутри газового облака. Поиск фактических данных, на основании которых можно будет осуществить этот выбор, — центральная задача в изучении эволюции Земли, т. е. геологии. Если принять гипотезу об аккреции Земли внутри туманности, это вынуждает считать, что на ранних стадиях планета находилась в высокотемпературном, а верхние ее части даже в расплавленном состоянии. В настоящее время мы не имеем надежных данных, свидетельствующих о том, что первичная Земля была в значительной степени расплавлена. С другой стороны, известно, что на поверхности Луны находится большой океан застывшей магмы, который образовался на самых ранних этапах лунной эволюции (приблизительно 4,5 млрд. лет назад). Была ли Земля в расплавленном состоянии на начальных стадиях своего развития? Этот существенный вопрос крайне важен для геологии, к тому же он тесно связан с принципами теории Солнечной системы и образования планет.

Из этого примера следует, что от того, какую модель формирования Земли мы примем, будут зависеть наши представления о ее последующем развитии и современном состоянии. Возьмем другой пример. Как будет подробно обсуждаться в следующей главе, в настоящее время Земля имеет четко выраженное слоистое строение, т. е. состоит из коры, мантии и ядра. Если считать, что планеты сформировались за сравнительно короткое время из однородной Солнечной туманности, то состав только что образованной Земли должен быть также более или менее однородным, и поэтому естественно допустить, что формирование слоистой структуры произошло после оформления планеты. Опираясь только на теоретическую схему образования Земли, невозможно понять, первична или вторична ее слоистая структура. Ключ к решению этого вопроса мы должны искать, исследуя современную Землю. Эта проблема, также центральная в геологии, подробно обсуждается в гл. 4.

2.3. Луна, другие планеты и метеориты — ключ к пониманию ранней геологии

Радиус Земли составляет примерно 6400 км, размер лунного радиуса менее 2000 км, а большинство родительских тел метеоритов, как полагают, имеют радиусы менее 500 км. (Найденные на Земле метеориты представляют собой осколки, случайно упавшие на Землю после того, как их родительские тела столкнулись и разрушились.) Эти различия в размерах играют решающую роль в последующем развитии каждого небесного тела. Движущей силой эволюции Земли является энергия, которая выделяется

при распаде радиоактивных элементов, присутствующих в веществе Земли и других планет в малых количествах, а также первичное тепло, возникшее при аккреции и образовании ядра. Главные источники первого упомянутого вида энергии — U (^{235}U , ^{238}U), ^{232}Th и ^{40}K . Это долгоживущие изотопы с периодом полураспада тысячи и миллионы лет. В табл. 3.1 показано количество энергии, выделяемой ядрами этих элементов в единицу времени.

Долгоживущие изотопы, присутствующие в метеоритах, лунном грунте и веществе других планет, а также в родительских телах метеоритов, медленно выделяют энергию, которая накапливается в виде тепла. От размера небесного тела решающим образом зависит, как сохраняется это тепло. Из-за низкой теплопроводности пород в теле, по размерам равном Земле, тепло будет теряться очень медленно и сохраняться долгое время. Тепло, которое накапливалось в недрах Земли, в конце концов стало источником энергии для магматической и вулканической деятельности или для орогенных движений. С другой стороны, тепло легко теряется с поверхности менее крупных объектов, например родительских тел метеоритов, и не сохраняется в их недрах. Благодаря накопленной радиоактивной энергии на Земле и других планетах происходят периодически повторяющиеся процессы орогенеза и все время идет развитие. Малые родительские тела некоторых метеоритов, напротив, не имеют достаточного количества накопленной энергии для возникновения магматической или вулканической деятельности, поэтому с момента своего рождения они существуют лишь как «мертвые тела». Можно считать, что родительские тела таких метеоритов (например, углистых хондритов) и, следовательно, метеориты, отколовшиеся от них и упавшие на Землю, законсервировали условия, существовавшие во время их образования. Следовательно, для исследователей Земли метеориты представляют собой ценный материал, который можно рассматривать как ископаемые остатки ранней Солнечной системы. Луна гораздо меньше Земли, поэтому все, что было сказано о родительских телах метеоритов, в некоторой степени относится и к ней. Юри поддерживает точку зрения, согласно которой «мертвая планета» Луна представляет собой начальное состояние Земли как «мертвой планеты» и изучение Луны должно проводиться для того, чтобы понять развитие самой Земли. Такие утверждения послужили толчком для исследования Луны и создания программы «Аполлон». Как покажут последующие примеры, изучение Луны и метеоритов совершенно необходимо для понимания ранних стадий развития Земли. Уже выполнена огромная работа, связанная с изучением Луны и метеоритов, и написаны многочисленные статьи и книги. Мы не ставили задачу — дать обзор всех или даже некоторых результатов этих исследований. Остановимся только на том, какой вклад вносит изучение Луны и планет в понимание эволюции Земли.

а. Метеориты — определение времени образования Солнечной системы. Как отмечалось в предыдущем разделе, изотопные составы метеоритов, Луны и земного вещества можно, за некоторыми исключениями, считать одинаковыми. Это позволяет уверенно предполагать, что метеориты (и их родительские тела), Луна и Земля образовались из Солнечной туманности,

имевшей однородный, хорошо гомогенизированный состав. Поэтому в настоящее время наиболее надежный метод определения среднего химического состава Земли — это анализ метеоритов. Фактически единственное земное вещество, которое имеется сейчас в нашем распоряжении — это вещество коры. Земная кора образовалась в результате магматической и вулканической деятельности после того, как в Земле произошла дифференциация вещества. Средний состав коры отличается от состава Земли в целом. С другой стороны, известно, что дифференциация вещества в виде магматической и вулканической деятельности не происходила в большинстве метеоритов и их родительских тел из-за малых размеров этих объектов и, следовательно, они сохранили химический состав первичной Солнечной туманности (за исключением летучих элементов, которые не могли конденсироваться на родительских телах метеоритов). Если рассматривать Землю в целом, то можно считать, что ее химический состав очень близок к химическому составу Солнечной туманности (в отношении нелетучих элементов). В следующей главе мы обсудим средний состав Земли, полученный с помощью химических анализов метеоритов. Кроме того, в следующем разделе в качестве примера эффективности изучения метеоритов для выяснения эволюции Земли мы покажем, как оценивается возраст нашей планеты. Ниже мы обсудим возраст метеоритов.

В результате повторяющихся магматических и вулканических процессов на «живой планете» Земля образовались кристаллические породы, которые в свою очередь разрушаются под действием метаморфизма, эрозии и выветривания. Сегодня на Земле невозможно найти породы, образовавшиеся при ее рождении, и попытки измерить возраст земного вещества не приведут к определению возраста планеты. При оценке возраста Земли мы вынуждены опираться на косвенные методы. Наиболее надежный из них состоит в использовании аналогии между метеоритами и Землей; это позволяет заключить, что возраст, определенный экспериментально для метеоритов, совпадает с возрастом Земли. Мы подробно обсудим оценки возраста Земли в следующем разделе, а сейчас поговорим о датировании метеоритов.

При определении возраста метеоритов, так же как и земных образцов, используют радиологические методы с применением пар элементов типа K—Ag и Rb—Sr. Полное описание методологии радиологического датирования дано в разд. 4.4. Здесь мы обсудим определение возраста метеоритов, взяв для примера Rb—Sr-метод.

Существующий в природе Rb состоит из двух изотопов — ^{85}Rb (27,8%) и ^{87}Rb (72,2%). Rb — радиоактивный элемент, он распадается (период полураспада $T_{1/2} = 4,88 \cdot 10^{10}$ лет) с образованием $^{87}\text{Sr} + \beta^-$. Предположим, что метеориты образовались t лет назад. Слово «образовались» весьма неопределенно в данном случае, но будем считать, что оно обозначает время кристаллизации составляющих метеорит минералов. Естественно, минералы могут содержать некоторое количество Sr и Rb. В природе существуют четыре изотопа Sr — ^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr и ^{84}Sr . Все они стабильны и сами по себе не изменяются. Однако с течением времени ^{87}Sr постепенно накаплива-

ется благодаря распаду ^{87}Rb в кристаллах. Из уравнения радиоактивного распада может быть непосредственно выведено изменение количества ^{87}Rb :

$$^{87}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr})_i + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1), \quad (2.13)$$

где индекс i — количество ^{87}Sr (известное также как первоначальное), которое уже существовало, когда образовались кристаллы (t лет назад), а величина без индекса отражает современное количество ^{87}Sr ($t = 0$); λ — константа распада ^{87}Rb и равна $1,42 \cdot 10^{-11}$ лет $^{-1}$. Здесь необходимо сделать предостережение, касающееся основных методов изучения изотопов. В ходе исследований трудно точно измерить абсолютные значения изотопов. Однако с помощью масс-спектрометра сравнительно легко найти их относительные значения (изотопные отношения). Это касается не только изучения изотопов, но также измерений, проводимых в физике и химии в целом: относительные величины можно определить точнее и проще, чем абсолютные. Поэтому естественно, что в геохимии изотопов используются не абсолютные значения изотопов, а их отношения.

Если обе части уравнения (2.13) разделить на стабильный изотоп ^{86}Sr (чтобы получить выражение в виде изотопных отношений), то результат будет следующий:

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_i + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1). \quad (2.14)$$

В этом уравнении слагаемое с индексом i характеризует значение для t лет назад, а все другие слагаемые — современные величины. ^{86}Sr — стабильный изотоп, и с течением времени его значение не меняется, поэтому $^{86}\text{Sr} = (^{86}\text{Sr})_i$. Кроме величины t , которую мы ищем, в уравнении (2.14) есть еще одно неизвестное — отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$. Это исходное изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, и оно наряду с возрастом t очень информативно в науке о Земле (гл. 4). Поскольку в уравнении (2.14) два неизвестных параметра, найти возраст t с помощью анализа только одного образца невозможно. Для того чтобы определить t , необходимо измерить отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ по крайней мере в двух образцах, подставить эти значения в уравнение (2.14), затем решить систему уравнений и найти t и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$.

Здесь необходимо оговориться. Если предположить, что все минералы в метеорите кристаллизуются из общего расплава, т. е. в химическом отношении изотопы полностью идентичны, то можно считать, что изотопные отношения в каждом минерале совпадают с изотопными отношениями в расплаве. Это состояние называется изотопным равновесием. Если равновесия нет, то в разных минералах будут разные отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ и по уравнению (2.14) будет невозможно найти возраст t . Существует или нет изотопное равновесие, т. е. обозначает ли t , полученное из уравнения (2.14), возраст метеорита, — можно выяснить с помощью метода изохрон, который мы в дальнейшем обсудим.

Современный метод определения возраста с использованием уравнения (2.14) состоит в выделении по крайней мере трех различных минералов из метеорита и измерении в каждом из них $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -отношений.

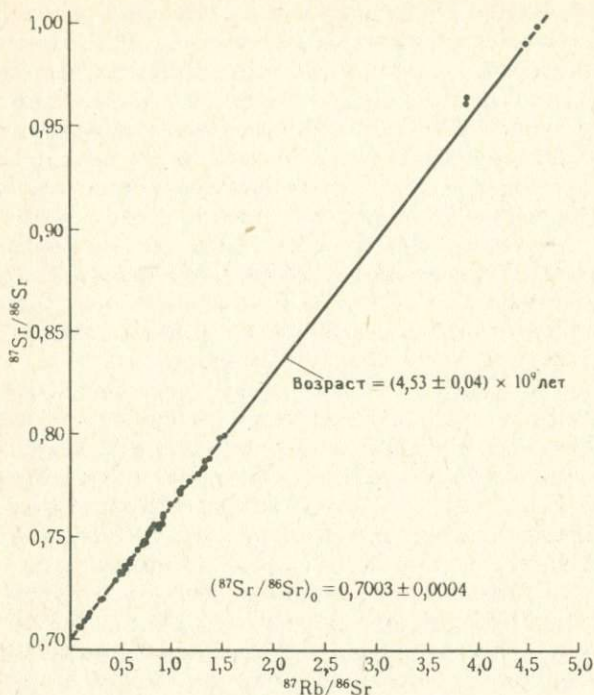


Рис. 2.7. Rb-Sr-изохрона для образцов хондритов. Определены возраст, равный $4,53 \cdot 10^9$ лет, и исходное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7003$. Данные по минералам, выделенным из хондритов, также оказываются на этой изохроне (на рисунке не показаны) [72].

Эти отношения затем наносятся на график, где по вертикали отложено $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а по горизонтали — $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 2.7). Из уравнения (2.14) следует, что если все минералы образовались одновременно (одно и то же время t) и если в это время существовало изотопное равновесие [минералы имели одинаковые $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ -отношения], то результаты измерений для каждого минерала образуют на графике прямую линию (рис. 2.7). Тангенс угла наклона этой линии будет равен $e^{\lambda t} - 1$ ($\cong \lambda t$, если $\lambda t \ll 1$).

Возраст t можно найти по тангенсу угла наклона. Все объекты, имеющие одинаковое исходное изотопное отношение Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ и образовавшиеся в одно и то же время t , будут располагаться на этой прямой. Такая линия называется изохроной, а рис. 2.7 — графиком изохроны.

В приведенном выше обсуждении в качестве образцов рассматривались минералы. Однако для построения графика изохроны в качестве образцов

можно также использовать отдельные метеориты. Если считать породу в целом одним образцом, то определенный таким образом возраст будет возрастом всей породы. С другой стороны, возраст, рассчитанный по минералу, относится только к минералу. Обратите внимание, что смысл найденного по уравнению (2.14) возраста t различается в зависимости от того, какой используется образец. Если в этом качестве выступают только минералы, составляющие метеорит, то определенный возраст есть возраст кристаллизации минералов и значение его понятно. Мы можем считать, что в обыкновенных хондритах (известных также под названием равновесных) — метеоритах, претерпевших интенсивный метаморфизм и имеющих бесспорные признаки полной перекристаллизации, — минералы образовались в результате метаморфических реакций. В этом случае возраст минералов метеорита характеризует время метаморфизма.

Если проводить измерения на нескольких метеоритах, выступающих в качестве образцов, и получить изохрону, то не так просто решить, какой процесс в истории формирования метеорита характеризует возраст t , определенный по уравнению (2.14). Изохрона показывает, что у каждого метеорита t лет назад было одинаковое исходное Sr-изотопное отношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{*i*}. Если в веществе присутствует Rb, то изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изменится из-за распада ^{87}Rb . Как оно изменится — будет зависеть от Rb/Sr-отношения. В тех случаях, когда твердое вещество конденсируется из газовой Солнечной туманности, предполагается, что, как правило, из-за дифференциации элементов каждый минерал будет иметь свое, отличающееся от других Rb/Sr-отношение. С этой точки зрения наиболее логично предположить, что общее для всех минералов исходное Sr-отношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{*i*} способна дать однородная, хорошо гомогенизированная среда — реальная газовая Солнечная туманность. Таким образом, возрастом метеорита разумно считать то время, когда составляющие его компоненты, т. е. твердые частицы, закристаллизовались и отделились от Солнечной туманности.

На рис. 2.7 показана Rb-Sr-изохрона, построенная по нескольким образцам хондритов. Независимо от типа метеорита все образцы почти идеально легли на изохрону. Изохронный возраст $t = 4,53 \times 10^9$ лет можно найти по тангенсу угла наклона линии. Более того, изохрона для минералов, выделенных из некоторых хондритов, фактически совпала с изохроной для пород в целом. Эти эмпирические данные позволяют сделать вывод, что все метеориты появились 4,5 млрд. лет назад как твердые частицы, отделившиеся от Солнечной туманности, и что равновесные хондриты подверглись перекристаллизации и метаморфизму сразу же после отделения.

Определить возраст с помощью изохрон можно аналогичным методом, используя вместо пары Rb—Sr пару ^{147}Sm — ^{143}Nd ($T_{1/2} = 1,06 \times 10^{11}$ лет). Результаты, полученные тем и другим способом, хорошо сопоставимы.

Другой косвенный метод (первый в истории метод датирования метеоритов) состоит в использовании пары Pb—Pb; определенный по нему возраст t равен $4,55 \times 10^9$ лет.

Весьма слабое расхождение между этими тремя результатами связано

с неточностью определения констант распада ^{87}Rb и ^{147}Sm , а не с их различиями по существу. Тот факт, что три независимые датировки хорошо согласуются между собой в пределах ошибки эксперимента, позволяет считать возраст $t = 4,53 \times 10^9$ лет временем образования метеоритов. Для многих метеоритов использовались К-Аг- и ^{40}Ar - ^{39}Ar -методы, но из-за потерь Аг в этих объектах получались большие расхождения в результатах, поэтому применять эти методы не следует. С другой стороны, недостаток Аг указывает на нарушение термического режима и, следовательно, К-Аг-возраст дает очень важные сведения о термической истории метеоритов. Возраст некоторых хондритов по Rb-Sr- и Sm-Nd-изохронам гораздо моложе 4,5 млрд. лет, но, по-видимому, это время столкновений и вторичного термального метаморфизма, проявившегося после образования метеоритов.

Из предыдущего обсуждения можно сделать вывод, что метеориты в виде «твердых частиц» отделились от Солнечной туманности приблизительно 4,5 млрд. лет назад. Существование ^{129}I и ^{244}Pu позволяет считать, что твердое вещество обособилось почти сразу после окончания нуклеосинтеза. Исходя из содержания $^{129}\text{Xe}^*$ — продукта распада ^{129}I — можно также количественно оценить продолжительность процесса отделения твердого вещества после окончания нуклеосинтеза; это время называется периодом образования.

В разделе, посвященном возрасту Земли, подробно обсуждается тот факт, что радиоактивные элементы ^{129}I и ^{244}Pu , период полураспада которых относительно мал ($T_{1/2} \sim 10^7 \sim 10^8$ лет), когда-то существовали в метеоритах и в веществе Земли. Такие короткоживущие изотопы фактически исчезли за 4,5 млрд. лет после формирования Солнечной системы, и сейчас мы можем наблюдать лишь стабильные дочерние элементы — продукты их распада. Нуклиды с малым периодом полураспада называют вымершими. Как будет показано ниже, эти изотопы дают уникальные сведения о метеоритах и условиях образования Солнечной системы. В качестве источников таких сведений выступают ^{129}I ($t_{1/2} = 1,7 \cdot 10^7$ лет), ^{244}Pu ($8,2 \cdot 10^7$ лет) и ^{107}Pd ($6,5 \cdot 10^6$ лет). Здесь мы подробно рассмотрим применение изотопа ^{129}I .

Для начала найдем время Δt с момента завершения нуклеосинтеза до возникновения метеоритов. Это время называется периодом образования метеоритов. Предположим, что, когда нуклеосинтез завершился, ^{129}I был рассеян в пределах Солнечной туманности среди других элементов. Постепенно количество ^{129}I уменьшалось по мере превращения его в ^{129}Xe . Наконец, туманность остыла и выкристаллизовались минералы. В это время элементы, образующие соединения, например I, будут входить в состав минералов, но благородные газы, такие, как Xe, химически инертные, едва ли войдут в молекулы. Однако позднее, одновременно с образованием вещества метеоритов, ^{129}I , входящий в его состав (будем считать, что ^{129}I слагает минералы метеорита), будет распадаться и превращаться в $^{129}\text{Xe}^*$ (звездочка указывает на то, что это продукт радиоактивного распада), который уже не сможет покинуть минерал и будет прочно связан с другими элементами в этом веществе. Обычно метеориты содержат также ^{129}Xe , за-

захваченный непосредственно из небулярного газа при образовании метеорита (хотя количество этого ^{129}Xe мизерное, он появляется, например, в результате адсорбции на поверхности кристаллов). Однако, как будет показано в разд. «Сколько лет Земле?», очень тонкие экспериментальные методы позволяют отличать ^{129}Xe , образовавшийся в результате превращения ^{129}I в $^{129}\text{Xe}^*$ (звездочка указывает на радиогенное происхождение элемента), от ^{129}Xe , захваченного при формировании вещества.

Поскольку $^{129}\text{Xe}^*$, наблюдаемый в настоящее время в метеоритах, образовался при распаде ^{129}I , который ранее был включен в метеоритное вещество, то

$$^{129}\text{Xe}^* = (^{129}\text{I})_0. \quad (2.15)$$

Здесь индексом 0 отмечено значение изотопа ^{129}I , который существовал при формировании вещества метеорита. Если мы используем индекс n (указывающий на нуклеосинтез) для того, чтобы выразить значение изотопа в момент завершения синтеза ядер, то получим следующее выражение:

$$(^{129}\text{I})_0 = (^{129}\text{I})_n \cdot e^{-\lambda_{129} \cdot \Delta t}. \quad (2.16)$$

Здесь λ_{129} — константа распада ^{129}I , она равна $\lambda_{129} = 4,1 \cdot 10^{-8} \text{ лет}^{-1}$. Таким образом, из уравнений (2.15) и (2.16) получаем

$$^{129}\text{Xe}^* = (^{129}\text{I})_n \cdot e^{-\lambda_{129} \cdot \Delta t}. \quad (2.17)$$

Для того чтобы сравнить наблюдаемое количество изотопа с вычисленным по уравнению, удобно абсолютные значения изотопов заменить на их отношения. Для этого используем стабильный изотоп ^{127}I и перепишем уравнение (2.17) в следующей форме:

$$\left(\frac{^{129}\text{Xe}^*}{^{127}\text{I}} \right) = \left(\frac{^{129}\text{I}}{^{127}\text{I}} \right)_n \cdot e^{-\lambda_{129} \cdot \Delta t}. \quad (2.18)$$

Обратите внимание, что в уравнении (2.18) ^{127}I — стабильный изотоп, количество которого можно считать «постоянной величиной», не меняющейся со временем. Теперь если бы можно было определить значение $(^{129}\text{I}/^{127}\text{I})_n$ сразу после окончания нуклеосинтеза, то из уравнения (2.18) мы бы нашли Δt , так как величина в левой части уравнения характеризует современное изотопное отношение в метеоритах и может быть количественно измерена. Однако в действительности найти значение $(^{129}\text{I}/^{127}\text{I})_n$ трудно. Для того чтобы это сделать, надо точно знать, как происходил нуклеосинтез, а это в настоящее время невозможно. Поэтому мы откажемся от попытки найти абсолютное значение Δt и вместо этого попробуем определить его относительную величину.

Рассмотрим два образца метеоритов. Для каждого из них можно написать уравнение (2.18) и затем найти разность этих уравнений. Допустим, $\Delta = \Delta t_1 - \Delta t_2$, тогда

$$\Delta = \Delta t_1 - \Delta t_2 = \frac{1}{\lambda_{129}} \cdot \ln \left[\left(\frac{^{129}\text{Xe}}{^{129}\text{I}} \right)_1 / \left(\frac{^{129}\text{Xe}}{^{129}\text{I}} \right)_2 \right]. \quad (2.19)$$

Таким образом, мы не можем найти абсолютное значение Δt , но эмпириче-

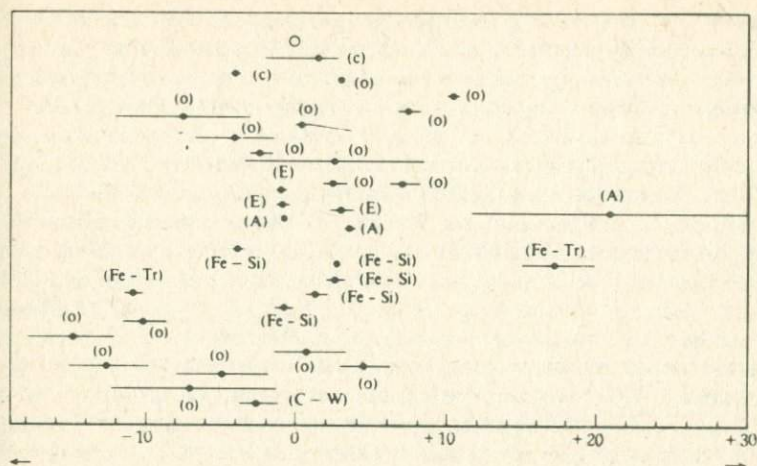


Рис. 2.8. I-Xe-возраст метеоритов относительно хондрита Vjurböle (показан белым кружком). Возраст указан в миллионах лет, плюс и минус относятся соответственно к позднему и раннему образованию метеоритов по отношению к Vjurböle. Обратите внимание, что общий разброс точек соответствует промежутку времени около 30 млн. лет [66]. С — углистые хондриты; O — обыкновенные хондриты; E — энстатитовые хондриты; A — обри-ты; Fe—S — силикатные включения в железных метеоритах; Fe—Tr — троилит в железных метеоритах; C—W — белые включения в углистом хондрите (Allende).

ские данные позволяют отыскать относительную величину Δ . Для этого здесь используется хондрит Vjurböle в качестве эталона и определяется разность между периодами формирования эталона и других метеоритов. Результаты показаны на рис. 2.8. На горизонтальной оси изображено относительное значение возраста (цена деления: млн. лет), и в начале отсчета помещен хондрит Vjurböle. Положительные значения возраста характерны для метеоритов, образовавшихся после хондрита Vjurböle, а отрицательные — для метеоритов, появившихся ранее. Как следует из рисунка, почти все исследованные до сих пор метеориты образовались за очень короткое время (сравнимое с возрастом Солнечной системы) — менее чем за 30 млн. лет. Подчеркивая «быстрое» формирование метеоритов, Гогенберг и др. [27] назвали это явление узким изохронизмом. С того времени число проанализированных метеоритов значительно возросло, но основная тенденция сохранилась.

В предыдущем обсуждении отмечалось, что возраст метеоритов соответствует времени, когда все количество изотопа $^{129}\text{Xe}^*$, образовавшегося

в результате распада ^{129}I , оказалось включенным в вещество метеорита и уже не могло стать свободным. В широком смысле мы связывали это время с образованием кристаллических минералов. Однако, строго говоря, не совсем ясно, каких размеров должны достигнуть минералы, чтобы $^{129}\text{Xe}^*$ не смог их покинуть. Также далеко не очевидно, как соотносятся друг с другом периоды формирования кристаллов и метеоритов. Более того, если метеорит подвергся термальному метаморфизму, накопившийся к тому времени $^{129}\text{Xe}^*$ полностью выделился и начал образовываться новый $^{129}\text{Xe}^*$, то период формирования метеорита будет соответствовать возрасту метаморфизма. В действительности многие исследователи придерживаются именно такого толкования. Но ясной корреляции между «I-Xe-периодами формирования» и типом метеорита (характеризующим степень измененности) нет. Однако можно принять точку зрения, согласно которой различные отношения $^{129}\text{Xe}^*/^{127}\text{I}$ просто отражают гетерогенность в изотопном отношении ($^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$)_n. I-Xe-период формирования — чрезвычайно важный источник информации об образовании Солнечной системы и метеоритов, но его интерпретация пока не завершена.

б. Луна. Когда были опубликованы результаты исследований лунных пород, наибольшее удивление вызвали значения их возраста, охватывающие широкий диапазон (от 4,5 до приблизительно 3,5 млрд. лет). Юри предположил, что на Луне законсервировались те условия, которые существовали при образовании Земли, но полученные данные ясно свидетельствуют о том, что на протяжении более 1 млрд. лет на Луне происходил активный вулканизм. Однако нет окончательного вывода о том, каков источник этой вулканической деятельности — термальная энергия радиоактивного распада, накопившаяся в недрах Луны (как это происходит на Земле), или внешнее воздействие, связанное с метеоритным дождем (полагают, что большинство лунных кратеров образовались в результате падения метеоритов).

Для изучения земной эволюции особый интерес представляют исследования лунных метеоритных кратеров — следов метеоритных дождей. Путем определения возраста пород в кратерах было оценено, что приблизительно 4 млрд. лет назад на поверхность Луны упало огромное количество метеоритов. Благодаря размерам и числу метеоритов этот период называется эрой лунных катаклизмов. Расстояние между Луной и Землей составляет всего 380 тыс. км, поэтому с точки зрения Солнечной системы в целом можно считать, что эти два небесных тела занимают почти одно и то же положение. Вполне естественно полагать, что если на Луну упало большое количество метеоритов, то на Землю их должно было упасть даже больше. Однако, насколько известно в настоящее время, не осталось никаких свидетельств, позволяющих заключить, что 4 млрд. лет назад Земля также подверглась бомбардировке гигантским метеоритным дождем. Следует ли это понимать как признак того, что воздействие метеоритов на Землю было таким же, как на Луну, но последующая внутрикоровая активность полностью стерла следы этих событий? Или же надо считать, что, поскольку положение Земли относительно Луны 4 млрд. лет

назад существенно отличалось от сегодняшнего, только Луна испытала воздействие метеоритного дождя? В настоящее время нет данных для ответа на этот вопрос.

Когда речь идет о взаимоотношении Луны и Земли, необходимо упомянуть об одной интересной находке — метеоритах лунного происхождения. Начиная с 1969 г., когда 10-я Японская антарктическая экспедиция обнаружила 9 метеоритов в ледовом поле около базы Ямато, в Антарктиде было найдено более 6 тыс. метеоритов. Собранные до настоящего времени коллекция метеоритов включает в себя все их типы — железные, хондриты и ахондриты. Было замечено, что метеорит (ALHA 81005), найденный американской экспедицией в 1981 г., по химическому составу очень близок к лунной брекчии, доставленной на Землю кораблем «Аполлон-16». Показано также, что отношение изотопов кислорода в этом метеорите такое же, как в лунных образцах, что дает основание предполагать лунное происхождение метеорита. С другой стороны, этот метеорит отличался по химическому составу от собранных доныне пород Луны, и, если ALHA 81005 действительно имеет лунное происхождение, он должен был прийти из той части космоса, откуда пока не поступало образцов. С тех пор в Антарктиде было найдено два метеорита, которые, как полагают, прилетели к нам с Луны. Совсем недавно поступили сообщения о том, что метеориты, названные шерготтитами, — это обломки пород Марса. Об этом свидетельствует близость элементного и изотопного состава инертных газов, а также изотопного состава азота метеоритов и марсианской атмосферы.

Вполне вероятно, что объекты, отделившиеся от лунной поверхности, долетели до Земли. Для этого необходима энергия, с помощью которой тело оторвется от поверхности Луны и достигнет скорости преодоления силы тяжести Луны (эти скорости равны 2,4 и 11,2 км/с для Луны и Земли соответственно). Очень умеренного по силе столкновения с метеоритом будет более чем достаточно для выделения такой энергии. Интересно, что для метеорита ALHA 81005 признаков сильного удара не отмечается.

в. Планеты земной группы. Среди планет Солнечной системы выделяется земная группа, члены которой похожи на Землю по форме и происхождению. Это Меркурий, Венера, (Земля) и Марс. Эти планеты образовались из Солнечной туманности так же, как Солнце и другие планеты Солнечной системы. Однако, даже если они образовались из фактически гомогенной Солнечной туманности, у каждой планеты есть свои отличительные особенности. Например, Меркурий значительно плотнее других планет земной группы. Это отражает различия в химическом составе планет. Полагают, что расстояние от Солнца — определяющий фактор отмеченных различий. Из теоретических моделей было вычислено распределение температур и давлений в Солнечной туманности непосредственно перед рождением планет. Чем ближе к Солнцу, тем более сжатым становится газ, что приводит к росту давления и температуры. Опустив детальные выкладки, допустим в первом приближении, что распределение давлений и температур в Солнечной туманности подчиняется закону адиабатического сжатия газов. Этот случай изображен на рис. 2.9. Если около

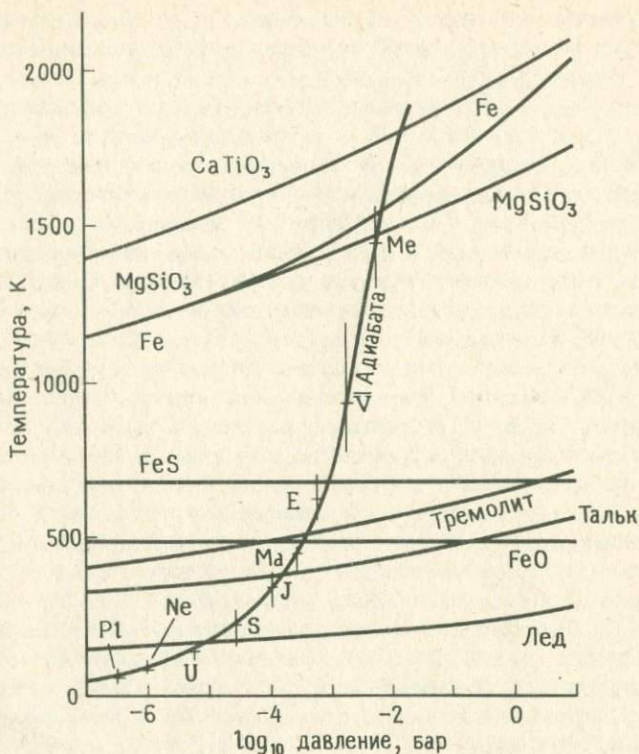


Рис. 2.9. Последовательность равновесной кристаллизации в системе элементарного состава Солнца. Показана также адиабата в Солнечной туманности, на которой каждая планета обозначена определенным символом в соответствии с условиями ее формирования [38].

орбиты Меркурия, ближайшей к Солнцу планеты, температура достигает почти 1500 К, то около орбиты Марса ее значение менее 500 К. Предполагается, что при высокой температуре вблизи орбиты Меркурия элементы не могут конденсироваться и кристаллизоваться, за исключением Ca-Al-силикатов, а также Fe и Ni, у которых высокие точки плавления. Это вполне согласуется с тем фактом, что плотность Меркурия гораздо больше плотности других планет земной группы. С этой точки зрения Льюис попытался объяснить характерные особенности планет.

Как обсуждалось в предыдущем разделе, по мере падения температуры Солнечной туманности кристаллизация высокотемпературных минералов сменялась выделением низкотемпературных, вслед за которыми образуются

вались водосодержащие фазы и лед. Льюис соединил P—T-кривую для Солнечной туманности, показанную на рис. 2.9, с диаграммой конденсации фаз (рис. 2.5) и попытался объяснить характеристики планет. Из рис. 2.9 видно, что единственные минералы, способные кристаллизоваться в районе орбиты Меркурия, — это Fe и Ni, а также такие высокотемпературные фазы, как $MgAl_2O_4$, $Ca_2Al_2SiO_7$ и $CaTiO_3$. С другой стороны, вблизи Земли возможна кристаллизация минералов с низкими температурами плавления, например альбита $NaAlSi_3O_8$ и ортоклаза $KAlSi_3O_8$.

Модель Льюиса здесь сильно упрощена, в действительности же образование планет шло более сложным путем. Например, в модели Льюиса предполагается, что распределение температур и давлений внутри исходной Солнечной туманности явилось результатом только адиабатического сжатия, причем это очень грубое допущение. Кроме того, идея равновесной, а не неравновесной кристаллизации (рис. 2.5) весьма спорна. Однако, несмотря на эти слабые стороны, модель Льюиса с достаточно хорошим приближением описывает основные характеристики современных планет (к примеру, тот факт, что у Меркурия плотность больше, чем у Земли и Венеры).

На сегодняшний день данные о планетах ограничены непосредственным изучением атмосферы и поверхности Венеры и Марса. Для понимания происхождения и развития планет исследовать структуру и состав их атмосфер не менее, а возможно, и более важно, чем твердое вещество. Поскольку атмосфера — это газ, она лучше перемешана и более однородна, нежели твердый материал. Таким образом, если взять крошечную пробу атмосферы и изучить ее состав — в частности, изотопный, — можно получить приближенную оценку состава всей атмосферы. Для твердого материала определить средний состав путем простого анализа отдельного образца, даже если он весит миллионы тонн, невозможно, и этим исследование твердого вещества в корне отличается от изучения атмосферы. В том случае, когда для отбора проб на планетах используется космический летательный аппарат, у которого обзор поверхности крайне ограничен, эти обстоятельства весьма существенны.

В табл. 2.2 показан химический состав некоторых компонентов атмосферы Венеры, Земли и Марса. Здесь видно, что по сравнению с распространенностью элементов в Солнечной системе (табл. 2.1) составы атмосфер Марса и Венеры чрезвычайно бедны инертными газами относительно таких летучих элементов, как C и N; то же можно сказать и о земной атмосфере. Это убедительно показывает, что планетные атмосферы — не реликты Солнечной туманности. Как отмечалось в разд. 2.1 и будет подробно обсуждаться в гл. 3 (о происхождении земной атмосферы), на Венере и Марсе, так же как и на Земле, атмосферы появились в результате дегазации планетных недр, что ясно свидетельствует об их вторичном происхождении. Следовательно, термальный режим недр планет земной группы имеет свою историю, одним из этапов которой была дегазация. Для Земли этот процесс можно описать количественно, если принять во внимание определенные ограничения содержания K и отношения изотопов Ag в

Таблица 2.2. Химический состав атмосфер планет

		Главные компоненты		Второстепенные компоненты			Изотопный состав
Венера	CO ₂	90 атм (98,1%)	CO	40 млн ⁻¹	O ₃	Следы	D/H < 1/70 ~ 1/80 ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar ~ 1
	N ₂	1,6 атм (1,8 ± 0,4%)	HCl	1 млн ⁻¹			
	Ar	18 мб (200 млн ⁻¹)	Hf	1 млрд ⁻¹			
	H ₂ O	Выше облаков 1000 млн ⁻¹ Ниже облаков 100—1 млн ⁻¹	O ₂	< 1 млн ⁻¹			
Земля	N ₂	0,78084 атм	CO ₂	33,00 млн ⁻¹	H ₂ O	0 ~ 2%	D/H ~ 10 ⁻⁴ ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar ~ 295,5 ¹² C/ ¹³ C ~ 89 ¹⁵ N/ ¹⁴ N ~ 270 ¹²⁹ Xe/ ¹³² Xe ~ 1
	O ₂	0,20946 атм	Ne	18,18 млн ⁻¹	Kr	1,14 млн ⁻¹	
	⁴⁰ Ar	0,0934 атм	He	5,24 млн ⁻¹	Xe	0,087 млн ⁻¹	
	H ₂ O	Океан ~ 300 атм					
	CO ₂	Карбонатит ~ 50 атм					
Марс	CO ₂	5,5 мб (95,32%)	O ₂	0,3%	O ₃	1 млн ⁻¹	¹⁵ N/ ¹⁴ N ~ 459 ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar ~ 3000 ¹²⁹ Xe/ ¹³² Xe ~ 2,5
	N ₂	0,16 мб (2,7%)	CO	0,08%			
	⁴⁰ Ar	0,10 мб (1,6%)	H ₂ O	0 ~ 80 мкмоль (вода)			

твердой оболочке планеты (гл. 3). Если в дальнейшем будут найдены эти величины для Венеры и Марса, то станет возможным обсуждение на количественной основе истории дегазации этих планет.

г. Сравнительная планетология. Изучение других планет Солнечной системы углубляет наши знания о Земле. Существует и обратная связь между этими двумя областями. Все это способствовало развитию нового подхода в науке о планетах — сравнительной планетологии. В качестве примера приведем попытку применить концепцию тектоники плит (в последней трети нашего столетия она стала ведущей в науке о твердой оболочке Земли) для объяснения структуры оболочек других планет. До сих пор исследования планет ограничивались их поверхностями, наблюдение за которыми велось с помощью космических летательных аппаратов и астрономических телескопов, и мы не знаем, можно ли применить теорию тектоники плит к другим планетам помимо Земли. Существуют особенности, характеризующие планету в целом — например, слоистое строение: деление на ядро и мантию, — от которых отличаются коровые движения и структуры, играющие ведущую роль в тектонике плит; это различие определяется «индивидуальными» чертами каждой планеты, поэтому выводы, сделанные для Земли, могут быть неприемлемы для других планет.

Исследования магнитных полей планет дают важные сведения о слоистом строении последних, в частности о существовании ядра. Это хороший пример сравнительно-планетологического подхода. На поверхности Земли магнитное поле составляет примерно $0,5 \text{ Гс}$ ($5 \cdot 10^{-5} \text{ Тл}$). Геомагнитное поле можно сравнить с полем диполя, расположенного в центре Земли параллельно ее оси вращения. Этот гипотетический диполь называют геомагнитным диполем. Величина дипольного момента равна $8 \cdot 10^{22} \text{ А} \cdot \text{м}^2$. Однако на Венере, размер которой близок к земному, не наблюдается такого четкого дипольного магнитного поля. Даже если магнитное поле действительно существует на Венере, его магнитный момент должен быть меньше $5 \cdot 10^{18} \text{ А} \cdot \text{м}^2$. На Марсе также не наблюдается отчетливого магнитного поля. Однако на Меркурии, который сильно отличается от планет земной группы по средней плотности и соответственно по химическому составу, отмечается значительное магнитное поле. Эти различия в характере магнитных полей отражают особенности происхождения и истории развития каждой планеты. С другой стороны, исходя из способа формирования магнитного поля планеты можно определить условия, при которых она образовалась и эволюционировала. Обычно полагают, что постоянные магнитные поля планет возникают в результате электрических токов, обусловленных движением электропроводящего флюида в существующем изначально слабом «зачаточном» магнитном поле (закон Фарадея). Эта теория называется гидромагнитной или магнитогидродинамической. Полагают, что земное ядро состоит в основном из Fe-Ni-сплава. Мы можем сделать вывод, что магнитное поле Земли возникло при движении жидкости (флюида) в ядре. Даже по сей день существуют два мнения относительно причины этого движения. Раньше считали, что оно связано с тепловой конвекцией, которая возникает при распаде небольшого количества радиоак-

Таблица 2.3. Магнитные поля планет земной группы

Планета	Радиус, км	Период обращения	Металлическое ядро	Магнитное поле, нТл
Меркурий	2439	59 сут	?	380
Венера	6052	243 сут	?	~ 30
Земля	6378	23,56 ч	Внешнее ядро — жидкое, внут- реннее ядро — твердое	~ 30000
Марс	3397	24,37 ч	Твердое ядро?	~ 100

тивных элементов, предположительно содержащихся в ядре. Однако далеко не очевидно содержание в ядре, состоящем преимущественно из Fe-Ni-сплава, ощутимых количеств таких радиоактивных элементов, как U и K. В последнее время некоторые исследователи придерживаются точки зрения, согласно которой жидкое ядро образовалось на начальных стадиях земной эволюции и тепловая конвекция поддерживалась в нем по мере постепенного остывания. Сейчас обосновывается теория, которая связывает конвекцию с химической дифференциацией жидкого ядра. По сейсмическим данным построена современная модель ядра, согласно которой твердая фаза, известная как внутреннее ядро с радиусом около 1000 км, находится в середине ядра. По мере остывания твердая фаза кристаллизуется из жидкой. Поскольку кристаллическая твердая фаза тяжелее жидкой, она погружается в центр и формирует внутреннее ядро. Согласно этой теории, опускание тяжелой фазы вызывает конвекцию ядерной жидкости. Такая идея была впервые выдвинута Брагинским в 1964 г. Как показано термодинамически, подобная механическая конвекция более эффективна, чем тепловая, производительность которой ограничена циклом Карно.

Независимо от того, какова причина конвекции в жидком ядре, наличие у планет постоянного магнитного поля обусловлено жидким ядром с хорошей электропроводностью и конвекцией. Если единственный способ создать конвекцию — это химическое разделение, то существование внутреннего твердого ядра — тоже необходимая предпосылка для генерации магнитного поля.

Магнитные свойства планет земной группы сопоставлены в табл. 2.3, где указаны характеристики ядра, существенно важные для появления магнитного поля. Попытаемся на основании общих рассуждений о магнитных полях планет и путем сравнения фактических данных по этим полям составить представление о внутреннем строении каждой планеты.

Исходя из значения момента инерции Марса было установлено, что он имеет металлическое ядро. С другой стороны, наличие значительного магнитного поля у этой планеты не подтверждается. Этот факт позволяет

предполагать, что металлическое ядро Марса не жидкое, а твердое но если оно и жидкое, то находится в состоянии, при котором затруднено возникновение конвекции, например при отсутствии внутреннего ядра. Вероятно, несколько меньшие размеры Марса относительно Земли породили определяющие различия в термической истории этих планет, что в свою очередь отразилось на строении их ядер.

У Венеры, размеры которой приблизительно такие же, как у Земли, тоже нет существенного магнитного поля. Естественно предположить, что, поскольку радиусы этих планет примерно равны, их термические истории должны быть одинаковыми и, следовательно, Венера, как и Земля, должна иметь металлическое ядро. Однако из-за исключительно малой скорости вращения Венеры трудно определить ее момент инерции, поэтому металлическое ядро не фиксируется методами динамической астрономии. Отсутствие главного магнитного поля у Венеры может быть следствием того, что у этой планеты нет металлического ядра. Конечно, возможен и другой вариант объяснения. У Венеры есть ядро, но в нем не происходит конвекции.

Заметным магнитным полем обладает Меркурий. Так как плотность этой планеты высока, предполагается, что она богата Fe и Ni и поэтому содержит металлическое ядро. Обнаружение магнитного поля подтверждает это предположение. Однако никаких данных о моменте инерции, которые бы доказывали наличие металлического ядра, не было получено.

Из приведенного примера очевидно, что сравнительное изучение планет не только углубляет наше знание о каждой из них, но также вносит значительный вклад в исследование важнейших физических и химических процессов, например гидромагнетизма как источника магнитных полей, которые определяют происхождение и развитие планет.

д. Сколько лет Земле? Когда образовалась Земля? Только в 1960-е годы ученые, изучающие Землю, смогли с полной уверенностью ответить на этот основополагающий вопрос. До этого времени не было возможности надежно определить даже возраст породы, не говоря уже о возрасте Земли. В 1950-е годы впервые на практике стали применять радиологический метод датирования, и геохронологи начали определять возраст «древних» пород по всему миру, стремясь как можно точнее установить «возраст Земли». В 1950—1960-е годы из различных районов Африки, Австралии и Северной Америки стремительно поступали сообщения о породах с возрастом 1 или 2 млрд. лет — это было время радостного возбуждения, когда зарегистрированный возраст самой древней породы каждый год пересматривался. Однако это приподнятое настроение прошло, когда в конце 1960-х годов Мурбат с коллегами определил возраст метаморфических пород Исуа (Восточная Гренландия), оказавшийся равным приблизительно 3,8 млрд. лет, и с тех пор более древних пород не обнаружено. Правда, совсем недавно австралийский ученый Компстон с коллегами опубликовал сообщение о находке нескольких зерен циркона с возрастом около 4,2 млрд. лет в более молодых породах. Метаморфиты Исуа образовались по осадочным

толщам, возраст которых должен быть более 3,8 млрд. лет, а материал, исходный для них, — еще древнее. Таким образом, само собой получается, что возраст Земли больше 3,8 млрд. лет. Если бы в нашем распоряжении был образец, представительный для Земли в целом, то в принципе можно было бы определить ее возраст путем прямого датирования этого образца.

Однако Земля — «живая планета», и с момента рождения в ней непрерывно происходили процессы дифференциации вещества, проявляющиеся в плутонической и вулканической магматической деятельности, конвекции в мантии и т. д. Поэтому доступный для изучения материал нашей планеты — это в большей или меньшей степени преобразованное первичное вещество, имеющее мало сходства со средним составом Земли. В связи с этим в принципе невозможно оценить возраст Земли, непосредственно используя земные породы. Как отмечалось в разд. 2.3, а, то значение возраста, которое приписывают Земле в настоящее время, получено с помощью метеоритных аналогий, т. е. возраст метеоритов — это возраст Земли. А теперь рассмотрим подробнее, почему этот метод оправдывает себя при решении вопроса о возрасте Земли.

Все вещество Солнечной системы, доступное для изучения, т. е. метеориты, земные и лунные породы, имеет, за некоторыми исключениями, примерно одинаковый изотопный состав, что дает возможность предположить отрыв и обособление этого вещества от одной и той же туманности. Было предложено несколько астрофизических моделей образования планет и родительских тел метеоритов из Солнечной туманности, и большинство из них предполагают, что это образование завершилось за период 10^7 — 10^8 лет. Динамическая модель не отрицает варианта более или менее одновременного формирования Земли и метеоритов. Однако модель есть модель, и развивалась ли материя таким способом, как в ней описано, остается неясным. Предположение об одновременности образования Земли и метеоритов должно быть проверено на основе фактических данных.

Прямое подтверждение тезиса об одновозрастности Земли и метеоритов можно найти в поведении радиогенного ^{129}Xe (будем обозначать его $^{129}\text{Xe}^*$), впервые обнаруженного в хондрите Richardton. Это открытие было сделано Рейнольдсом в 1960 г. Изотоп ^{129}I с периодом полураспада 17 млн. лет переходит в $^{129}\text{Xe}^*$. Количеством ^{129}I , образовавшегося в Солнечной системе после ее возникновения, можно пренебречь. Будем считать, что весь ^{129}I образовался при нуклеосинтезе, создавшем элементы Солнечной туманности. Благодаря малому периоду полураспада ^{129}I можно предположить, что он полностью распался за короткое время в истории Солнечной системы — точнее, за несколько периодов полураспада. Рейнольдсу удалось установить, что определенное количество $^{129}\text{Xe}^*$ в метеорите Richardton образовалось при распаде ^{129}I . Это убедительно доказывает, что формирование метеоритов охватывает короткий период, равный нескольким десяткам миллионов лет, т. е. половине жизненного периода изотопа ^{129}I после завершения нуклеосинтеза.

Установлено, что некоторое количество ^{129}I было захвачено Землей и образовавшийся при его распаде $^{129}\text{Xe}^*$ дегазировал в атмосферу.

Сопоставив эти данные, можно сделать вывод, что и метеориты, и Земля «сформировались» в течение всего нескольких десятков миллионов лет после нуклеосинтеза. Однако трудности возникают при решении вопроса о том, какому процессу в развитии Земли соответствует это «формирование». Если строго подойти с позиций экспериментальной процедуры, позволяющей определить $^{129}\text{Xe}^*$, оно соответствует этапу, когда $^{129}\text{Xe}^*$ утратил возможность покидать твердое вещество, например Землю, метеориты или их составные элементы — планетезимали; с физической точки зрения в это время земное вещество стало закрытой системой по отношению к $^{129}\text{Xe}^*$. Мы совсем не знаем признаков, указывающих на возраст Земли, т. е. на какой стадии ее роста перестала происходить дегазация $^{129}\text{Xe}^*$, или размеров, которые следует считать первичными для нее. Дальнейшее углубление в этот вопрос приведет лишь к дискуссии о смысловом значении терминов, поэтому мы не будем здесь продолжать его обсуждение. Если объединить логику астрофизической модели и эмпирический факт существования $^{129}\text{Xe}^*$, убедительным становится вывод о реальности одновременного образования Земли и метеоритов. Это означает, что установленный для метеоритов возраст (4550 млн. лет) можно считать возрастом Земли.

Мы проанализировали тезис об «одновременном образовании», который является краеугольным камнем метеоритно-земной аналогии. Эксперимент, позволивший обнаружить $^{129}\text{Xe}^*$ в метеоритах и подготовивший почву для этого вывода, основан на чрезвычайно изящной идее. Если проследить метод, с помощью которого был проведен эксперимент, то обнаружатся прекрасные стороны научного поиска — его блестящее развитие и красота идеи. Этот метод можно применять также в других областях знаний. Сейчас мы вернемся назад и обсудим некоторые детали эксперимента, разработанного Джеффри и Рейнольдсом.

Давайте снова поставим проблему. Наша цель — экспериментально подтвердить, что некоторое количество ^{129}Xe (в природе существует девять стабильных изотопов Xe — ^{124}Xe , ^{126}Xe , ^{128}Xe , ^{129}Xe , ^{130}Xe , ^{131}Xe , ^{132}Xe , ^{134}Xe и ^{136}Xe) в метеоритах и Земле образовалось при распаде ^{129}I , который раньше там находился. Джеффри и Рейнольдс облучили некоторые метеориты тепловыми нейтронами. Воздействие нейтронов на I, который присутствует в ничтожных количествах только в виде ^{127}I , приводит к реакции ^{127}I (л. р.) ^{128}I , когда весь I переходит в ^{128}I . Последний, будучи радиоактивным изотопом (период полураспада около 25 мин), переходит в стабильный ^{128}Xe . Это означает, что метеориты, испытавшие нейтронное облучение, содержат первичные ^{128}Xe и ^{129}Xe (с небольшим количеством $^{129}\text{Xe}^*$) и $^{128}\text{Xe}^*$, полученный при опыте. Теперь извлечем Xe из облученного образца. Это может быть сделано путем нагревания метеорита в вакууме, в результате чего газ улетучивается. Если образец полностью расплавился, все содержащиеся в нем газы удаляются. Но Джеффри и Рейнольдс предложили постепенно поднимать температуру до 600, 700, 800 °C и т. д. и после очередного подъема сохранять ее постоянной, например в течение 30 мин; при этом каждый раз выделяется определенная порция газа. Этот эксперимен-

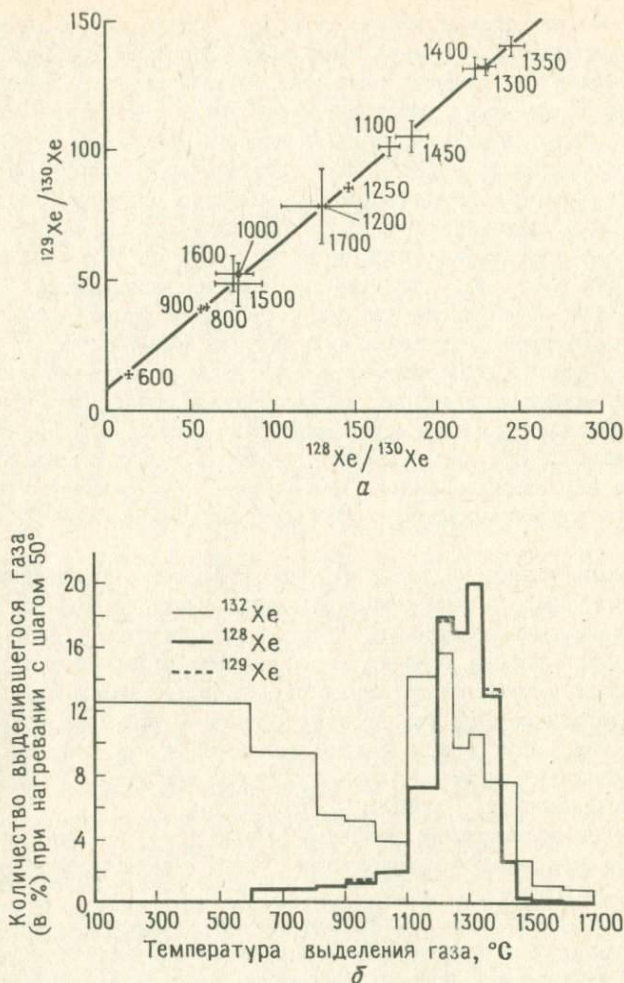


Рис. 2.10. Поэтапная дегазация Xe из силикатных включений железного метеорита Mundrabilla, облученного быстрыми нейтронами: *a* — данные для трех изотопов, полученные для газов, экстрагированных при различных температурах (обозначены цифрами). Угол наклона линии пропорционален ($^{129}\text{Xe}/^{128}\text{Xe}$)* или времени образования Xe из I; *b* — распределение количества выделившегося Xe в зависимости от температуры. Обратите внимание, что гистограммы для ^{128}Xe ($^{128}\text{I}(n, r)^{128}\text{Xe}$) и радиогенного ^{129}Xe , возникшего при распаде ^{129}I (жирная линия), почти совпадают и существенно отличаются от характера распределения ^{132}Xe (тонкая линия) (по Нимейру, 1976).

тальный метод называется «метод поэтапного нагревания». Затем в образцах, испытанных нагрев при разных температурах, измеряется отношение изотопов Xe с помощью масс-спектрометра. Как отмечалось в разд. 2.2, значения изотопов принято выражать в виде их отношений. Для удобства возьмем в качестве общего знаменателя содержание изотопа ^{130}Xe . Это означает, что для каждого этапа нагрева надо определить отношения $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$, $^{128}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ и т. д.

Из ряда полученных изотопных отношений выберем два — $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ и $^{128}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$. Данные по изотопным составам для разных температур нанесем на график, где по горизонтالي отложим $^{128}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$, а по вертикали — $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$. На рис. 2.10 показаны результаты измерений для железного метеорита Mundrabilla. Между двумя изотопными отношениями наблюдается прекрасная корреляция. Обсудим, каков ее смысл. Общее количество изотопов ^{128}Xe и ^{129}Xe состоит из элементов, образовавшихся при распаде I (они отмечены звездочкой), и атомов, захваченных формирующимся метеоритом (возле них стоит индекс о). Таким образом,

$$\frac{^{129}\text{Xe}}{^{130}\text{Xe}} = \frac{1}{^{130}\text{Xe}} [(^{129}\text{Xe})_o + (^{129}\text{Xe})^*]. \quad (2.20)$$

С другой стороны, в составе ^{130}Xe содержатся только те элементы, которые были захвачены метеоритом при формировании, поэтому $^{130}\text{Xe} = (^{130}\text{Xe})_o$. Величины без индексов в формуле (2.20) могут быть определены эмпирически. Формально переписав уравнение (2.20), получим:

$$\begin{aligned} \frac{^{129}\text{Xe}}{^{130}\text{Xe}} &= \frac{1}{^{130}\text{Xe}} \left[(^{129}\text{Xe})_o + \frac{(^{129}\text{Xe})^*}{(^{128}\text{Xe})^*} \cdot \{ (^{128}\text{Xe}) - (^{128}\text{Xe})_o \} \right] = \\ &= \left\{ \left(\frac{^{129}\text{Xe}}{^{130}\text{Xe}} \right)_o - \left(\frac{^{129}\text{Xe}}{^{128}\text{Xe}} \right)^* \left(\frac{^{128}\text{Xe}}{^{130}\text{Xe}} \right)_o \right\} + \\ &+ \left(\frac{^{129}\text{Xe}}{^{128}\text{Xe}} \right)^* \cdot \left(\frac{^{128}\text{Xe}}{^{130}\text{Xe}} \right). \end{aligned} \quad (2.21)$$

Отношения $^{128}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$, полученные при каждой температуре, нанесены на рис. 2.10, где по оси x отложено $^{128}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$, а по оси y — $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$. На графике наблюдается четкая прямая корреляция между этими величинами, свидетельствующая о том, что коэффициент $(^{129}\text{Xe}/^{128}\text{Xe})^*$ при первом и втором слагаемом в уравнении (2.21) постоянный и не зависит от температуры. Последнее обстоятельство станет вполне очевидным, если принять во внимание процесс поэтапной дегазации. Когда происходит ступенчатое нагревание, каждый изотоп Xe улетучивается по-разному, отражая тем самым способ, благодаря которому он попал в кристаллы и матрицу метеорита. Между тем однотипные изотопы дегазируются одинаково. Это показано на рис. 2.10, б. Поэтому мы вправе ожидать, что те изотопные отношения, где в числителе и знаменателе стоят элементы одинакового происхождения, например $(^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe})_o$, $(^{128}\text{Xe}/^{130}\text{Xe})_o$ и $(^{129}\text{Xe}/^{128}\text{Xe})^*$, бу-

дут постоянными и не испытывают влияния температуры. Линейная зависимость на рис. 2.10, *a* подтверждает это предположение. Кроме того, по тангенсу угла наклона прямой на графике 2.10, *a* можно определить величину ($^{129}\text{Xe}/^{128}\text{Xe}$)*. Поскольку тангенс не равен 0, (^{129}Xe)* $\neq 0$, и, следовательно, некоторое количество (^{129}Xe)* образовалось при распаде ^{129}I , который действительно находился в составе метеоритного вещества.

Если облучить нейтронами эталонный образец в течение того же времени, которое было затрачено в случае метеорита, то можно определить интенсивность нейтронного пучка и исходя из этого найти абсолютное значение (^{129}Xe)*. Оно позволит в некоторой степени оценить продолжительность образования родительского тела метеорита после завершения нуклеосинтеза, т. е. период формирования метеорита.

Как уже неоднократно отмечалось, вследствие дифференциации элементов земное вещество фактически не в состоянии сохраниться неизменным со времени рождения планеты. Поэтому метод поэтапного нагревания, обладая исключительной эффективностью при определении возникшего в метеоритах (^{129}Xe)*, неприменим для земного вещества. Вместо него применяется косвенный способ анализа (^{129}Xe)*. Количество последнего в разных метеоритах сильно варьирует. Можно считать, что в определенных типах вещества (например, Nuvo Urei) фактически нет (^{129}Xe)*. По поводу таких метеоритов можно полагать, что изотопный состав Xe, не содержащий (^{129}Xe)*, сформировался при нуклеосинтезе, поэтому будем называть его первичным Xe. Способ определения отношения изотопов первичного Xe очень сложен и выходит за рамки этой книги. В дальнейшем обсуждении мы используем его результаты, не вдаваясь в подробности самой процедуры. После внесения поправок на фракционирование изотопов между первичным и атмосферным Xe отношение $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ в последнем оказывается на 7,6% выше, чем в первичном. Эту разницу можно объяснить количеством (^{129}Xe)*, возникшего при распаде ^{129}I . Кроме того, в Солнечной туманности величина отношения $^{129}\text{I}/^{130}\text{Xe} \ll 1$ и количество (^{129}Xe)* ничтожно мало. ^{129}Xe * не появляется до отделения твердой фазы от Солнечной туманности и накопления ^{129}I в относительно большем количестве, чем инертных газов, когда $^{129}\text{I}/^{130}\text{Xe} \cong 1$. Исходя из этого можно утверждать, что наблюдаемый на Земле (^{129}Xe)* образовался при распаде ^{129}I , содержавшегося в земном веществе, которое обособилось в твердом состоянии.

Исходя из предыдущего обсуждения можно сделать вывод, что метеориты и Земля в процессе своего образования захватили определенное количество ^{129}I , что в свою очередь является доказательством одновременности их рождения. Однако надо быть осторожным при использовании термина «образование», ибо он имеет особое значение. Если проследить ход рассуждений этого раздела, станет очевидным, что в данном случае под временем «образования» подразумевается период, когда вещество Земли и родительских тел метеоритов стало «закрытой системой» для Xe и I. Для понимания того, на какой стадии роста (т. е. при каких размерах Земли и родительских тел метеоритов) это происходит, недостаточно изучать только отношения изотопов Xe.

При исследовании только вещества Земли нельзя сделать никаких определенных оценок ее возраста, но можно предложить ряд ограничений. Примером тому служат отношения изотопов Pb.

Первые серьезные обсуждения возраста Земли на количественном уровне основывались на изотопных отношениях в свинцовых рудах. В конце 1940-х — начале 1950-х годов появился ряд публикаций Хойтерманса и Холмса, а позднее Паттерсона с коллегами. Не будет преувеличением назвать работы Хойтерманса и Холмса классическими в земной изотопии. Эти статьи впервые продемонстрировали важность и эффективность данных по изотопным отношениям для выяснения происхождения и эволюции Земли.

Все доступное для нас земное вещество претерпело дифференциацию после образования планеты, и все свидетельства о ранних стадиях Земли были стерты этими процессами. Поэтому образцы пород, которые мы изучаем, не содержат информации, относящейся к рождению Земли, в частности о ее возрасте. Однако по этим образцам можно проследить ход эволюции вещества. Хойтерманс и Холмс пришли к выводу, что свинцовые руды образовались при обособлении Pb непосредственно в первичной Земле (имеется в виду однородная планета, в которой не было дифференциации вещества, например разделения на мантию и кору). Очевидно, свинцовые руды возникли не в результате такого простого процесса, но на время примем эту гипотезу. Как показано в последней главе, независимая оценка времени образования свинцовых руд позволяет сделать вывод о том, когда Земля отделилась от Солнечной системы, т. е. о возрасте нашей планеты. Используя несколько значений возрастов свинцовых руд, определенных геологическими методами, Хойтерманс и Холмс заключили, что «возраст» Земли находится в пределах 3—5 млрд. лет.

Однако по данным современной геологической науки ясно, что свинцовые руды обособились не в однородной, неизменной с момента рождения, а в дифференцированной, имеющей ядро, мантию и кору Земле. Цифра, полученная Хойтермансом и Холмсом, — это время образования коры и мантии, а не возраст Земли. В дальнейшем Паттерсон изучил свинец глубоководных осадков, которые он считал наиболее представительным образцом коры (Паттерсон полагал, что эти осадки — результат эрозии корового материала, его перемешивания и гомогенизации в океане; процесс этот был глобальным для Земли), и по методу Хойтерманса и Холмса определил возраст образования коры — примерно 4,5 млрд. лет.

Работы Хойтерманса и Холмса, а также Паттерсона — выдающиеся труды, достойные называться классическими не только в области изотопной геологии, но и в геологической науке в целом. К сожалению, Хойтерманс, Холмс и Паттерсон назвали свои книги «Возраст Земли». Это заглавие, а также очевидное совпадение величины 4,5 млрд. лет, полученной Паттерсоном, и возраста метеоритов побуждает сделать общий вывод, что возраст нашей планеты можно определить по изотопным отношениям Pb в земных породах. В действительности эти отношения в зависимости от используемых образцов содержат данные о времени обособления коры

и мантии или мантии и ядра. С тех пор многие ученые предпринимают попытки определить, когда произошло разделение Земли на кору и мантию, используя при этом свинцовые руды, MORB-Pb (образец, характерный для дифференцированной мантии) и Pb в глубоководных осадках (представительный образец для коры), а также применяя сложную модель, описывающую геохимическую историю изотопов Pb. В результате всех этих методик были получены данные возраста, которые колеблются от 4,2 до 4,5 млрд. лет. Полагают, что ядро образовалось на самой ранней стадии развития Земли как планеты — многие ученые считают, что это произошло одновременно с формированием Земли, — и мы вправе ожидать, что возраст ядра близок к земному. Поэтому, говоря о возрасте Земли, надо иметь в виду, что самое раннее событие, сведения о котором можно получить при изучении доступного для нас земного вещества, — это образование ядра.

Глава 3

ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ

3.1 Движущая сила земной эволюции

В предыдущей главе было отмечено, что энергия, выделяющаяся при распаде таких элементов, как U, Th и ^{40}K , играет важную роль в развитии «живой планеты» Земля. Кроме этого вида энергии большое значение в процессе формирования и эволюции Земли имеет гравитационная энергия. Например, при описании модели образования Земли мы предположили, что отделившиеся от Солнечной туманности многочисленные планетезимали периодически сталкивались друг с другом и, объединяясь, вырастали в большую планету (Землю). С увеличением размеров и массы Земли ее гравитационная сила тоже растет. Поэтому, после того как Земля достигла довольно большого размера, планетезимали падали на нее под действием силы притяжения, и при ударе выделялось большее количество энергии, чем при столкновении планетезималей. Часть этой энергии рассеивалась по поверхности Земли, а часть преобразовывалась в тепловую или терялась в космосе. Если периодическое объединение планетезималей происходило через короткие промежутки времени, то суммарная энергия не успевала полностью исчезнуть с поверхности Земли до выделения следующей порции энергии после очередного удара других планетезималей и, таким образом, энергия более эффективно накапливалась в земных недрах. Количество накопившейся во время роста Земли энергии тесно связано с длительностью формирования планеты. Максимальная величина такой энергии — будем называть ее аккреционной — соответствует потенциальной энергии Земли, которая выделилась бы при рассеянии в бесконечности всего слагающего ее вещества. После простых вычислений получаем для нее значение $2,5 \cdot 10^{32}$ Дж. Этого более чем достаточно для полного расплавления планеты. Вся энергия не сохранилась в Земле, значительная ее часть рассеялась в космосе в виде инфракрасного излучения. Количество энергии, которое накопится за время образования Земли, будет определяться балансом между потерей энергии с поверхности и скоростью аккреции планеты. Вычисления показывают, что это количество составляет одну треть общей аккреционной энергии при условии, что период образования Земли составляет 10^7 лет.

Гравитационная энергия, которая выделяется после формирования Земли при перераспределении вещества внутри нее в процессе эволюции, также

Таблица 3.1. Энергия, выделяющаяся при распаде радиоактивных элементов

Элементы	(10^{-13} Дж/атом)	Вт/г
^{238}U	75,9	0,94
^{235}U	72,4	5,7
U		0,97
^{232}Th	63,7	0,26
^{40}K	1,14	0,288
K		$3,43 \cdot 10^{-5}$
^{87}Rb	0,07	$2,1 \cdot 10^{-3}$
Rb		$5,8 \cdot 10^{-5}$

должна учитываться в качестве движущей силы развития планеты. Предположим, что в однородной от центра до поверхности Земле началось разделение на мантию и ядро. В частности, будем считать, что в земных недрах железо, обособившись от силикатов, под действием собственного веса опускалось вниз и в конце концов образовалось ядро. Не будем здесь обсуждать, каким образом железо отделилось и сконцентрировалось в виде ядра. Если тяжелые атомы железа опускаются в земном поле тяготения, то должна выделяться потенциальная энергия. Судя по оценкам, ее величина составляет приблизительно $1 \cdot 10^{31}$ Дж.

Эти два типа энергии выделились при гравитационных процессах, но есть и другой важный вид энергии, выделяемой радиоактивными элементами. Она представляет собой перешедшую в тепло кинетическую энергию частиц, испускаемых при распаде ядер. Когда радиоактивные элементы распадаются, выделяются частицы, например электроны. Через какое-то время эти частицы сталкиваются с другими атомами вещества и в конце концов останавливаются. Их кинетическая энергия преобразуется в тепловую и сохраняется внутри вещества. В табл. 3.1 приведены четыре изотопа (Rb дан только для сравнения), которые, судя по распространенности в Земле, могут быть важными источниками тепла. У всех этих изотопов большие периоды полураспада — сотни миллионов лет. В табл. 3.1 приведены также значения энергии, которая выделяется при распаде элементов. Из-за распада количество радиоактивных элементов в Земле постепенно уменьшается. Это означает, что радиогенная тепловая энергия тоже убывает по экспоненте со времени рождения Земли. Количество энергии, выделившейся в течение 4,5 млрд. лет существования Земли, приблизительно равно $1 \cdot 10^{31}$ Дж.

Другой источник тепла на Земле — это энергия Солнца. Она возникает при ядерных реакциях и постоянно испускается в космос. В настоящее время ее величина оценивается в $3,83 \cdot 10^{26}$ Дж/с. Поэтому в районе земной орбиты количество энергии, приходящееся на единицу площади (1 см^2),

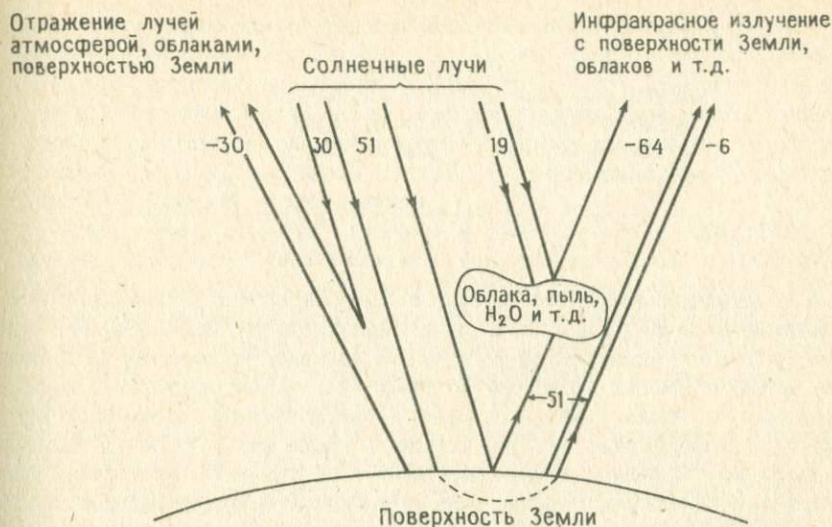


Рис. 3.1. Часть солнечных лучей, падающих на Землю, отражается от нее (около 30%), а часть излучается снова в инфракрасной области спектра (около 70%), поэтому солнечная энергия не накапливается внутри Земли.

перпендикулярной солнечным лучам, составляет 0,14 Дж/с, или 8,4 Дж/мин. Обычно эту величину называют солнечной постоянной. Следовательно, Земля в целом получает количество излучаемого тепла, равное $0,14 \text{ Дж} \cdot (\text{поперечное сечение Земли}) = 1,8 \cdot 10^{17} \text{ Дж/с}$. Солнечная энергия — это источник биологической активности и решающий фактор, определяющий характер поверхностных явлений на Земле, таких, как погода и климат. Однако этот вид энергии фактически не влияет на эволюцию планеты. Практически все солнечное тепло, достигающее земной поверхности, в конце концов отражается в космос в виде инфракрасных лучей и не сохраняется (рис. 3.1). Поверхность Земли и облака отражают 30% солнечных лучей. Часть энергии, которая преобразуется в тепло внутри Земли, составляет не более 50% всего солнечного излучения. С ней связаны процессы, происходящие в атмосфере и океанах, а также биологическая активность, но в конечном итоге она снова возвращается в космос в виде инфракрасного излучения. Хотя солнечная энергия не вносит вклада во внутреннюю энергию, определяющую эволюцию Земли, она сильно влияет на климатические изменения. Согласно некоторым теориям, ледниковый период явился следствием вариаций солнечной активности.

В табл. 3.2 сопоставляются три основных источника энергии, определяющих эволюцию Земли. Количество аккреционной энергии — величина на-

Таблица 3.2. Энергетические источники эволюции Земли

Аккреционная энергия	$E \approx 2,5 \cdot 10^{32}$ Дж
Разделение ядра	$E \approx 10^{31}$ Дж
Радиоактивный распад (за 4,5 млрд. лет)	$E \approx 10^{31}$ Дж

ибо более неопределенная, ее значение сильно варьирует в зависимости от принятой продолжительности периода формирования Земли. Однако, если даже учесть эту неопределенность, примечательно, что все три вида энергии примерно равны. С другой стороны, они весьма по-разному влияют на эволюцию Земли. При образовании планеты единственным видом энергии была аккреционная, поэтому на ранних этапах развития Земли она имела решающее значение. В противоположность этому на протяжении всей геологической истории главную роль играли долгоживущие радиоактивные изотопы. Вулканическая деятельность и становление континентов стали возможны в основном благодаря энергии радиоактивного распада, накопленной в земных недрах. Что касается энергии, выделившейся при перераспределении вещества внутри планеты — например, разделения мантии и ядра, — то она должна была вносить наибольший вклад на начальных стадиях эволюции, так как обособление ядра относится к самому раннему этапу геологии. Такой вид энергии создается не только разделением мантии — ядра, но и образованием внутреннего ядра. В настоящее время считается, что последнее обстоятельство очень важно для генерации магнитного поля Земли. Этот вопрос мы обсудим более подробно в следующей главе в разделе, посвященном геомагнитному полю.

3.2 Состав Земли — аналогия с метеоритами

Сколько содержится в Земле U, Th и K — главных энергетических источников ее развития? Каков состав Земли в отношении других элементов? В целом ряде исследовательских работ приведены его оценки, и это один из основополагающих результатов геологической науки. Однако на сегодняшний день знания о химическом составе Земли далеко не полные. Строго говоря, мы могли бы оценить его путем отбора и анализа образца, представительного для Земли в целом, но вопрос в том, как получить такой образец. Независимо от того, с какой площади мы можем собрать образцы, те из них, которые действительно попадут к нам, будут лишь небольшими обломками земного шара. В настоящее время самая глубокая скважина (13 км) пробурена на Кольском полуострове в СССР. Однако если представить себе Землю размером с яблоко, то эта скважина даже не поцарапает его кожицу. Единственный источник информации о составе Земли ниже этого уровня — обломки пород мантии (так называемые мантийные ксенолиты), периодически выбрасываемые на поверхность при вулканиче-

ских извержениях. Но даже эти ксенолиты и излившиеся породы поступают с глубин максимум 100—200 км, поэтому они далеко не полностью представляют мантийное вещество. Для того чтобы определить средний химический состав Земли, мы не можем ограничиваться только изучением имеющихся в нашем распоряжении образцов и вынуждены опираться в основном на косвенные методы. В гл. 2 упоминалось, что один из таких методов — аналогия с метеоритами.

Чтобы понять суть этого подхода, вернемся к модели образования Солнечной системы и планет. Одинаковый, за некоторыми исключениями, изотопный состав вещества разных объектов Солнечной системы говорит о том, что Солнечная туманность, из которой формировались планеты, была очень однородной. Астрофизическая теория, объясняющая движение Солнечного небулярного газа, также предсказывает высокую гомогенность туманности. Таким образом, можно сделать вывод, что планеты и родительские тела метеоритов имели после своего возникновения одинаковые химические составы. Это основная предпосылка метода метеоритных аналогий. Однако легко представить, что в высокотемпературных, близких к Солнцу областях летучие компоненты не смогут конденсироваться, в результате чего начнется интенсивное фракционирование элементов и однородность нарушится. Установлено, что на Меркурии, расположенном ближе всего к Солнцу, имел место именно такой процесс, поэтому эта планета состоит в основном из металлов, благодаря чему обладает, как было обнаружено, высокой плотностью. С другой стороны, нелетучие компоненты могут конденсироваться при высоких температурах, поэтому они характерны для всех планет и никаких различий, связанных с удаленностью их орбит от Солнца, в этом отношении нет. Следовательно, когда речь идет о нелетучих элементах, можно предполагать, что такие объекты Солнечной системы, как планеты и родительские тела метеоритов, будут иметь одинаковый состав. Для метеоритов типа углистых хондритов, которые оставались «мертвыми» с самого своего рождения и до сегодняшнего дня не перенесли почти никаких химических или термических преобразований, можно определить состав их родительских тел, проанализировав небольшой кусочек последних, т. е. сами метеориты. Таким образом, мы можем оценить состав Солнечной туманности, создавшей родительские тела. На этой концепции основывается метод метеоритных аналогий.

Представление об однородности Солнечной туманности (в отношении по крайней мере нелетучих компонентов) делает этот метод ведущим при определении химического состава Земли. Каким образом проявляется аналогия с метеоритами с точки зрения результатов, полученных при исследовании самой Земли? Начиная с 1960-х гг. проводились систематические измерения теплового потока океанического дна. Оказалось, что поверхность Земли теряет приблизительно 75 мВт/м^2 ($1,8 \cdot 10^{-6}$ кал/(см·с)) тепла. Было отмечено, что количество внутреннего тепла, необходимое для возникновения такого потока, приблизительно равно энергии, которая выделяется при распаде радиоактивных элементов в хондрите, что одно время считалось сильным аргументом в пользу метеоритной аналогии, хотя сейчас рассмат-

Таблица 3.3. Распространенность элементов на Земле и Луне [19]

Элемент	Луна	Земля	Элемент	Луна	Земля
H	2,2	78	Ru	4,9	1,48
He ⁴	2100	74 000	Rh	1,05	0,32
Li	8,7	2,7	Pd	0,25	1,00
Be (млрд ⁻¹)	186	56	Ag (млрд ⁻¹)	9,6	80
B (млрд ⁻¹)	13	470	Cd (млрд ⁻¹)	0,58	21
C	9,9	350	In (млрд ⁻¹)	0,075	2,7
N	0,26	9,1	Sn	0,085	0,71
O (%)	41,42	28,50	Sb (млрд ⁻¹)	7,6	64
F	30	53	Te	0,20	0,94
Ne ²⁰	7	250	I (млрд ⁻¹)	0,48	17
Na	900	1 580	Xe ¹³²	0,13	4,8
Mg (%)	17,37	13,21	Cs (млрд ⁻¹)	33	59
Al (%)	5,83	1,77	Ba	16,8	5,1
Si (%)	18,62	14,34	La	1,57	0,48
P	538	2 150	Ce	4,2	1,28
S (%)	0,39	1,84	Pr	0,53	0,162
Cl	0,70	25	Nd	2,9	0,87
Ar ³⁶	37	1 330	Sm	0,86	0,26
K	96	170	Eu	0,33	0,100
Ca (%)	6,37	1,93	Gd	118	0,37
Sc	40	12,1	Tb	0,22	0,067
Ti	3380	1 030	Dy	1,49	0,45
V	340	103	Ho	0,33	0,101
Cr	1200	4 780	Er	0,96	0,29
Mn	330	590	Tm	0,145	0,044
Fe (%)	9,00	35,87	Yb	0,95	0,29
Co	240	940	Lu	0,160	0,049
Ni (%)	0,51	2,04	Hf	0,95	0,29
Cu	6,9	57	Ta (млрд ⁻¹)	96	29
Zn	19,9	93	W	0,75	0,250
Ga	0,66	5,5	Re (млрд ⁻¹)	250	76
Ge	1,66	13,8	Os	3,6	1,10
As	0,90	3,6	Ir	3,5	1,06
Se	1,30	6,1	Pt	6,9	2,1
Br (млрд ⁻¹)	3,8	134	Au	0,072	0,29
Kr ⁸⁴	0,18	6,6	Hg (млрд ⁻¹)	0,28	9,9
Rb	0,33	0,58	Tl (млрд ⁻¹)	0,136	4,9
Sr	60	18,2	Pb ²⁰⁴ (млрд ⁻¹)	0,055	1,97
Y	10,9	3,29	Bi (млрд ⁻¹)	0,104	3,7
Zr	65	19,7	Th (млрд ⁻¹)	210	65
Nb	3,3	1,00	U (млрд ⁻¹)	59	18
Mo	9,8	2,96			

ривается как случайное совпадение. Если земное ядро в основном железное, то Fe составляет около 30% массы Земли, и это более или менее совпадает с количеством Fe в хондритах. Если удалить Fe из хондритов, состав оставшегося вещества будет близок к формуле пироксена $MgSiO_3$ — одного из главных минералов современной мантии. Этим убедительно доказывается сходство химических составов Земли и метеоритов.

Итак, представляется, что в случае нелетучих элементов метод метеоритных аналогий вполне обоснован. Однако для летучих компонентов он требует значительных поправок. Рассмотрим пример, касающийся Rb. Статья Гаста, опубликованная в 1960 г., была одной из первых, где прозвучала критика метеоритной аналогии; сейчас она рассматривается как классическая работа в геологической науке. Сравнивая отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в метеоритах и земном веществе, Гаст отметил, что отношение Rb/Sr в мантии Земли на порядок ниже, чем в метеоритах. Согласно общепринятой точке зрения, этот факт объясняется тем, что Rb более летучий элемент, чем Sr, и теряется Землей (некоторые ученые считают, что Rb заключен в ядре). Если это так, мы вправе ожидать, что на Земле по сравнению с метеоритами будет не хватать K, который, как и Rb, обладает высокой летучестью. В табл. 3.3 приведены содержания элементов в Земле, определенные на основе метода метеоритных аналогий с учетом геофизических данных — теплового потока и распределения плотностей. Эта работа была выполнена Ганapati и Андерсом. В таблице показан также элементный состав Луны, оцененный путем метеоритной аналогии.

3.3 Слоистая структура Земли

Для исследования внутреннего строения Земли и особенно ее упругих и плотностных характеристик наиболее эффективными остаются сейсмические методы. Деформации внутри Земли, возникающие при землетрясениях, распространяются через тело планеты в виде упругих волн. Характер их распространения, т. е. скорость, определяется плотностью и упругими постоянными материала. Таким образом, используя записи нескольких сейсмических станций мира, можно определить скорость сейсмических волн, что позволяет оценить упругие постоянные и плотность той части земных недр, через которую эти волны прошли. Принимая во внимание результаты изучения физического состояния материалов при высоких давлениях и температурах, можно также оценить вещественный состав глубинных областей Земли. Все эти исследования позволили сделать вывод, что в строении нашей планеты принимают участие три основные структуры: ядро (0—3450 км от центра), окружающая его мантия (3450—6350 км) и самая верхняя (поверхностная) оболочка — земная кора мощностью около 30 км. Плотность ядра составляет более 10 г/см^3 . Такую плотность при давлении, существующем в центре Земли, может иметь только Fe, которого, судя по его распространенности на Солнце, достаточно для образования ядра радиусом 3500 км. Этот вывод позволяет с уверенностью утверждать, что ядро Земли состоит в основном из Fe. По характеру распространения

Таблица 3.4. Химический состав земной коры [68]

Оксиды	Масса, %
SiO ₂	58,0
TiO ₂	0,8
Al ₂ O ₃	18,0
Fe ₂ O ₃ } FeO }	7,5
MgO	3,5
CaO	7,5
Na ₂ O	3,5
K ₂ O	1,5

сейсмических волн было установлено, что ядро состоит из двух частей — внутренней твердой (радиусом примерно 1300 км) и окружающей ее жидкой внешней. Полагают, что геомагнитное поле возникло в результате движения жидкости во внешнем ядре. Эта проблема подробно обсуждается в следующей главе.

Фактически не вызывает сомнений, что земное ядро состоит из металла, основной компонент которого — Fe, но дальнейшие исследования позволили уточнить его плотность (при высоких давлениях и температурах земных недр), оказавшуюся на 1—2 г/см³ меньше, чем для чистого Fe. Поэтому можно с уверенностью предположить, что ядро содержит также 10—20% элементов легче Fe. Было выдвинуто несколько гипотез, согласно которым этими элементами могут быть O, S или Si, но окончательного решения пока не найдено.

Мантия составляет примерно 83% всего объема Земли. Плотность ее — 4—6 г/см³, что в два раза меньше плотности металлического ядра. Исследования ксенолитов мантии — единственных доступных для нас источников сведений о ней, — анализ сейсмических волн и распространенности элементов на Солнце привели к выводу, что вещество, слагающее мантию, близко по составу к породе из оливина (Mg, Fe)₂SiO₄ и пироксена (Mg, Fe)SiO₃. По скоростям сейсмических волн в мантии были установлены три слоя — верхняя мантия (от поверхности Земли до глубины примерно 400 км), нижняя мантия (от глубины 700 км до ядра) и переходный слой между ними. До сих пор не ясно, связано ли такое строение мантии с различием в вещественном составе каждого слоя, но в последние годы результаты физических исследований при высоких *P-T*-параметрах позволили с уверенностью предположить, что в основном здесь играет роль не этот фактор, а фазовые переходы в кристаллах при большом давлении.

Несмотря на то, что доля земной коры составляет менее 0,1% в общей массе планеты, именно с этим слоем связана в основном деятельность че-

ловека. Оценить состав земной коры можно путем анализа отобранных образцов. Породы, используемые в качестве последних, должны быть представительными для коры. Анализы огромного числа коровых пород, выполненные Кларком и Вашингтоном, а также данные о составе ледниковых осадочных пород, полученные Гольдшмидтом, представляют собой подобные попытки оценить состав коры. Ледник при своем движении захватывает и перемешивает поверхностные породы с большой площади, поэтому Гольдшмидт предположил, что средний состав этих пород будет близок к среднему составу земной коры. Хотя в описанных двух случаях число образцов и районы их отбора сильно различались, результаты оказались вполне согласующимися. В целом они совпали со средним составом земной коры, оцененным впоследствии Полдервартом (1955) и Тейлором (1977) на основе более точных и многочисленных аналитических данных. В табл. 3.4 приведены результаты одного из самых последних таких подсчетов Тейлора. Установлено, что состав земной коры близок к смеси базальта и гранита, находящихся в отношении примерно 3:1.

3.4. Образование слоистой структуры

Когда и каким образом образовалась слоистая структура Земли? Проще всего предположить, что это произошло при формировании Земли из сталкивающихся и слипающихся планетезималей: сначала объединялись те из них, которые состояли в основном из Fe, затем — преимущественно силикатные, соответствующие современной мантии, а их в конечном счете окружало вещество коры. Согласно этой гипотезе, известной под названием «гетерогенная аккреционная модель», в процессе образования Земли было несколько стадий, в каждой из которых происходило приращение вещества иного состава. Эта гипотеза крайне прямо решает проблему и не ставит вопроса об образовании слоистой структуры после формирования планеты. Однако невозможно разумно объяснить аккрецию сначала Fe и других металлов, а затем силикатов. Поскольку планетезимали образовались фактически одновременно (вероятно, в течение 10^5 лет) вследствие гравитационной неравновесности примитивной Солнечной туманности (гл. 2), которая была достаточно хорошо гомогенизирована, то их состав следует считать до некоторой степени однородным. Следовательно, разумнее полагать, что формирование Земли от начала до конца происходило путем аккреции более или менее однородных планетезималей. Эта идея лежит в основе гипотезы гомогенной аккреции, согласно которой только что образованная Земля состояла в основном из силикатов и этим была похожа на метеориты.

В соответствии с гипотезой гомогенной аккреции предположим, что состав новообразованного земного шара был фактически однородным от центра до поверхности. Наша задача — объяснить, на каком этапе развития и в силу каких процессов возникла современная слоистая структура, включающая ядро, мантию и кору. Железное ядро не могло обособиться в более или менее гомогенной Земле, если температура в ней не была достаточно высокой и силикаты не находились в расплавленном состоянии.

Таким образом, вопрос о времени отделения ядра сводится к обсуждению термической эволюции Земли, в частности к выяснению того, когда температура большей части планеты стала близкой к точке плавления.

Наиболее важный фактор, определяющий термическую историю Земли, — это источники тепла. Особенно важными из них, как отмечалось в разд. 3.1, являются следующие: 1) гравитационная энергия, возникающая при аккреции Земли; 2) энергия, выделяемая при перераспределении материала внутри Земли; 3) энергия радиоактивного распада элементов. Кроме того, было установлено, что по величине эти три вида энергии примерно равны, причем на ранних стадиях развития Земли главную роль играл первый фактор, в то время как в дальнейшей истории основное значение приобретает энергия радиоактивного распада. Вполне возможно, что если бы наша планета образовалась в течение короткого промежутка времени, то вклад аккреционной энергии был бы больше, чем остальных источников тепла. В гл. 2 отмечалось, что как только начинает формироваться ядро, выделение гравитационной энергии, вызванное опусканием тяжелых металлов, порождает повышение температуры, которое ускоряет аккрецию ядра, — таким образом возникает обратная связь. Поэтому можно заключить, что образование ядра происходило на самых ранних стадиях эволюции Земли и завершилось достаточно быстро. В следующем разделе мы обсудим, как к такому же выводу можно прийти исходя из изотопного состава Pb. Но прежде чем приступить к выяснению возраста ядра на основе изотопных отношений Pb, приведем несколько дополнительных сведений относительно его обособления.

Планетезимали, играющие роль главных составных элементов в процессе формирования Земли, более или менее однородны, по крайней мере в отношении нелетучих компонентов, и близки к примитивным метеоритам типа углистых хондритов. Основные минералы метеоритов — это Fe-Ni-сплав, троилит FeS и оливин $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$, а также такие силикаты, как ортопироксен $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$ и плагиоклаз $(\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$. Следовательно, можно заключить, что новообразованная Земля имела примерно такой состав. Все минералы хондритов представляют собой кристаллы размером в несколько миллиметров и меньше, значит, Земля после аккреции тоже состояла из таких мелких кристаллов. Таким образом, мы возвращаемся к вопросу о том, как эти мелкие зерна минералов (включая Fe-Ni-сплав) размером менее 1 мм смогли образовать крупное металлическое ядро радиусом 3500 км. Мы далеки от окончательного решения этой проблемы. Тем не менее некоторые основополагающие процессы, участвующие в формировании ядра, сейчас достаточно убедительно описываются количественными методами. В качестве примера приведем модель образования ядра, предложенную Сасаки и Накадзавой.

Если бы аккреция Земли завершилась в пределах Солнечной туманности, то температура внешней оболочки планеты была бы очень высокой благодаря изолирующим (или защитным) свойствам атмосферы. Расчеты Сасаки и Накадзавы показали, что когда масса Земли составила одну шестую от современной, температура поверхности планеты достигла точки

плавления силикатов и ее внешний слой начал плавиться. По мере наращивания Земли температура внешнего слоя продолжала повышаться. Тем временем железо в верхней части обособлялось от расплавленных силикатов и опускалось вниз, но не достигало центра Земли. Причина этого состоит в том, что в описываемое время внешние земные слои были горячее, чем внутренние (вследствие аккреционной энергии), и опускание железа происходило относительно быстрее у поверхности земли, чем в недрах, где с падением температуры возрастала вязкость силикатов. В конце концов железо сконцентрировалось вокруг относительно низкотемпературной области в центре Земли — в данном случае под низкой температурой подразумеваются такие условия, при которых вязкость силикатов достаточно высока, чтобы препятствовать дальнейшему опусканию железа. Однако, поскольку тяжелый железный слой находился выше легкого силикатного, возникала гравитационная неравновесность (так называемая неравновесность Рэля — Тейлора), в результате которой происходила инверсия этих слоев — силикаты оказывались вокруг образованного в центре железного ядра. Основные положения этой теории, предложенной Сасаки и Накадзавой, были высказаны на качественном уровне уже в 1960-е гг. Эльзассером.

Мы описали модель образования ядра в первоначально однородной Земле. Несмотря на то что основная предпосылка этой гипотезы — аккреция гомогенной планеты — действительно верна, некоторые исследователи подвергают сомнению идею формирования ядра путем обособления железной фазы от силикатов. Их возражения основываются на количестве сидерофильных элементов в современной мантии.

Сидерофильные элементы расположены в восьмой группе периодической системы и имеют сильное сродство к Fe; их главные представители — Ni, Co, Re, Os и Pt. Известно, например, что в лабораторных экспериментах по изучению равновесия между сосуществующими расплавами Fe и силикатов (с примесью Ni) концентрация сидерофильных элементов в 1000 раз выше в железной фазе, чем в силикатной. Значит, если формирование ядра происходило в соответствии с вышеописанной моделью, то весьма вероятно, что сидерофильные элементы мигрировали из силикатов в опускающееся железо, и в конце концов большая их часть оказалась в ядре. Если, как считают, кристаллы силикатов, слагающих Землю, на ранних стадиях ее развития действительно были миллиметровыми и более мелкими, то можно предполагать, что при высоких температурах скорость диффузии была достаточно большой и сидерофильные элементы перераспределились из силикатной фазы в окружающую ее железную. В настоящее время концентрация Ni — одного из наиболее типичных сидерофильных элементов — в мантии составляет около 2000 г/т. Значит, в целом мантия содержит приблизительно $8 \cdot 10^{24}$ г этого металла. Между тем если распространенность нелетучих элементов, например Fe, Ni и Si, такая же, как на Солнце, то земная концентрация Ni составляет примерно 2%, что по массе соответствует $1,2 \cdot 10^{26}$ г для Земли в целом. Поэтому отношение между содержаниями Ni в мантии и ядре приблизительно равно $8 \cdot 10^{24} / 4,1 \cdot 10^{27}$: $(1,2 - 0,08) \cdot 10^{26} / 1,9 \cdot 10^{27} = 0,033:1$ (знаменатели в дробях левой части обо-

значают соответственно массы мантии и ядра). Отношение между содержаниями Ni в силикатах и Fe в экспериментальной системе — его называют коэффициентом распределения — оказалось примерно равным $10^{-3}:1$. Поэтому если природный процесс распределения происходил в равновесных условиях, то, судя по значению этой величины, следует ожидать, что концентрация Ni в металлической фазе, состоящей преимущественно из Fe, будет в 1000 раз выше, чем в силикатной, т. е. в мантии. Однако, как показано выше, в действительности мантия содержит 2000 г/т Ni, а в ядре его концентрация выше мантийной всего в 30 раз. Даже если учесть некоторую неопределенность в применении экспериментально полученной величины коэффициента распределения к природным процессам, например влияние на нее температуры и давления, расхождение между данными опыта и фактическими очень значительно. Это несоответствие некоторые исследователи расценили как невозможность объяснить формирование ядра разделением вещества на силикатную и Fe фазы в равновесных условиях, поэтому, по их мнению, теория гомогенной аккреции — основная предпосылка гипотезы силикатно-железного разделения — некорректна.

Действительно, трудно согласовать наличие избыточного Ni в мантии с простыми представлениями гипотезы силикатно-железного разделения. Однако, отвергнув теорию гомогенной аккреции, мы столкнемся с еще большими трудностями. Одна из них состоит в том, что для описания гетерогенной аккреции невозможно создать соответствующую динамическую модель. Для того чтобы избежать этих трудностей, было высказано предположение, что разделение на железную и силикатную фазы происходило в неравновесных условиях, поэтому перераспределение Ni осуществилось не полностью. Некоторые ученые предложили другой выход из положения, согласно которому планетезимали, попадающие на Землю на последних стадиях аккреции, останавливались на поверхности, где благодаря низкой температуре содержащиеся в них Fe и Ni не претерпевали перераспределения между железной и силикатной фазами, и до завершения формирования ядра эти планетезимали не растворялись в мантии. Другие исследователи, приняв во внимание тот факт, что распределение Ni между Fe и силикатами зависит от парциального давления кислорода P_{O_2} , утверждают, что в условиях P_{O_2} в недрах первичной Земли значительная часть Ni содержится в силикатах, находящихся в равновесии с Fe. Во всяком случае, общее представление о гомогенной аккреции Земли с последующим обособлением железного ядра кажется разумным.

Данные по изотопии Pb (см. ниже) не противоречат идее выделения железного ядра в однородной планете. Они позволяют также предположить, что формирование ядра происходило в течение нескольких сотен миллионов лет с момента рождения Земли. Перейдем теперь к обсуждению этих данных.

3.5. Возраст ядра по данным изотопных отношений Pb

Природный Pb имеет четыре изотопа: ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb . Все они, за исключением ^{204}Pb , содержат компоненты, образовавшиеся при

распаде U или Th. Таким образом, в состав Pb входят элементы, возникшие при нуклеосинтезе, а также атомы радиогенного происхождения, появившиеся в результате ядерных реакций с участием U и Th после формирования Земли. Обозначим компоненты, образовавшиеся при нуклеосинтезе, индексом 0, а радиогенные изотопы звездочкой; тогда современный изотопный состав Pb можно представить следующим образом:

$$\begin{aligned} {}^{204}\text{Pb} &= ({}^{204}\text{Pb})_0, \\ {}^{206}\text{Pb} &= ({}^{206}\text{Pb})_0 + ({}^{206}\text{Pb})^*, \\ {}^{207}\text{Pb} &= ({}^{207}\text{Pb})_0 + ({}^{207}\text{Pb})^*, \\ {}^{208}\text{Pb} &= ({}^{208}\text{Pb})_0 + ({}^{208}\text{Pb})^*. \end{aligned}$$

и

Теперь рассмотрим, как менялись изотопные отношения Pb в земных недрах. Предположим, что первичная Земля (ее возраст = t_0), как обсуждалось в предыдущем разделе, была однородной по составу. Далее предположим, что железное ядро обособилось в Земле t_c лет назад. В это время произошедшие изменения в изотопных отношениях Pb можно представить в виде приведенных ниже уравнений. В гл. 2 отмечалось, что для удобства сопоставления наблюдаемых величин с экспериментальными все значения изотопов здесь выражены в форме отношений. В целях упрощения задачи ограничимся рассмотрением двух отношений: ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ и ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$, где ${}^{206}\text{Pb}$ и ${}^{207}\text{Pb}$ образовались при распаде U. Значение изотопа ${}^{204}\text{Pb}$, которое не менялось со временем, используем в качестве знаменателя. Приняв во внимание современную величину ${}^{238}\text{U}/{}^{235}\text{U} = 137,8$, получим изотопные отношения Pb, которые существуют в настоящее время ($t = 0$):

$${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} = ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0 + \mu_E(e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t_c}) + \mu_M(e^{\lambda t_c} - 1),$$

$${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} = ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0 + \frac{\mu_E}{137,8}(e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t_c}) + \frac{\mu_M}{137,8}(e^{\lambda t_c} - 1). \quad (3.1)$$

В этих уравнениях λ и λ' — константы распада ${}^{238}\text{U}$ и ${}^{235}\text{U}$, а μ_E и μ_M — соответственно значения ${}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ для Земли в целом и для мантии. Правые части обоих уравнений состоят из трех членов, причем первые из них обозначают величины изотопных отношений, существовавшие по окончании нуклеосинтеза. Поскольку U имеет большой период полураспада, то, если речь идет об изменениях изотопных отношений Pb, можно считать, что нуклеосинтез и рождение Земли происходили одновременно. Вторые слагаемые обозначают количество изотопов Pb, которое добавилось к первоначальному вследствие распада U за период от рождения Земли до обособления ядра. Третьи слагаемые соответствуют той части радиогенного Pb, который появился после формирования ядра. Иначе говоря, вторые слагаемые — это Pb, возникший за время $t_0 - t_c$ в однородной Земле $\mu_E = ({}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb})_E$, а третьи — это Pb, который образовался в оставшейся после обособления ядра мантии $\mu_M = ({}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb})_M$, начиная с момента времени t_c до сегодняшнего дня. В этом обсуждении все величины без нижних или верхних индексов выражают современные значения.

Изменения изотопных отношений Pb вычислены, исходя из содержания

U или, точнее, отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ($=\mu$). Уравнения (3.1) выведены на основе предположения, что после образования ядра величина U/Pb меняется с μ_E на μ_M . Какое воздействие на отношение U/Pb оказывает процесс обособления ядра? Для ответа на этот вопрос воспользуемся понятием распределения U и Pb между железной и силикатной фазами, о чем говорилось в предыдущем разделе. До настоящего времени проведено очень мало экспериментов по изучению этого вида распределения. Один из них, выполненный Оверсби и Рингвудом, показал, что железная фаза почти не содержит U. С другой стороны, Pb тяготеет больше к Fe, чем к силикатам. Коэффициент распределения $D = (\text{Pb})_{\text{Fe}}/(\text{Pb})_{\text{силикаты}}$ оказался равным примерно 2,5. Таким образом, если применить найденное экспериментально значение коэффициента распределения для описания процесса, происходящего в недрах Земли, получим, что концентрация Pb почти в 2,5 раза выше в ядре, чем в мантии.

Вернемся к уравнениям (3.1). Изотопные отношения Pb в левых частях — это современные величины, характерные для мантии, их можно найти, проанализировав магматические мантийные породы. Первые слагаемые в правых частях $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ и $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ представляют собой первичные изотопные отношения Pb, значения которых измерены в минерале железных метеоритов — троилите FeS. Имея в своем составе Pb, троилит почти не содержит U или Th. Поэтому можно считать, что изотопные отношения Pb в троилите практически не изменились со времени образования железных метеоритов. Иными словами, это отношения первичного свинца. Таким образом, неизвестными величинами в уравнениях (3.1) остаются t_c , μ_E и μ_M . Теперь рассмотрим процесс распределения Pb при формировании ядра. Коэффициентом распределения мы назвали отношение между концентрацией Pb в железной (ядро) и силикатной (мантия) фазах, т. е. $D_{\text{Pb}} = (\text{Pb})_{\text{ядро}}/(\text{Pb})_{\text{мантия}}$. Предположим, что U целиком сконцентрировался в мантии и не вошел в ядро. Путем простых вычислений на основе баланса масс получаем следующее:

$$\begin{aligned} \mu_E &\equiv \frac{(^{238}\text{U})_E}{(^{204}\text{Pb})_E} = \frac{(^{238}\text{U})_M \cdot (1 - \beta)}{(^{204}\text{Pb})_M (1 - \beta) + (^{204}\text{Pb})_M \cdot \beta \cdot D_{\text{Pb}}} = \\ &= \mu_M \cdot \frac{(1 - \beta)}{(1 - \beta) + \beta \cdot D_{\text{Pb}}} \end{aligned} \quad (3.2)$$

(β — это отношение объемов мантии и ядра).

Исключив μ_E и μ_M из уравнений (3.1) и (3.2), получим отношение между t_c и D_{Pb} . На рис. 3.2 показан график зависимости t_c от D_{Pb} . Если экспериментальная величина (приблизительно 2,5) справедлива для процесса в глубинах Земли, то значение времени t_c , соответствующее $D_{\text{Pb}} = 2,5$, может быть определено по этому графику; оно примерно равно 4200 млн. лет.

Кривая, изображенная на рис. 3.2, построена Воллмером, но идеи, выраженные уравнениями (3.1), впервые предложили Оверсби и Рингвуд. В качестве значений для слагаемых левой части уравнений (3.1) Воллмер выбрал сочетание изотопных отношений Pb в MORB (базальтах срединно-

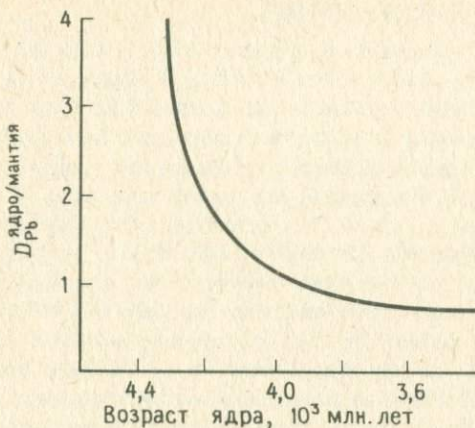


Рис. 3.2. Зависимость коэффициента распределения ($D_{Pb}^{ядро/мантия}$) свинца между металлическим железом (ядро) и силикатами (мантия) от возраста ядра (млн. лет) [71].

океанических хребтов: они содержат незначительное количество корового материала и, как полагают, по составу в наибольшей степени соответствуют верхней мантии) и марганцевых образованиях (так называемых марганцевых конкрециях), собранных со дна океана. Воллмер полагал, что Pb в MORB эквивалентен верхнемантийному свинцу, а Pb в марганцевых конкрециях — коровому. На основе этого он сделал вывод, что комбинация этих величин дает изотопные отношения Pb для примитивной мантии, возникшей в исходной Земле сразу после обособления ядра (т. е. мантии, от которой еще не отделилась кора). Таким образом, значение t в уравнении (3.1) соответствует времени разделения однородной исходной Земли на мантию и ядро. Некоторые положения этого вывода предстоит доказать в будущем, например справедливость применения экспериментально полученной величины коэффициента распределения к внутриземным процессам и обоснованность утверждения, что Pb в марганцевых конкрециях соответствует коровому Pb; поэтому мы не можем рассматривать значение $t = 4200$ млн. лет, найденное по графику 3.2, как возраст ядра. Однако, даже принимая во внимание вышеизложенные замечания, можно отметить, что, судя по изотопным отношениям Pb, образование ядра завершилось на самой ранней стадии развития Земли (самое позднее более 4 млрд. лет назад). Существование геомагнитного поля может насчитывать 3800 млн. лет, а значит, его источник — железное ядро, вероятно, появилось еще раньше, и это подтверждает выводы, сделанные на основе изотопных отношений Pb.

3.6. Дифференциация мантии

В предыдущем разделе говорилось о том, что первичная Земля сразу после аккреции из гомогенной Солнечной туманности имела фактически однородный состав от поверхности до центра. Мы обсуждали процесс развития Земли, основываясь на модели гомогенной аккреции, и завершили наше обсуждение стадией образования ядра в центре Земли вследствие концентрации железа в однородной первичной планете. С помощью данных по изотопии Pb было установлено, что ядро сформировалось за довольно короткий период времени после рождения Земли, возможно за несколько сот миллионов лет. Сразу после обособления ядра Земля приобрела двуслойное строение, элементами которого стали металлическое ядро и окружающая его силикатная мантия. Эта мантия отличалась от современной, поскольку от нее еще не отделилась кора, т. е. это была первичная мантия. По химическому составу она тоже была во многом не похожа на сегодняшнюю мантию. Когда и каким образом происходило формирование современной мантийно-коровой системы, мы обсудим в этом разделе.

Поскольку один из элементов вышеупомянутой системы — кора — доступен для непосредственного наблюдения, можно ожидать, что процесс разделения мантия — кора изучен более детально, чем обособление ядра. Рассмотрим сначала эту проблему исходя из имеющихся данных о коре. В гл. 2 отмечалось, что по составу земная кора близка к смеси трех частей базальта и одной части гранита. Не всегда можно утверждать, что гранит имеет мантийное происхождение, но базальт, несомненно, появился в результате излияния мантийной магмы на поверхность Земли и ее застывания. Следовательно, изучение истории формирования земной коры сводится к исследованию генезиса базальта и гранита. Базальт образовался при частичном плавлении мантийного вещества, его извержении на поверхность и затвердении. Полагают, что большинство гранитов также выплавилось из мантии и затем были перемещены на земную поверхность. Рассмотрим, как эти породы распределены в истории Земли. Образование гранитов происходило практически на всех стадиях геологического развития, начиная с 3 млрд. лет назад, когда они формировались на континентальных щитах, до кайнозойской эры (< 65 млн. лет). После извержений вулканы разрушаются в результате выветривания и эрозии, поэтому в настоящее время на Земле не осталось вулканов старше нескольких сотен миллионов лет. Тем не менее вулканические породы распределены во времени достаточно равномерно начиная с докембрия до наших дней. Исходя из этого можно утверждать, что земная кора формировалась более или менее непрерывно во все геологические эры посредством одностороннего поступления вещества из мантии. Эта точка зрения известна как гипотеза непрерывного наращивания коры.

Идея, противоположная этой гипотезе, состоит в том, что кора образовалась на начальных стадиях развития Земли. Раньше такая точка зрения основывалась на утверждении, что граниты — это перекристаллизованное вещество коры; позднее она укрепилась благодаря введению одного из по-

нятий концепции тектоники плит — субдукция. Магма, изливаясь вдоль оси срединно-океанического хребта, образует океаническое дно, которое наращивается по обе стороны от хребта. В конце концов движущееся дно океана наталкивается на континентальные массы и погружается под них. Области, где это происходит, называются зонами субдукции, типичными примерами которых служат Японский и Марианский желоба. Погружаясь в желоб, океаническая плита увлекает и глубоководные осадки. Материал, привнесенный в океан с суши при ее размыве, составляет значительную часть этих осадков. Следовательно, обмен веществом между мантией и корой происходит не только в одностороннем порядке — путем поступления вещества из мантии в кору, но и наоборот — посредством перемещения корового материала в мантию, т. е. осуществляется обмен в буквальном смысле этого слова. Крайнее выражение этой концепции заключается в утверждении, что кора сформировалась сразу в начале истории Земли, а последующая эволюция системы кора — мантия не что иное, как повторение цикла обмена веществом между этими двумя слоями. Эта идея, выдвинутая Армстронгом и другими, называется гипотезой мантийно-корового рециркулирования.

Дискуссии вокруг развития современной мантийно-коровой системы сводятся к выбору одной из двух гипотез — непрерывной эволюции и рециркулирования, хотя существует и промежуточная точка зрения. Геологические методы, основанные на исследовании изотопных отношений таких элементов, как Pb, Sr и Nd, вносят большой вклад в решение вопросов о развитии мантийно-коровой системы. Начнем с обсуждения результатов, полученных по изотопным отношениям Nd.

а. Изотопные отношения Nd и эволюция мантии. Изотопные отношения Nd, а также Sr и Rb дают наиболее важные сведения о развитии мантии до ее современного состояния. Однако изотопия Nd стала применяться в геологической науке сравнительно недавно в связи с трудностями анализа этого редкоземельного элемента. По химическим свойствам редкие земли очень близки между собой, поэтому в периодической системе эти элементы располагаются в одной ячейке. Обычно при определении изотопных отношений необходимо заранее отделить другие элементы с такими же массовыми числами, но для редких земель из-за их близости по химизму сделать это чрезвычайно трудно. Сходство редкоземельных элементов усложняет определение их изотопных отношений, но, с другой стороны, оно оказывается полезным при изучении таких глобальных проявлений дифференциации вещества, как эволюция мантии. Почему это так, станет ясно позднее.

Существует семь природных изотопов Nd с массовыми числами 142, 143, 144, 145, 146, 147 и 148. Из них ^{143}Nd содержит радиогенные компоненты, образованные при α -распаде ^{147}Sm — другого редкоземельного элемента. В соответствии с методом Вассербурга используем метеоритное отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, в котором стабильный изотоп ^{144}Nd выступает как знаменатель, а радиогенный ^{143}Nd — как числитель, в качестве критерия, определяющего характер эволюции мантии. На оси времени отметим $t = 0$, соответствующее настоящему моменту, и будем двигаться в прош-

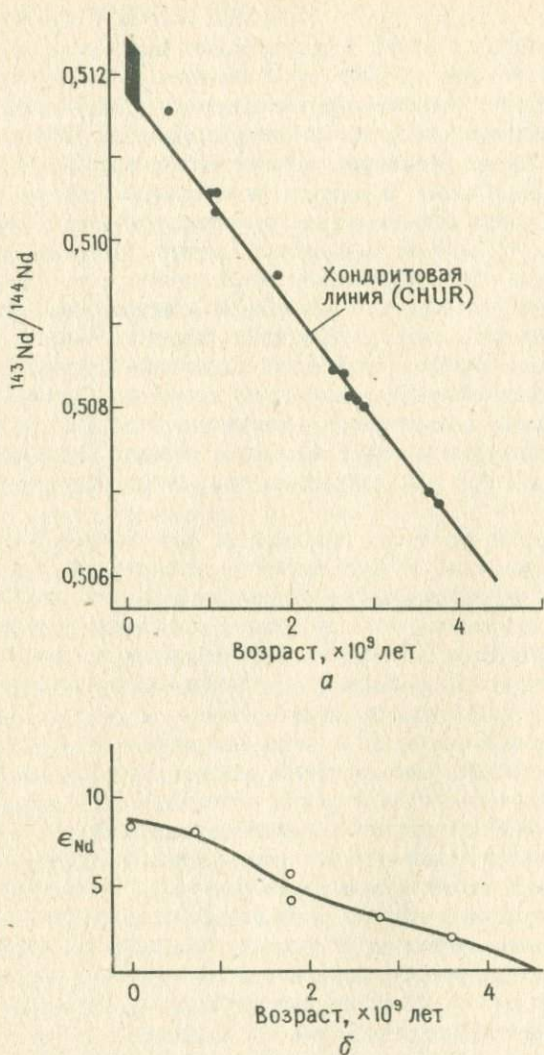


Рис. 3.3. *a* — изменение изотопного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в хондритах (сплошная линия); аналогичное изменение наблюдается в мантии. Черные кружки и параллелограмм (вверху слева) соответствуют коровым породам (гранитам, гранодиоритам и связанным с ними типам пород), что указывает на возможность прочесть изотопную историю развития верхней мантии не только по вулканическим образованиям, но и по коровым породам [12]; *б* — зависимость исходных значений ϵ_{Nd} для мантийных пород от их возраста. Заметьте, что с возрастом происходит систематическое увеличение ϵ_{Nd} [13].

лое, измеряя время t . Вообще говоря, метеориты и их родительские тела с самого своего рождения находились в «замороженном» состоянии. Поэтому изменение в них отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ полностью определяется величиной $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ во время образования метеорита. Если обозначить эту величину индексом 0, а современное отношение изотопов — индексом p , то для отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ t лет назад можно написать следующее:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_p - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_0 \cdot (e^{\lambda t} - 1).$$

Здесь λ — константа распада ^{147}Sm .

Если считать, что возраст Земли равен $4,5 \cdot 10^9$ лет, $\lambda t \ll 1$ и $e^{\lambda t} - 1 \cong \lambda t$, то уравнение может быть записано в более простом виде:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_p - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_p \cdot \lambda t. \quad (3.3)$$

На рис. 3.3, *a* показан рост изотопных отношений Nd в соответствии с уравнением (3.3). Судя по графику, отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в метеорите линейно возрастало от значения (называемого первичным), имевшего место в конце нуклеосинтеза примерно 4,5 млрд. лет назад, вплоть до сегодняшнего дня.

Приведенные выше рассуждения были общими, не относящимися к одному конкретному метеориту. Как отмечалось в гл. 2, распространенность по крайней мере нелетучих элементов в метеоритах и планетном веществе более или менее одинакова. Sm и Nd — нелетучие элементы, и оба относятся к группе редких земель. Они в малой степени подвержены химическому разделению, и отношение Sm/Nd фактически постоянно в любом типе метеоритов. Поэтому приведенные выше вывод и уравнение (3.3) верны в общем случае и не зависят от типа метеорита. Метод метеоритных аналогий дает возможность беспрепятственно применять величину Sm/Nd-отношения из уравнения (3.3) в качестве среднего значения для Земли. Следовательно, можно считать, что изменения величины $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, выраженные уравнением (3.3), отражают общее возрастание изотопных отношений Nd, характерное для всего планетного вещества. Линейная зависимость $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от времени свидетельствует о том, что сразу после своего рождения метеориты оказались закрытой системой для Sm и Nd.

Рассмотрим теперь изменения отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в мантии. Определим величину $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, исходя из анализов вулканических и других пород мантийного происхождения. Для того чтобы выяснить временную зависимость изотопного отношения Nd, нужно исследовать породы разного возраста. Однако необходимо отметить, что чем древнее порода, тем больше в ней будет радиогенного ^{143}Nd , образовавшегося при распаде Sm. Поэтому путем вычитания из полученной при анализе величины $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ радиогенной составляющей мы определим мантийное изотопное отношение для времени t лет назад. Назовем его $I_M(t) = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$. Для сравнения такую же величину, найденную для метеоритов по уравнению 3.3 (левая его часть), назовем $I_{\text{мет}}(t)$. Из-за большого периода полураспада ^{147}Sm (10^{11} лет) изменение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ даже на протяжении всей истории Земли очень невелико. Поэтому разницу между значе-

ниями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для метеоритов и мантии умножим на 10 000, после чего получим

$$\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = \left\{ \frac{I_M(t)}{I_{\text{мет}}(t)} - 1 \right\} \cdot 10^4. \quad (3.4)$$

Используем эту величину в нашем дальнейшем обсуждении. На рис. 3.3, б представлены значения ε_{Nd} для мантийных пород разного возраста. Рассмотрим теперь эволюцию мантии, исходя из этого графика.

Для метеоритов по определению $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = 0$; это ось t на рис. 3.3, б. Со временем данные для мантии постепенно сдвигаются вверх от горизонтальной оси. Поскольку значения ε_{Nd} увеличиваются, можно утверждать, что возрастание отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ происходит интенсивнее в мантии по сравнению с метеоритами, т. е. величина $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ там больше, чем в метеоритах. Каким мантийным процессом это объясняется?

Рассмотрим этот вопрос с позиции модели непрерывного развития — одной из концепций в теории мантийной эволюции. Согласно этой модели, земная кора образовалась из мантийного вещества, непрерывно поступавшего на поверхность в течение геологического времени. Предположим, что при частичном плавлении мантии генерировалась магма. Рассеянные элементы (т. е. такие, которые из-за низкой распространенности не могут образовать собственных кристаллов), например Nd и Sm, будут преимущественно накапливаться в расплаве, в результате чего их концентрация в минералах, оставшихся после плавления, будет ниже, чем до плавления, т. е. произойдет фракционирование элементов. И Nd, и Sm — рассеянные элементы (их содержание в мантии не превышает нескольких грамм на тону), поэтому при частичном плавлении основная их масса будет концентрироваться в жидкой фазе, при этом Nd будет накапливаться даже более интенсивно, чем Sm. Следовательно, при увеличении степени плавления (чтобы получить базальт, нужно расплавить примерно 1—20% мантийного вещества) твердая фаза постепенно обедняется и Sm, и Nd, причем в отношении Nd это проявляется более значительно. Существует теория, описывающая характер распределения рассеянных элементов между твердой (кристаллы) и жидкой (магма) фазами при парциальном давлении — чрезвычайно важный вопрос в фундаментальных геохимических исследованиях. Его подробное обсуждение выходит за рамки книги, поэтому сведения о нем читатель может найти в книгах, указанных в списке литературы (например, в [5]).

Рассмотрим теперь, что из себя представляла Земля после того, как в ней обособилось ядро. Последнее состояло из металлов, в основном из Fe, и почти не содержало Nd или Sm. Следовательно, отношение Sm/Nd в примитивной мантии, оставшейся после образования ядра, было практически таким же, как в метеоритах и Земле сразу же после ее рождения. Обратимся к рис. 3.3, б. В самом начале своего существования примитивная мантия имела отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, более или менее близкое к метеоритному, т. е. начальное значение ε_{Nd} для мантии будет находиться на оси t . С течением времени из-за повторяющихся процессов парциального плавления ко-

личество Sm и Nd в мантии будет постепенно уменьшаться. Однако поскольку концентрация Nd убывает быстрее, чем Sm, в конечном итоге отношение Sm/Nd будет постепенно возрастать по сравнению со своим первоначальным значением. В соответствии с этим можно предположить, что отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ также будет расти со временем. Таким образом, если мы ответим на вопрос, что явилось причиной повторения в течение геологического времени процессов парциального плавления, образования магмы и извержения вулканов, приводящих к формированию коры, то станет возможным объяснение зависимости, изображенной на рис. 3.3, б. Однако при дальнейших исследованиях выяснилось, что скорость возрастания $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ значительно ниже, чем предполагаемая скорость увеличения Sm-Nd-отношения, вычисленная на основе современных значений этих отношений в мантии. Отмеченное несоответствие указывает на то, что, изучая эволюцию мантии, мы должны принимать во внимание не только одностороннее перемещение вещества из мантии в кору, но и обратное течение материала из земной коры в мантию. По данным, изображенным на рис. 3.3, б, Депаоло количественно оценил процесс движения вещества из коры в мантию и получил значение $(0,35 \pm 0,15) \cdot M_K / 10^9$ лет. (M_K — масса современной земной коры.) Это равносильно тому, что за период около 3 млрд. лет вся земная кора полностью погрузится в мантию.

б. Изотопные отношения Sr в мантии. До сих пор мы обсуждали развитие мантийно-коровой структуры, основываясь на $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -отношениях. Аналогичные рассуждения можно провести исходя из изотопных отношений стронция — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которые изменяются во времени в результате превращения ^{87}Rb в ^{87}Sr . Мы вправе заменить ^{147}Sm и ^{143}Nd на соответственно ^{87}Rb и ^{87}Sr и вместо ^{144}Nd отобрать стабильный изотоп ^{86}Sr . Здесь мы можем рассуждать точно так же, как и в случае с Nd, исходя из изотопных отношений $\text{Sr} - I(t) = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Однако пары Rb—Sr и Sm—Nd отличаются друг от друга, так как Rb — летучий элемент. Как уже неоднократно повторялось, мы можем считать распространенность элементов в метеоритах и планетах примерно одинаковой, если речь идет о нелетучих компонентах. Однако применительно к Rb и другим летучим элементам метеоритная аналогия не может быть использована. Более того, в подтверждение этого получены данные, которые позволяют предполагать, что отношения Rb/Sr существенно различаются не только для метеоритов и Земли, но и для отдельных метеоритов. Следовательно, невозможно определить среднее значение Rb/Sr для метеоритов, но даже если это будет сделано, мы не сможем считать, что оно такое же, как для Земли.

В отличие от Sm и Nd Rb и Sr сильно различаются по химическим свойствам и в процессе эволюции мантии должны проявлять себя по-разному. Например, при парциальном плавлении мантии в магме и твердой фазе будут совсем непохожие Rb-Sr-отношения. Исходя из лабораторных экспериментов можно предположить, что в магме эта величина будет более чем в 10 раз больше по сравнению с твердым остатком. Совсем по-другому ведет себя Sm/Nd-отношение, которое лишь незначительно реагирует на парциальное плавление мантии. Заметные различия наблюдаются

также в величинах отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в веществе мантии и коры. Так как в коровых породах значение Rb/Sr велико, для них естественно более высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем у мантийного вещества.

Поскольку Sm и Nd близки по химическим свойствам, отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ удобно использовать для объяснения явлений крупного масштаба, таких, как разделение мантии и коры, а отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ более чутко реагирует на другие процессы, например смешение вещества мантии и коры. Таким образом, сочетая данные по этим двум отношениям, можно получить больше ценных сведений об эволюции Земли. Поэтому введем величину ε_{Sr} по аналогии с ε_{Nd} . Но в данном случае мы не можем, как было установлено выше, определить общее для метеоритов значение $I_{\text{мет}}^{\text{Sr}}(t)$; поэтому, по предположению Вассербурга, вместо использования метеоритов мы рассмотрим некое гипотетическое вещество UR (uniform reservoir — однородный резервуар), у которого отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равно 0,7045, а отношение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — 0,0839. Величина $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{UR}$ была определена по корреляционной диаграмме $\varepsilon_{\text{Nd}} - \varepsilon_{\text{Sr}}$ (рис. 3.4). Она соответствует $\varepsilon_{\text{Nd}} = 0$. Значение $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{UR}$ было оценено таким образом, чтобы за 4,5 млрд. лет из начального отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ можно было получить $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{UR}$. Следовательно, ε_{Sr} определяется так же, как ε_{Nd} :

$$\varepsilon_{\text{Sr}} = \left(\frac{I_M^{\text{Sr}}(t)}{I_{UR}^{\text{Sr}}(t)} - 1 \right) \cdot 10^4.$$

Здесь I_{Sr} — отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а M и UR — индексы при величинах соответственно для мантии и для однородного резервуара. Используя эти определения ε_{Nd} и ε_{Sr} , рассмотрим график, где по вертикали отложено ε_{Nd} , а по горизонтали — ε_{Sr} . На координатных осях отметим значение $\varepsilon_{\text{Nd}} = 0$ и $\varepsilon_{\text{Sr}} = 0$, которые соответствуют самым молодым вулканическим породам. Данные, имеющиеся на сегодняшний день, представлены на рис. 3.4. Из графика видно, что значения для вулканических пород образуют практически прямую линию, но в нижней правой части отклоняются от нее. Прежде чем приступить к интерпретации полученных результатов, изучим более подробно значение графика $\varepsilon_{\text{Nd}} - \varepsilon_{\text{Sr}}$.

За начало координатных осей мы выбрали величину ε_{Nd} для метеоритов (по определению $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = 0$, если $t \geq 0$) и величину ε_{Sr} для UR . Выбор сделан таким образом, что начало координат грубо соответствует среднему составу Земли. Это допущение, согласно аналогии с метеоритами, вполне правомочно, по крайней мере для ε_{Nd} , но для ε_{Sr} оно менее обосновано. Предположим, что средние величины ε_{Nd} и ε_{Sr} для Земли в целом равны 0. Если принять это допущение, можно проинтерпретировать изотопные данные на рис. 3.4. Рассмотрим их сначала с точки зрения модели постепенного наращивания коры, т. е. процесса, при котором в гомогенной первичной мантии генерируется магма и происходит постепенное отделение земной коры. Как было установлено выше, в магме Rb/Sr -отношение растет, а Sm/Nd — падает. В мантии, оставшейся после удаления из нее магмы, Rb/Sr -отношение, наоборот, уменьшается, а Sm/Nd — увеличивается.

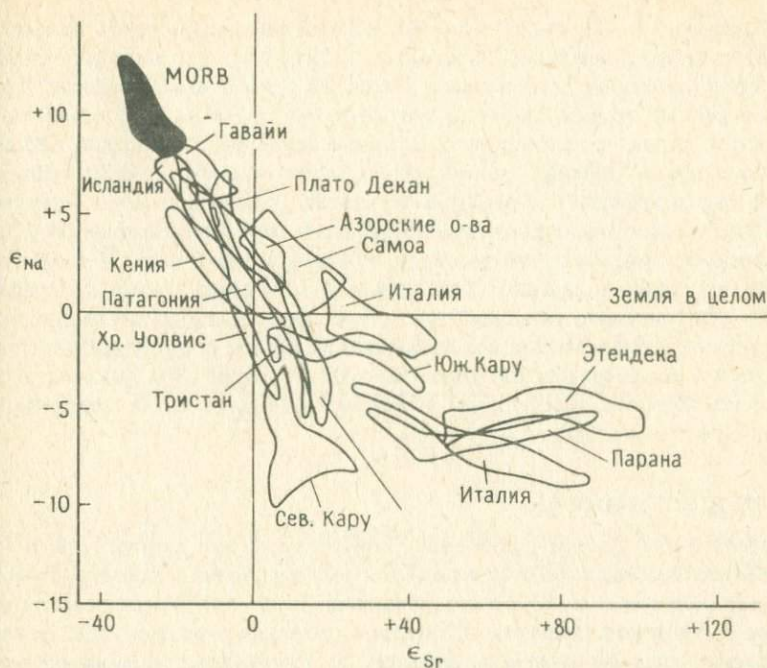


Рис. 3.4. Диаграмма ϵ_{Nd} — ϵ_{Sr} для современных океанических вулканических пород. Начало координат соответствует гипотетическому составу Земли (по Хоксуорту и др., 1984).

Из этого следует, что в мантии величина ϵ_{Nd} возрастает, а ϵ_{Sr} — уменьшается. Действительно, MORB, которые можно считать твердой фазой, оставшейся после удаления магмы, располагаются в верхней левой части рис. 3.4. В предыдущем разделе на основе данных только по ϵ_{Nd} мы пришли к такому же выводу. Однако большое количество вулканических пород попало также в нижнюю правую часть графика ϵ_{Nd} — ϵ_{Sr} , т. е. в четвертый квадрант. Типичный пример таких пород — вулканиты Италии. Данные по базальтам плато Декан в Индии и вулканическим породам таких регионов, как Самоа и острова Кергелен, располагаются примерно на прямой линии и как бы заполняют промежуток между полями значений для MORB и вулканитов Италии. Такое распределение трудно объяснить исходя из простого процесса, включающего в себя первичную мантию, изливание магмы, мантийную дифференциацию и формирование земной коры.

Линейное распределение данных по ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} , изображенное на рис. 3.4, с тех пор как оно было установлено, стали считать мантийной характеристикой, отражающей основополагающий процесс в развитии мантии. Что-

бы объяснить эту мантийную линию, естественно рассмотреть ее как результат смещения дифференцированных MORB, соответствующих мантии, и тех пород, которые расположены в нижней правой части графика. Предложены разные теории, согласно которым породы в нижней левой части мантийной линии представляют собой либо фрагменты океанской породы, погрузившиеся в мантию при субдукции, либо обломки континентальной литосферы, попавшие в мантию в результате конвекции, либо вещество, образовавшееся путем смещения мантийного и корового материалов в процессе подъема магмы в земную кору. Однако четкого вывода о природе этих пород пока не сделано. Тем не менее мантийная линия на графике $\epsilon_{Nd} - \epsilon_{Sr}$ действительно указывает на то, что эволюцию мантии невозможно объяснить простой моделью непрерывного развития, подразумевающей одностороннее перемещение материала из мантии в кору. Мы должны также учитывать процесс возвращения определенного количества вещества из земной коры в мантию.

3.7. Возраст мантии

До сих пор в нашем обсуждении допускалось, что состав только что образовавшейся Земли был однородным. Мы установили, что через непродолжительное время после своего рождения ($\leq 10^8$ лет) Земля расслоилась на ядро и первичную мантию, от которой отделилась земная кора, формировавшаяся более или менее непрерывно на протяжении эволюции Земли. Однако до настоящего времени нет определенного ответа на вопрос о том, вся мантия или только область в ней вовлечены в процесс образования земной коры. Если кора отделилась от части мантии, то, вероятно, существует и другая ее часть — недифференцированная. Означает ли это, что данный мантийный слой, не принимающий участия в формировании земной коры, будет иметь очень древний возраст, соответствующий времени расслоения на ядро и примитивную мантию? Даже независимо от этой проблемы сам по себе вопрос о возрасте глубинных пород Земли достаточно интересен. В этом разделе мы обсудим возраст мантийных пород.

Непосредственный метод определения возраста мантии — радиологический — применяют, если есть возможность получить представительный для мантии материал. Однако радиологический возраст, измеренный в породе, которая не стала закрытой системой в отношении радиогенных элементов до попадания на поверхность Земли, будет соответствовать возрасту извержения, даже если эти породы имеют мантийное происхождение. Для того чтобы определить возраст мантии, мы должны использовать материал, который образовался в ней и все время своего существования был закрытой системой. Таким материалом могут быть мантийные ксенолиты. Возраст многих мантийных включений пытались определить K-Ar-, Rb-Sr- и Sm-Nd-методами. Однако почти все эти попытки не имели успеха. Единственная причина неудачи заключается в том, что температуры в мантии высокие (> 1000 °C), что способствует диффузии элементов; поэтому условие закрытости системы нарушается. На сегодняшний день, по-видимому,

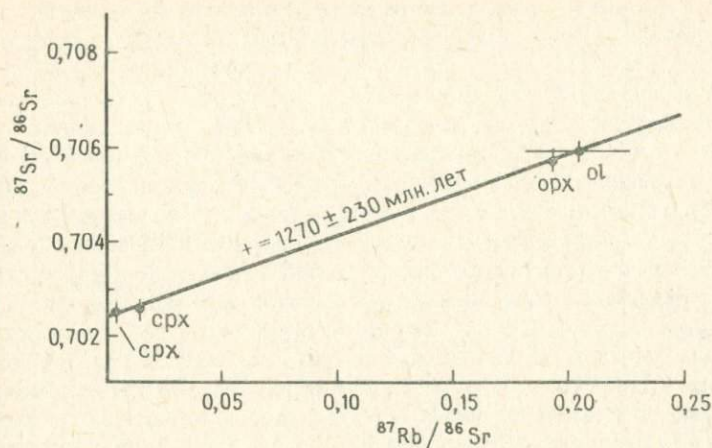


Рис. 3.5. График Rb-Sr-изохроны для минералов ультраосновного ксенолита из шт. Нью-Мексико: *орпх* — ортопироксен; *срх* — клинопироксен; *ол* — оливин [65].

есть только одно удачное Rb-Sr-датирование мантийного ксенолита из базальта, которое выполнили Стойбер и Икрамуддин. Результаты этой работы представлены на рис. 3.5. Образцом для анализа служил ультраосновной ксенолит, найденный в базальте Нью-Мексико. Из включения выделили оливин, ортопироксен и клинопироксен и методом изохрон измерили их Rb-Sr-возраст. На графике изохроны $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ точки для всех минералов точно легли на прямую линию. По наклону этой линии определили возраст: $t = 1270 \pm 230$ млн.лет. Базальт, вмещающий этот ксенолит, излился на поверхность в последние несколько миллионов лет. Цифра 1270 млн.лет может соответствовать времени кристаллизации ксенолита в мантии и началу его существования как закрытой системы.

В последние годы усовершенствование метода масс-спектрометрии привело к попыткам определения возраста алмазов — доступных для нас образцов, как бы символизирующих мантию.

В большинстве случаев алмазы содержат мельчайшие включения таких характерных минералов, как оливин и гранат. Поскольку эти фазы имеют в своем составе некоторое количество Sm, Rb и K, их можно датировать радиологически. Для определения возраста извлеченных из алмаза оливина и граната были использованы Rb-Sr-, Sm-Nd- и Pb-Pb-методы. Но, поскольку количество включений невелико, а содержание в них Rb и Sm очень низкое, неизбежны трудности при выполнении экспериментов, поэтому до сих пор метод изохрон не дал положительных результатов. Однако в нескольких случаях удалось определить «модельный возраст» путем придания первичным изотопным отношениям Sm и Nd неких разумных значений. Недав-

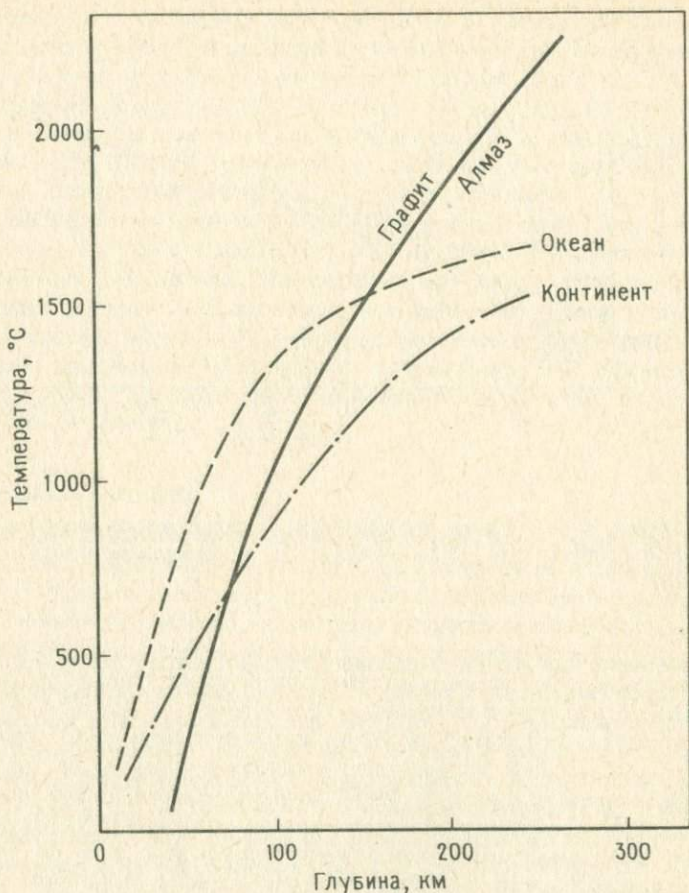


Рис. 3.6. Диаграмма равновесия системы графит — алмаз (сплошная линия). Показаны также геотермы для океанической (штриховая линия) и континентальной мантий (штрихпунктирная линия).

но было опубликовано сообщение Ричардсона и его коллег о модельном возрасте включений в алмазах Южной Африки, который был определен с помощью системы Sm—Nd и составил около 3000 млн. лет. Исходя из особенностей формы и состава этих включений, Ричардсон с соавт. пришел к выводу, что они образовались примерно в то же время, когда кристаллизовались алмазы.

Алмазы, изучавшиеся Ричардсоном и его коллегами, находились в кимберлитах, извержение которых произошло примерно 90 млн. лет назад,

т. е. эти породы значительно моложе самих алмазов. Алмазы представляют собой фазы высокого давления кристаллического углерода, образующиеся в глубинах (несколько сотен километров) Земли. На рис. 3.6 показаны фазовая диаграмма для углерода, а также кривые распределения температуры в земных недрах. Как видно из графика, алмазы стабильны на глубинах ниже примерно 150 км, а на более высоких горизонтах они становятся неравновесными и переходят в графит. Более того, установлено, что это фазовое превращение происходит очень быстро при высоких температурах внутри Земли. Следовательно, если алмазы, образовавшиеся в недрах Земли, будут вследствие мантийной конвекции перенесены на глубину менее 100 км, они разрушатся и превратятся в графит. Хотя алмазы, изучавшиеся Ричардсоном и его коллегами, оказались на поверхности Земли менее 90 млн. лет назад, кристаллизовались они более 3000 млн. лет назад. Значит, приблизительно в то время они находились в мантии, и этот факт говорит о том, что за период около 3000 млн. лет алмазы и участки мантии, где они образовались, никогда не поднимались на уровни верхней мантии выше 100 км. Этот вывод налагает важное ограничение на эволюционный процесс в мантии, в частности на конвекцию.

Часто утверждают, что в соответствии со слоистой структурой мантии, установленной по сейсмическим данным, конвекция также происходит независимо в ее верхней и нижней частях. Данные Ричардсона и его соавторов об алмазах подтверждают эти высказывания.

Недавно Озима и Дзасю измерили изотопные отношения гелия в алмазах; полученные результаты позволили предположить, что некоторые виды алмазов такие же древние, как Земля. Алмазы содержат 10^{-6} — 10^{-9} см³ STPг⁻¹ He. Отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ более или менее плавно варьирует от 10^{-7} до $3,4 \cdot 10^{-4}$. Поскольку количеством ^3He , образовавшимся в земных условиях, можно практически пренебречь, будем считать, что большая часть ^3He имеет первичное происхождение и была захвачена Землей при ее аккреции. В настоящее время известно, что в Солнечной системе все количество He можно разделить на две основные части. Первая состоит из так называемого солнечного He, который был обнаружен в солнечном ветре и имеет изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He} = 4 \cdot 10^{-4}$. Вторая часть He характерна для метеоритов, где изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He} = 1,4 \cdot 10^{-4}$. В последнем случае речь идет о He, образовавшемся при нуклеосинтезе; полагают, что это наиболее примитивный He в Солнечной системе. Его автоматически считают планетным, но прямой связи с планетами он не имеет. Более высокое отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ на Солнце по сравнению с наблюдаемыми на планетах связывается с «горением» дейтерия ($^2\text{D} + ^1\text{H} \rightarrow ^3\text{He} + \gamma$) — реакцией, протекающей сразу после образования Солнца ($< 10^7$ лет). В настоящее время невозможно решить вопрос о том, какой вид He был захвачен Землей при ее формировании, хотя, предположительно, исходя из результатов исследования алмазов она заключает в себе значительное количество солнечного He, но в любом случае очевидно, что во время рождения Земли отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ было $> 10^{-4}$.

Как обсуждалось в разд. 3.2, Земля, предположительно, содержит около

20 млрд.⁻¹ U и 80 млрд.⁻¹ Th. Следовательно, ⁴He, образующийся при распаде U и Th, накапливается в земных недрах, и с течением времени изотопное отношение ³He/⁴He там постепенно уменьшается и зависит не только от количества U и Th в Земле, но также от изначальной концентрации ³He, захваченного планетой. Если допустить, что содержание U составляет 20 млрд.⁻¹, а ³He — 10^{-11} см³ STPг⁻¹, то исходя из значения теплового потока на поверхности Земли, а также пользуясь метеоритной аналогией и вычислением изменений величины ³He/⁴He, можно показать, что в течение нескольких сотен миллионов лет отношение ³He/⁴He в Земле существенно понизится (ниже 10^{-4}). В большинстве случаев концентрации U и Th в алмазах ничтожно малы, поэтому если He оказался включенным в алмазы, то почти никаких изменений величины ³He/⁴He не будет — это «замороженное» изотопное отношение. Таким образом, можно считать, что значение ³He/⁴He в алмазах, которые содержат чрезвычайно мало U и Th, точно соответствует этой величине в мантии для времени, когда алмазы кристаллизовались. Следовательно, поскольку некоторые алмазы (в настоящее время есть данные по четырём алмазам из Южной Африки с изотопными отношениями ³He/⁴He более $2 \cdot 10^{-4}$) характеризуются величиной ³He/⁴He, близкой к первоначальной, это означает, что He был заключен в алмазы до того, как отношение ³He/⁴He в Земле сильно изменилось, т. е. скорее всего в течение нескольких сотен миллионов лет после образования Земли. В соответствии с этим доводом кристаллизация некоторых алмазов происходила, по-видимому, вскоре после формирования планеты.

Определение возраста ксенолитов и алмазов, вынесенных из мантии, позволяет предполагать, что те ее области, в которых образовались эти образцы, находились в неизменном состоянии в течение тысяч миллионов лет. В настоящее время мы не знаем границ этих древних и устойчивых областей современной мантии. По мнению некоторых исследователей, они распределены в мантии в виде отдельных изолированных участков, однако другие ученые полагают, что только верхняя мантия участвует в формировании земной коры, а нижняя остается недифференцированной. Убедительным доказательством последнего утверждения служит то, что первичное изотопное отношение He (³He/⁴He > $1 \cdot 10^{-5}$) обнаружено в районах горячих точек, где, как обычно полагают, происходит образование вулканов путем подачи магмы прямо из нижних частей мантии. Следуя этому ходу рассуждений, мы приходим к выводу, что нижняя мантия сохранила свой первоначальный облик. Этот вопрос подробно обсуждается в разд. 3.9.

3.8. Происхождение и эволюция атмосферы и океанов

В этом разделе доказывается, что и атмосфера, и океаны были порождены земными недрами после образования Земли. Поэтому целесообразно рассматривать их как нечто единое с точки зрения геоистории и вести обсуждение путем сравнения их с твердой Землей. В понятие «атмосфера» включим воздух (атмосферу в узком смысле этого слова), океаны (в том

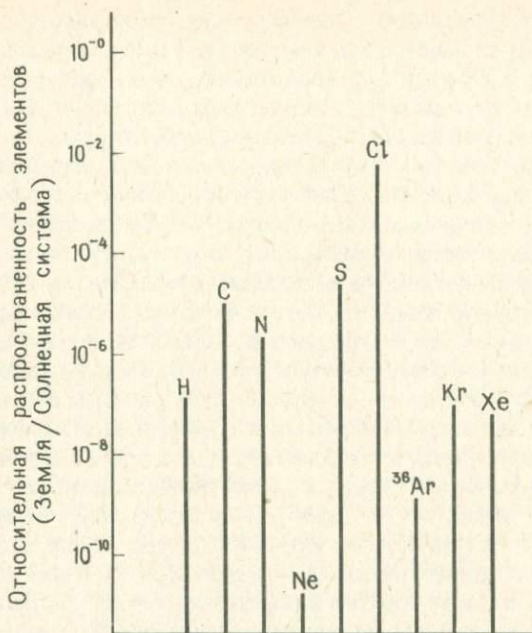


Рис. 3.7. Отношения распространенностей летучих элементов, наблюдаемых в атмосфере и предполагаемых для космоса. Обратите внимание на очень малые величины для инертных газов относительно других летучих элементов [49].

числе реки и озера), осадочные породы и такие летучие компоненты, как H, C, N, S, Cl и инертные газы, входящие в состав биосферы.

а. Вторичное происхождение атмосферы. На рис. 3.7 представлены отношения содержаний H, C, N, S, Cl и инертных газов в атмосфере и на Солнце; эти элементы нами приняты в качестве главных летучих компонентов атмосферы. График показывает, что относительные атмосферные концентрации всех этих элементов ниже солнечных и разница варьирует от двух (Cl) до более чем 10 (Ne) порядков. Предположим теперь, что часть Солнечной туманности оказалась вовлеченной в поле тяготения Земли и стала земной атмосферой. По составу такая атмосфера должна быть близка к Солнечной туманности. Однако из рис. 3.7 видно, что эти два состава практически несопоставимы. Чтобы объяснить относительный недостаток летучих компонентов в земной атмосфере по сравнению с их распространенностью на Солнце, нужно доказать, что некоторые из них остались в твердой части планеты. Чем прочнее связи с твердым веществом Земли,

т. е. чем сильнее выражено химическое сродство элементов, тем легче им остаться в недрах планеты. Однако данные, изображенные на рис. 3.7, полностью противоречат этим предположениям, а именно: инертных газов, не вступающих в химические реакции, т. е. элементов, которым труднее остаться в твердом веществе Земли, в атмосфере не хватает гораздо больше, чем летучих компонентов, обладающих химической активностью. Точно так же трудно объяснить относительный недостаток летучих элементов в атмосфере противоположной причиной — их дегазацией в открытый космос. В последнем случае следовало бы ожидать, что более легкие элементы будут улетучиваться более интенсивно, чем тяжелые, но это не соответствует наблюдениям (рис. 3.7). Факты более или менее убедительно — об этом можно сказать без преувеличения — свидетельствуют о том, что происхождение земной атмосферы не следует связывать с солнечным небулярным газом. Такая точка зрения, впервые выдвинутая Брауном в 1950 г., стала отправным моментом в изучении возникновения атмосферы Земли. Это основа теории вторичного происхождения воздушной оболочки планеты.

Если современная атмосфера не первичный газ, оставленный Солнечной туманностью, то где, когда и как она образовалась? Автор классической работы «Геологическая история морской воды», опубликованной примерно в одно время с фундаментальным трудом Брауна, Руби отвечает на эти вопросы. Руби первым обратил внимание на то, что состав земной атмосферы напоминает состав вулканических и фумарольных газов. Он отметил, что если бы вулканические газы, горячие водные источники и фумаролы выделялись в ходе геологической истории примерно с такой же интенсивностью, как сейчас, то общее количество привнесенного вещества легко превысило бы полный объем атмосферы Земли. Из этого он заключил, что атмосфера образовалась в течение геологического времени в результате мантийной вулканической и другой деятельности. Теория Руби о происхождении атмосферы носит название модели постепенной дегазации и предполагает, что атмосфера образовалась в ходе геологической истории при дегазации земных недр. Одно время эта модель была главенствующей теорией происхождения атмосферы Земли.

В дальнейшем, однако, было установлено, что многие аспекты модели постепенной дегазации несовместимы с наблюдаемыми фактами, особенно с результатами геохронологии. Например, по данным, полученным Мурба-том и оксфордской группой ученых примерно в конце 1960-х гг., Rb-Sr-возраст метаморфических пород, развитых на Западном побережье Гренландии, составил приблизительно 3800 млн. лет. Исходным материалом для этих метаморфитов были, очевидно, осадочные породы, что указывает на значительную площадь, которую океаны занимали более 3800 млн. лет назад. Кроме того, по составу осадочные породы с возрастом 2000—3000 млн. лет, включая метаморфиты Гренландии, не отличаются заметно от современных, что дает возможность предположить несущественную разницу в условиях осадконакопления, т. е. свойств атмосферы и океанов в то время и в наши дни. 3 тыс. млн. лет назад Земля прожила только треть своей жизни, и в соответствии с моделью постепенной дегазации Ру-

би объем образованной атмосферы, вероятно, составлял лишь треть современного. Ясно, что это не соответствует приведенным выше косвенным данным, полученным исходя из геологических соображений. На основе некоторых таких непрямых геологических свидетельств Фенейл заявил, что атмосфера образовалась катастрофически на очень ранней стадии развития Земли и за весьма короткий период времени.

С помощью изотопных отношений инертных газов, в частности Аг, можно на количественном уровне изучить механизм дегазации, приведший к формированию атмосферы. Прежде чем приступить к обсуждению дегазации инертных газов, рассмотрим, в каком состоянии находилась Земля перед появлением вторичной атмосферы. В гл. 2 отмечалось, что планеты сконденсировались из Солнечной туманности, поэтому рождение Земли нельзя рассматривать независимо от нее. Для того чтобы установить вторичное происхождение атмосферы, надо доказать, что Солнечная туманность, которая должна была окутывать Землю при ее образовании, более или менее рассеялась, прежде чем возникла вторичная атмосфера. Считается, что рассеивание туманности произошло под действием солнечного ветра в период чрезвычайно высокой активности Солнца (известного под названием стадии Т Тельца), предположительно на самых ранних стадиях его развития. Согласно астрофизической теории, стадия Т Тельца началась приблизительно через 10^7 лет после образования Солнца, испустившего в это время очень мощный солнечный ветер (примерно в 10^4 раз превышающий современный), который рассеял туманность, до сих пор сохранившуюся в околосолнечном пространстве.

Судя по названию описанной выше стадии, она действительно имеет место на звездах типа Т Тельца. Новообразованные их представители испускают в космос большое количество газа. Теоретические выкладки также подтверждают, что звезды, достигшие в процессе эволюции стадии Т Тельца, катастрофически теряют огромную массу газа.

Время, при котором Солнце вступило в стадию Т Тельца, — решающий фактор образования и последующего развития Земли. Согласно модели Хаяси и его коллег, в условиях существования Солнечной туманности рост планетезималей до примитивных планет протекал очень быстро (примерно за 10^7 лет). Объясняется этот факт тем, что Солнечная туманность играла роль силы, противодействующей движению планетезималей, уменьшая их скорость и способствуя более эффективному столкновению и аккреции. В соответствии с расчетами Хаяси и его коллег, формирование Земли завершилось за 10^7 лет до того, как Солнце достигло стадии Т Тельца. Ученые пришли к выводу, что в конце концов под действием гравитационной силы Земля, возникшая внутри Солнечной туманности, привлекла к себе первичную газовую оболочку мощностью в несколько сот атмосфер. Окутанная таким толстым слоем первичной атмосферы, Земля, вероятно, разогрелась до достаточно высокой температуры сразу после своего рождения, сохранив энергию, выделившуюся при столкновениях планетезималей (энергию аккреции Земли), которая не рассеивалась в космосе. В гл. 2 показано, какое значение это имело при формировании ядра на ранних стадиях эволюции Земли.

Наряду с идеями группы Хаяси, согласно которым планеты образовались в Солнечной туманности, широкое признание получила теория формирования Солнечной системы, представленная В. С. Сафроновым, по которой планеты формировались в вакууме после полного рассеяния Солнечной туманности. При аккреции в вакууме сопротивление газа не снижает скорости движения планетезималей, поэтому процесс образования планет протекает в 10 раз медленнее, чем если бы это происходило в Солнечной небуле. Следовательно, планеты, по-видимому, сформировались значительно позже стадии Т Тельца, что и вынуждает обсуждать образование планет в вакууме. Однако надо заметить, что это никоим образом не доказано. Мы не должны забывать, что теория «аккреции в вакууме», представленная В. С. Сафроновым, это модель, построенная таким образом, чтобы соответствовать наблюдаемым фактам, свидетельствующим о вторичности земной атмосферы и о полном рассеянии первичной атмосферы. Следуя логике идеи о формировании планет в вакууме, мы встретимся с основным затруднением, так как даже в месте расположения Земли для образования планеты необходимо 10^8 лет. В районах Урана и Плутона, где солнечный небулярный газ разрежен из-за большей удаленности от Солнца, для периода аккреции требуется почти 10^{10} лет, так что эти планеты до сих пор не были бы сформированы.

Планеты образовались из Солнечной туманности, в которой благодаря наличию небулярного газа этот процесс протекал быстро, закончившись за 10^7 лет в районе Земли. Вполне вероятно, что так происходило до того, как Солнце достигло стадии Т Тельца и модель образования планет в Солнечной туманности себя исчерпала. Вопрос о том, происходил ли процесс аккреции во время существования туманности, т. е. была ли у Земли первичная атмосфера, — один из основополагающих в науках о Земле. В настоящее время признаки первичной атмосферы отсутствуют. С другой стороны, нет и четких доказательств, опровергающих ее существование. Все, что мы можем сказать по поводу происхождения земной атмосферы, состоит в том, что современная газовая оболочка есть результат дегазации недр планеты, а не реликт Солнечной туманности. Решение вопроса о существовании первичной атмосферы зависит от результатов дальнейших исследований, которые займут центральное место в будущем изучении ранней геологии. Мы продолжим наше обсуждение, взяв за основу модель, которая представляется превосходной с точки зрения логической последовательности; она предложена группой из Киото под руководством Хаяси.

б. Модель дегазации. Из предыдущего обсуждения ясно, что современная земная атмосфера образовалась при дегазации планетных недр после того, как первичная газовая оболочка, оставленная Солнечной туманностью, рассеялась. В таком случае, когда и как протекал процесс дегазации, приведший к созданию атмосферы Земли? Изотопные составы He, Ar и Xe предоставляют нам наиболее мощный инструмент для обсуждения количественной стороны этого явления. Рассмотрим на примере изотопных отношений Ar модель дегазации.

Аргон содержится в современной атмосфере в количестве примерно 1% и по распространенности занимает третье место после N_2 и O_2 . ^{40}Ar со-

составляет 99,6% общей массы Ag в атмосфере, а оставшаяся часть приходится на ^{38}Ag (0,0632%) и ^{36}Ag (0,3364%). Содержание других инертных газов в атмосфере сильно понижено по сравнению с их распространенностью на Солнце, поэтому встает вопрос: с чем связано такое количество Ag? Лауреат Нобелевской премии физик Вейцеккер пришел к выводу, что ^{40}Ag появился в твердой оболочке Земли в результате реакции захвата электронов и распада ^{40}K с образованием ^{40}Ag , который дегазировал из недр в атмосферу. Это предположение было выдвинуто в 1937 г. Данную работу можно считать предшественницей теории дегазации, но в то же время она не привлекла внимания ученых, изучающих Землю, поскольку большой интерес был проявлен к физической стороне вопроса, описывающей природную реакцию ядерного распада при захвате электронов. Это явление впервые предсказали Юкава и Саката в 1935 г., а открыл его Альварес двумя годами позже. поэтому в то время описанные выше результаты оказались на переднем крае ядерной физики.

Современное изотопное отношение Ag ($^{40}\text{Ag}/^{36}\text{Ag}$) равно 295,5. На основе теории синтеза ядер было оценено значение $^{40}\text{Ag}/^{36}\text{Ag}$, имевшее место после образования Солнечной туманности; оно оказалось равным примерно 10^{-4} . Для метеоритных частиц с низким содержанием калия и для солнечного ветра эта величина менее 10^{-2} . Отличие изотопного отношения $^{40}\text{Ag}/^{36}\text{Ag}$ в современной атмосфере может быть связано с распадом ^{40}K в земных недрах. Однако, для того чтобы понять, каким образом отношение $^{40}\text{Ag}/^{36}\text{Ag}$ достигло значения 295,5, нужно знать количества K и Ag в Земле, а также когда и как Ag дегазировал из глубин планеты в атмосферу. Если, например, предположить, что содержание K в ранней Земле было намного выше, чем Ag, то следует ожидать более высокого значения $^{40}\text{Ag}/^{36}\text{Ag}$. Если бы процесс дегазации недр Земли протекал на ранних стадиях ее развития, то накопилось бы немного радиогенного ^{40}Ag и, следовательно, отношение $^{40}\text{Ag}/^{36}\text{Ag}$ в дегазированном Ag тоже было бы невелико. С другой стороны, эти особенности позволяют предполагать, что характерное отношение изотопов Ag в современной атмосфере — ключ к пониманию процесса дегазации.

Данных по изотопному отношению Ag недостаточно, чтобы четко определить границы этого процесса. Хамано и Озима показали, что если кроме изотопного отношения атмосферного Ag ($^{40}\text{Ag}/^{36}\text{Ag} = 295,5$) известно среднее отношение $^{40}\text{Ag}/^{36}\text{Ag}$ для современной мантии, то на удаление из нее Ag накладываются строгие ограничения. На рис. 3.8 приведены эти результаты. В данном случае мы предположили, что в дегазации Ag из мантии принимают участие два главных процесса: 1) катастрофическое удаление газа на начальных этапах эволюции Земли (t_d) и 2) постепенная дегазация на всем протяжении истории планеты. Характерные события, которыми оперирует гипотеза (1), — это изменение внутренней структуры Земли, произошедшее, как полагают, сразу после образования планеты и сопровождавшееся формированием ядра, или ударная дегазация при столкновении планетезималей с Землей на поздних стадиях ее аккреции. Единственно возможный путь для реализации гипотезы (2) — это дегазация при поступле-

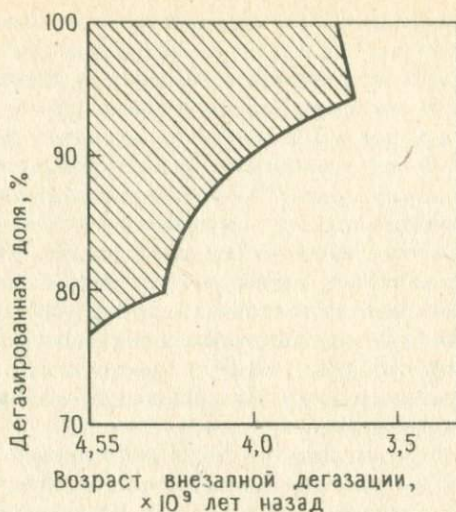


Рис. 3.8. Зависимость между дегазированной долей (%) и возрастом дегазации (млн. лет). Если предположить, что в современной мантии $80 \text{ млн}^{-1} < K < 400 \text{ млн}^{-1}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} > 5000$, то заштрихованная часть на рисунке будет соответствовать допустимой области значений [24].

нии магмы из мантии в земную кору, что происходит на протяжении всей истории Земли. На рис. 3.8 по горизонтальной оси отложено время t_d , в которое случилась катастрофическая дегазация, а по вертикальной — доля ^{36}Ar , поступившего в это время в атмосферу из земных недр, относительно ^{36}Ar в современной газовой оболочке. Если предположить, что при движении Ar и K с магмой из мантии в кору и атмосферу Ar переносится более эффективно, чем K, и что современное содержание K составляет 80—400 млн. $^{-1}$, а отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ — более 5000, то закрашенная часть на графике 3.8 соответствует единственной области с допустимыми значениями величин. Это означает, что удаление Ar из глубин Земли произошло на одной из самых ранних стадий ($t_d > 4$ млрд. лет назад), и в это время дегазировало по крайней мере 75% Ar.

Мантийное отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ можно оценить по анализу Ar, заключенного в стекловатых краевых зонах подводных вулканических пород. На океаническом дне вулканическое стекло застывает быстро, и содержащийся в нем газ оказывается в ловушке. Поэтому океанические вулканические стекла широко применяются при изучении газов мантийного происхождения. Последние анализы инертных газов в таких стеклах позволяют с уверенностью предполагать, что в современной мантии (являющейся источником атмосферы) отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ более 10 000. В этом случае значение t_d

будет отнесено к еще более ранним этапам начальных стадий развития Земли.

в. Первичная атмосфера. При обсуждении процесса дегазации, сформировавшего атмосферу, основное внимание уделялось изотопным отношениям инертных газов. Однако эти элементы рассеяны в атмосфере, и при изучении ее эволюции нельзя пренебрегать такими важными компонентами, как N_2 и O_2 . По теории дегазации предполагается, что основная часть атмосферного Ag выделилась катастрофически быстро на ранних этапах развития Земли (хотя радиогенный ^{40}Ag образовывался на протяжении всей истории планеты). Естественно, что в такой мощный процесс были вовлечены и другие летучие компоненты. Можно полагать, что атмосфера Земли образовалась в ранние периоды жизни планеты. В таком случае, каков был состав этой первичной газовой оболочки, формирование которой в то время было практически завершено?

Современная атмосфера состоит в основном из N_2 и O_2 . По мнению большинства ученых, O_2 образовался в результате фотосинтеза зеленых растений. Обычно полагают, что в первичной атмосфере, существовавшей до появления жизни на Земле, не было O_2 . Однако мнения относительно присутствия в ней N_2 разделились. Одно время господствовала теория, согласно которой первичная земная атмосфера была восстановительной и состояла преимущественно из CH_4 и NH_3 . Такая точка зрения принималась биологами, изучавшими происхождение жизни на Земле, поскольку на первом этапе этого явления требуется образование органического вещества из неорганического. В 1950-е годы Миллеру удалось синтезировать из неорганического материала необходимые для появления жизни аминокислоты. Неорганическое вещество, которое использовалось в эксперименте, состояло из смеси восстановленных газов — CH_4 , NH_3 , H_2O и H_2 . Миллер пропустил искровой разряд через эту смесь и получил несколько типов аминокислот. После этого проводились эксперименты с более окисленными газами, состоящими, например, из смеси CO , CO_2 и N_2 , но в этом случае синтезировать аминокислоты чрезвычайно трудно. Следовательно, по соображениям биохимии для объяснения происхождения жизни необходимо предположить восстановительный характер первичной атмосферы. До экспериментов Миллера Юри на основании геохимических исследований полагал, что главными компонентами первичной атмосферы были CH_4 , NH_3 , H_2O и H_2 . Создавая газовую смесь, Миллер учитывал также выводы Юри о составе атмосферы примитивной Земли. По его оценке, содержание H_2 в первичной атмосфере в тысячу раз превышало современное, т. е. при температуре, обычной для Земли, этот газ, распространенность которого была почти такой же, как на Солнце, находился в состоянии равновесия. Однако данные по инертным газам свидетельствуют о том, что концентрации летучих компонентов в примитивной Земле значительно уступают таковым на Солнце. Поэтому количество H_2 в первичной атмосфере было, вероятно, значительно меньше, чем предполагал Юри. Поэтому, если газ с низким содержанием H_2 находился в химическом равновесии при нормальной температуре, то, по мнению Юри, он должен был быть более окисленным, чем первичная атмосфера.

Как уже отмечалось, атмосфера Земли возникла при дегазации недр планеты. Если принять это предположение, то необходимо иметь в виду, что состав первичной газовой оболочки формировался под воздействием высокой температуры в глубинах Земли, где химические реакции протекают быстро. Следовательно, можно сделать вывод, что характерным для первичной атмосферы было наличие окисленных газов, по составу близких к современным вулканическим, и что в системе, состоящей из летучих компонентов (H, C, N, O, S и т. д.), которая находилась в химическом равновесии с породами при высокой температуре, близкой к точке плавления, главную роль играли CO_2 , N_2 и H_2O . Это означает, что первичная атмосфера с самого начала напоминала современную по содержанию N_2 и H_2O , за исключением O_2 , который появился позднее благодаря биологической деятельности.

Пары H_2O , выделявшиеся из высокотемпературной Земли, охлаждались на поверхности и конденсировались, образуя первые океаны. Как только это произошло, морская вода стала поглощать CO_2 из атмосферы, что привело к изменению состава газовой оболочки в сторону преобладания в ней N_2 . Вопрос о том, когда в земной атмосфере появилось значительное количество O_2 , тесно связан с проблемой происхождения жизни. Были выполнены серьезные исследования по отысканию следов жизни в метаморфитах Исуа в Гренландии — самых древних на Земле породах (исходные для них осадочные породы образовались около 3,8 млрд. лет назад). На основе изотопных данных по углероду Шидловски полагал, что в составе углерода метаморфитов Исуа содержится некоторое количество С органического происхождения, но эти результаты не были подтверждены другими исследователями. Породы Исуа претерпели метаморфизм очень высокой степени, поэтому их первоначальный изотопный состав изменился и установить его чрезвычайно трудно. Неметаморфизованный С, имеющий определенно органическое происхождение, обнаружен в породах возрастом 3 млрд. лет, таких, как сланцы Фиг-Три и сланцы Судана. Однако появление жизни не означает непосредственно обильного поступления O_2 в атмосферу. В действительности крупные формации полосчатых железистых кварцитов [осадочных пород, в которых чередуются слои, состоящие преимущественно из микрокристаллического кварца и окисленного железа (Fe_2O_3)] являются характерными для геологических формаций возраста 1—3 млрд. лет. По мнению многих исследователей, они дают возможность предположить, что обстановка на поверхности Земли в то время была гораздо более восстановительная, чем сейчас. Этот факт может указывать на то, что значительное количество O_2 еще не было накоплено на Земле в тот период. Новый многообещающий подход в установлении пределов содержания O_2 в докембрийской атмосфере состоит в изучении докембрийских почв (палеопочв). Холленд и Збинден пришли к заключению об очень низком давлении кислорода (3×10^{-5} атм) в среднекембрийское время на основании изучения поведения железа в докембрийских палеопочвах.

3.9. Первичная и дифференцированная мантия

В разд. 3.3 указывалось, что, исходя из анализа сейсмических волн, было установлено изменение характера распределения плотности в мантии на глубине 400—700 км. Пока нет окончательного заключения о причине этой неоднородности, однако убедительной представляется точка зрения, согласно которой она связана с фазовым переходом оливина — самого распространенного минерала мантии. Данные сейсмических исследований и экспериментов при высоких давлениях позволяют предполагать, что мантия в общем имеет однородный химический состав. После отделения земной коры состав мантии стал отличаться от состава недифференцированной мантии (будем называть ее первичной). Таким образом, если мантия действительно более или менее однородна по химическому составу, то мы должны будем заключить, что она в полном объеме принимала участие в процессе отслоения земной коры. Однако это маловероятно.

Обычно считается, что вулканические породы горячих точек генерируются в самых глубоких частях мантии, по крайней мере более глубоких, чем плита, входящая в состав верхней мантии. Такой вывод основывается на том, что магматические источники вулканов горячих точек независимы от движущейся над ними плиты. Это один из выдающихся результатов, полученных Уилсоном и Морганом с коллегами на базе теории тектоники плит. Шиллинг с сотрудниками изучил вулканические породы горячих точек и пришел к выводу, что в целом эти породы содержат больше элементов, концентрирующихся в земной коре (таких, как K и Rb), чем MORB. Они интерпретировали это как признак того, что в более глубоких горизонтах мантии сохранилось недифференцированное, примитивное вещество и вулканы горячих точек происходят из этой глубинной недифференцированной мантии и содержат, таким образом, в избытке относительно высоколетучие элементы. В настоящее время считается, что вулканы на Гавайях, в Исландии, на островах Реньон и многих других океанских островах относятся по происхождению к горячим точкам, так же как Йеллоустон в континентальной Америке.

Изотопный состав гелия в вулканических породах приводит к тому же выводу. За исключением алмазов, изучаемое в настоящее время земное вещество имеет изотопное отношение ($^3\text{He}/^4\text{He}$) менее $5 \cdot 10^{-5}$, что более чем на порядок ниже отношения первичного He (солнечный или планетарный He, см. разд. 3.7). Это связано с возрастанием содержания ^4He в земных недрах вследствие распада U и Th. В земной коре, где концентрации U и Th более высокие, величина $^3\text{He}/^4\text{He}$ -отношения обычно менее 10^{-7} . MORB, однако, дает характерную величину $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($\sim 1,1 \cdot 10^{-5}$). Причина такого значения, существенно более высокого, чем в земной коре, заключается в низком содержании U и Th в мантии по сравнению с корой. Однородность изотопных отношений можно объяснить либо весьма однородным химическим составом той области мантии, где формируются MORB, либо равномерным распределением гелия в верхней мантии благодаря его

способности к миграции. Однако He, содержащийся в вулканических породах Гавайских островов и Исландии, часто имеет более высокую величину изотопного отношения (${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \cong (2 \sim 3) \cdot 10^{-5}$), чем He в MORB. Обычно этот факт объясняют тем, что источник магмы вулканитов горячих точек расположен на более глубоком уровне, чем магматический источник MORB, и что на этом уровне сохранился первичный He.

Сравнение эффузивов горячих точек и MORB показывает, что мантия состоит из двух частей, различающихся по химическому составу, — недифференцированной и дифференцированной, оставшейся после обособления земной коры. Судя по образованию горячих точек, недифференцированная область расположена в более глубинной части мантии.

Существование первичной мантии может быть доказано более убедительно по наблюдениям изотопных отношений ксенона. Перейдем к обсуждению этих данных.

Ксенон имеет девять изотопов с массовыми числами 124, 126, 128, 129, 130, 131, 132, 134 и 136. Среди изотопов ${}^{129}\text{Xe}$ есть атомы, возникшие при радиоактивном распаде ${}^{129}\text{I}$ ($T_{1/2} = 1,59 \cdot 10^7$ лет). В составе ${}^{131}\text{Xe}$, ${}^{132}\text{Xe}$, ${}^{134}\text{Xe}$ и ${}^{136}\text{Xe}$ находятся изотопы, образовавшиеся при делении ${}^{244}\text{Pu}$ ($T_{1/2} = 8,3 \cdot 10^7$ лет). (Существует также Xe, связанный с делением ${}^{238}\text{U}$, но его количество в недрах Земли ничтожно по сравнению с Xe, произошедшим от ${}^{244}\text{Pu}$). В гл. 2 уже отмечалось, что при своем рождении Земля захватила некоторое количество ${}^{129}\text{I}$ и ${}^{244}\text{Pu}$. Следовательно, с момента образования планеты ${}^{129}\text{I}$ и ${}^{244}\text{Pu}$ произвели ${}^{129}\text{Xe}^*$ и ${}^{131-136}\text{Xe}^f$ (индекс f указывает на образование при расщеплении — от английского *fissionogenic*). Из сравнения с Xe в метеоритах можно узнать, как много ${}^{129}\text{Xe}^*$ и ${}^{131-136}\text{Xe}^f$ содержится в современной атмосфере. В хондритах обычно присутствует фаза с аномальной концентрацией благородных газов. Эта фазо-концентратор составляет менее 0,1% общей массы метеорита, но, как правило, в ней содержится большая часть инертных газов. Кроме наблюдения, согласно которому фаза, концентрирующая в себе инертные газы, не реагирует с HCl и HF, мы все еще не знаем, какого рода химическим составом или кристаллической структурой она обладает. Не имеем мы и ясного представления о том, каким образом эта фаза приобрела свойство концентрировать в себе такое большое количество благородных газов. Однако похоже, что благородные газы были захвачены прямо из Солнечной туманности, окружавшей метеориты во время их образования, и что эти газы действительно существовали в Солнечной туманности, когда она сформировалась. Компоненты инертных газов, сконцентрированные в этой фазе, называются «планетарными газами». По сравнению с планетарным ксеноном содержания ${}^{129}\text{Xe}$ и ${}^{131-136}\text{Xe}$ в земной атмосфере значительно выше. Этот избыток ${}^{129}\text{Xe}$ и ${}^{131-136}\text{Xe}$ — результат захвата Землей ${}^{129}\text{I}$ и ${}^{244}\text{Pu}$ во время ее рождения и последующего их распада или расщепления. Исходя из сопоставления содержаний атмосферного и планетарного Xe можно заключить, что около 7,4% ${}^{129}\text{Xe}$ и около 4,7% ${}^{136}\text{Xe}$ (в дальнейшем мы будем рассматривать только ${}^{136}\text{Xe}^f$ как представителя группы ${}^{131-136}\text{Xe}^f$), присутствующих в атмосфере, образовалось в земных недрах из ${}^{129}\text{I}$ и ${}^{244}\text{Pu}$ соответственно.

Другой интересный факт о Хе в Земле состоит в том, что в веществе, произошедшем из земных глубин, таком, как вулканические породы или газ из скважин, избыток $^{129}\text{Xe}^*$ и $^{131-136}\text{Xe}^f$ гораздо больше, чем в атмосфере. Один из детально изученных образцов — углекислый газ из скважины в шт. Нью-Мексико (США). Содержание Хе в этом газе было определено независимо четырьмя группами исследователей, в результате чего получены точные величины изотопных отношений. Эти отношения также указывают на мантийное происхождение некоторого количества инертных газов в углекислом газе из скважины. Особый интерес представляет отношение $^{129}\text{Xe}^*/^{136}\text{Xe}^f$. Его величина в углекислом газе из скважины в шт. Нью-Мексико составляет примерно 4,7, что значительно меньше, чем та же величина для атмосферы (6,8). Прежде чем обсуждать геохимический смысл отношения $^{129}\text{Xe}^*/^{136}\text{Xe}^f$, рассмотрим атмосферу, образующуюся в процессе дегазации мантии.

Рассмотрим область мантии, вовлеченную в процесс дегазации. Назовем ее областью *A*. Сравним Хе, оставшийся в этой области, с атмосферным Хе. Если дегазация произошла спустя длительное время ($t \gg$ периода полураспада ^{129}I и ^{244}Pu) после образования Земли, то и ^{129}I , и ^{244}Pu , по-видимому, исчезли из области *A* в результате распада. Значит, можно не учитывать изменения в изотопном составе Хе в области *A* после дегазации. Однако если предположить, что дегазация произошла сразу после рождения Земли, то ^{129}I и ^{244}Pu должны были сохраниться в области *A* даже после этого процесса и в конце концов образовать при распаде $^{129}\text{Xe}^*$ и $^{131-136}\text{Xe}^f$. В результате область *A* по сравнению с атмосферой тоже может содержать избыток ^{129}Xe и $^{131-136}\text{Xe}$. Более того, поскольку период полураспада ^{244}Pu более чем в 5 раз превышает эту величину для ^{129}I , то, чем позже произошла дегазация, тем большей будет доля $^{131-136}\text{Xe}^f$, произошедшего из ^{244}Pu , относительно $^{129}\text{Xe}^*$, возникшего при распаде ^{129}I .

Подводя итоги вышесказанному, получаем следующую зависимость между атмосферным Хе и Хе, находящимся в мантийной области *A*, поставляющей Хе в атмосферу:

$$\left(\frac{^{129}\text{Xe}^*}{^{136}\text{Xe}^f} \right)_A \leq \left(\frac{^{129}\text{Xe}^*}{^{136}\text{Xe}^f} \right)_{\text{атм}} \quad (3.5)$$

Однако Хе в CO_2 из скважины в шт. Нью-Мексико имеет более высокое отношение $^{129}\text{Xe}^*/^{136}\text{Xe}^f$, чем атмосферный Хе, и не соответствует уравнению (3.5). Этот факт свидетельствует о том, что область, поставляющая Хе углекислого газа, не связана с той частью, откуда происходит дегазация, т. е. она совсем не участвует в процессе образования атмосферы из мантии (естественно, включающем образование земной коры); следовательно, регион первичной мантии все еще сохраняется.

Аномальные изотопные отношения Хе были зафиксированы не только в углекислом газе из скважины в Нью-Мексико, но и во многих других веществах мантийного происхождения (мантийных ксенолитах, вулканических породах, алмазах и т. д.). Однако в этих образцах содержание Хе очень низкое, ни один анализ изотопных отношений Хе не достиг достаточ-

ной точности, чтобы подтвердить зависимость в уравнении (3.5). Поэтому до сих пор не известно, насколько типичны для мантийного вещества аномальные отношения изотопов Хе, характеризующие первичную мантию, или какую часть она занимает в мантии в целом. Более точные измерения изотопного отношения Хе в мантийном веществе в будущем могут привести к более конкретным заключениям относительно распространенности первичной мантии.

4.1. Магнетизм горных пород и палеомагнетизм

В предыдущей главе было показано, что при изучении геоистории эффективно используются изотопные составы различных элементов, особенно радиогенных, которые играют роль «ископаемых остатков», отражающих в себе процесс развития Земли. Анализ изотопных отношений позволил проследить за движением вещества и элементов в глубинах планеты. С помощью палеомагнитных методов, которые обсуждаются в этой главе, можно понять характер прошлых тектонических движений в земной коре, таких, как дрейф континентов. Остаточная намагниченность в породах указывает на их расположение в палеомагнитной системе координат, благодаря чему можно определить траекторию движения. Остаточная намагниченность пород позволяет проследить тектонические процессы. Палеомагнитные методы стали использоваться начиная с 1950-х гг. при решении многих проблем геологической науки, в результате чего были достигнуты поразительные успехи. Особенно большую роль эти методы сыграли в построении основ теории тектоники плит, которая во второй половине XX в. революционизировала геологическую науку, доказательно обосновав идею спрединга и гипотезу дрейфа континентов. В этой главе мы кратко остановимся на принципах магнетизма горных пород — основе палеомагнетизма, а затем обсудим главные палеомагнитные методы. В следующем разделе мы рассмотрим историю коровых движений, которые постепенно расширяваются благодаря этим методам.

а. Остаточная намагниченность пород. Обычно вулканические породы имеют достаточно сильную намагниченность (около 1 А/м). Она обусловлена намагниченностью мельчайших зерен титаномагнетита, содержащихся в этих породах. Титаномагнетит представляет собой твердый раствор магнетита Fe_3O_4 и ульвошпинели Fe_2TiO_4 . Точка Кюри для магнетита составляет $575^\circ C$, но она снижается с повышением содержания ульвошпинели в минерале. Обычно титаномагнетит вулканических пород имеет 40—70% ульвошпинели и его точка Кюри находится примерно в пределах $200—400^\circ C$.

Когда магнитные вещества начинают кристаллизоваться в магнитном поле при температуре выше точки Кюри, они приобретают сильную и стабильную остаточную намагниченность, параллельную направлению внешнего магнитного поля. Возникшая таким образом, она называется термоостаточной намагниченностью (*TRM*). Когда извергается магма, образуя-

шая вулканические породы, ее температура превышает 1000 °С, что, конечно, выше точки Кюри для титаномагнетита. Поэтому по мере остывания магмы кристаллизующиеся вулканические породы приобретают термоостаточную намагниченность, параллельную земному магнитному полю. Эта намагниченность не только сильная, но еще и чрезвычайно устойчивая. В вулканитах, которые застывают довольно быстро после извержения и, следовательно, содержат очень мелкие магнитные минералы (менее нескольких микрометров), остаточная намагниченность особенно устойчива. Эксперименты с базальтами позволили установить, что остаточная намагниченность в этих породах практически не меняется (даже за период, по длительности равный возрасту Земли), если эксперимент идет при комнатной температуре. Устойчивость термоостаточной намагниченности вулканических пород подтверждена также теоретически. Неель, получивший Нобелевскую премию за работу по ферритмагнетизму, дал блестящее теоретическое объяснение поразительной устойчивости термоостаточной намагниченности вулканических пород. Статья Нееля, опубликованная в 1949 г. под названием "Theorie du trainage magnetique des ferromagnetiques au grains fins avec application aux ferres cuites", и сегодня остается классической работой по магнетизму пород. Даже для ученых, не занимающихся проблемами магнетизма горных пород, весьма полезно ознакомиться с этой статьей, так как в ней обсуждаются возможности применения физического подхода к решению геологических задач.

Пока поддерживается комнатная температура, термоостаточная намагниченность вулканических пород будет оставаться устойчивой в течение периода, равного возрасту Земли (об этом свидетельствует как теория, так и практика). В связи с этим повышается возможность использования намагниченности для получения достоверных сведений о геомагнитном поле, существовавшем десятки и сотни миллионов лет назад. Следовательно, остаточную намагниченность вулканических пород мы вправе расценивать как «ископаемый остаток», надежно характеризующий магнитное поле Земли в прошлом. Остаточной намагниченности присущи не только устойчивость и значительная величина, у нее есть еще важное качество — возможность точно определять время, когда она была приобретена. Обычно это время соответствует моменту остывания и отвердения магмы. Следовательно, возраст вулканических пород также представляет собой время возникновения в них термоостаточной намагниченности, что дает возможность оценить возраст «геомагнитных ископаемых остатков».

Термоостаточная намагниченность, выступая в роли показателя древнего геомагнитного поля, дает весьма ценную информацию, однако слабым ее местом является прерывистость извержений вулканических пород. Даже в глобальном масштабе извержения происходят дискретно, поэтому если использовать в качестве образцов только вулканические породы, то становится невозможным проследить непрерывные изменения магнитного поля в прошлом. Рассмотрим остаточную намагниченность осадков — образцов, предоставляющих нам непрерывную запись характеристик геомагнитного поля.

Осадки формируются в течение геологического времени путем непрерывного отложения на дне океана. В глубоководных морях осадконакопление происходит со скоростью несколько миллиметров или меньше за 1000 лет. Период образования пород, извлеченных со дна океана в виде кернов длиной в сотни метров (образцы осадков обычно представляют собой цилиндры (керна) диаметром в несколько сантиметров), может превышать 100 млн. лет. Магнитные минералы, содержащиеся в этих глубоководных осадках, несут в себе остаточную намагниченность. В противоположность вулканическим породам эти минералы по составу близки к чистому магнетиту и их точка Кюри находится около 600 °С. Есть разные точки зрения на происхождение этого магнетита: считают, например, что он вынесен из пород суши — преимущественно гранитов; согласно другой гипотезе, он образовался в подводных вулканах и осадках в результате химической реакции с участием морской воды; наконец, недавно было высказано предположение, что это биогенный минерал, однако окончательного решения по его генезису пока не достигнуто. Раньше для объяснения возникновения остаточной намагниченности в осадках предлагался следующий механизм: магнитные частицы, медленно опускаясь на дно, ориентируются в морской воде в направлении магнитного поля и затем, оседая, формируют осадок. Сегодня почти не осталось ученых, принимающих эту упрощенную механическую теорию. Большинство исследователей считают, что остаточная намагниченность была приобретена в течение длительного периода времени (тысячи лет). Многие придерживаются мнения, что сжатие после осадконакопления, возможно, играло важную роль в появлении остаточной намагниченности. Как следует из этого механизма, в определении времени приобретения остаточной намагниченности существует неопределенность в несколько тысяч или десятков тысяч лет. Однако почти во всех случаях датирование осадков основывается на изучении микрофауны и флоры, и по сравнению с неточностью возраста, установленного таким путем, неопределенностью значения времени появления остаточной намагниченности можно пренебречь. Остаточная намагниченность осадков называется осадочной остаточной намагниченностью или *DRM*.

Можно предположить, что измерения этой величины в глубоководных осадках, пройденных скважинами длиной несколько сот метров, будут представлять собой непрерывную запись характеристик геомагнитного поля за период более чем 100 млн. лет. Однако на практике, для того чтобы вывести заключение о древнем геомагнитном поле, исходя из измерений остаточной намагниченности осадочных пород, нужно преодолеть ряд трудностей. Первая из них состоит в том, что эта намагниченность очень слабая, поэтому требуются особые магнитометры. Проблему можно решить с помощью криогенного магнитометра, использующего элемент Джозефсона; такой магнитометр стал широко применяться в 1970-е гг. Но низкие значения остаточной намагниченности осадочных пород порождают другую серьезную трудность. Естественно, что магнитное вещество, находящееся во внешнем магнитном поле, постепенно намагничивается в направлении этого поля. В результате такого явления возникает так называе-

мая вязкая остаточная намагниченность, или *VRM*. Все породы, находящиеся в магнитном поле Земли, подвержены этому процессу и приобретают вязкую остаточную намагниченность. Однако в вулканических и других породах, обладающих сильной термоостаточной намагниченностью, приобретенная позже вязкая намагниченность гораздо слабее, и ею можно пренебречь. Следовательно, существует лишь небольшое препятствие к тому, чтобы считать намагниченность вулканитов термоостаточной намагниченностью, возникшей при образовании этих пород. Однако есть случаи, когда слабая осадочная намагниченность по величине сопоставима с вязкой намагниченностью и поэтому не может уже считаться «ископаемым остатком» древнего геомагнитного поля. Во многих случаях намагниченность осадков рассматривается как соединение двух составляющих: первичной, возникшей во время осадконакопления, и вязкой, приобретенной постепенно под действием геомагнитного поля со времени образования осадка. Для того чтобы выделить первичную остаточную намагниченность, которая используется в расшифровке древнего геомагнитного поля, необходимо удалить ненужную вторичную остаточную намагниченность. Для этого применяется метод размагничивания переменным током. Образцы осадков, подвергшиеся тщательному размагничиванию этим методом, предоставляют уникальную запись вариаций геомагнитного поля за длительный период времени.

б. История геомагнитного поля. На рис. 4.1 показаны изменения полярности магнитного поля Земли по данным изучения кернов осадков со дна океана. Из рисунка видно, что в течение геологического времени магнитное поле непрерывно претерпевало инверсии. До сих пор мы не имеем ясного представления о механизме этих инверсий. Обычно остаточная намагниченность ослабевает с приближением к моменту инверсий. В связи с этим некоторые ученые полагают, что непосредственно перед изменением полярности магнитное поле временно исчезает, а когда снова появляется, то растет в противоположном направлении случайным образом. Не трудно себе представить, что полное (даже и временное) исчезновение геомагнитного поля может существенно повлиять на обстановку на Земле. Например, магнитное поле отклоняет солнечный ветер и заряженные частицы космических лучей, препятствуя их прямому попаданию на Землю; если оно исчезнет, то частицы проникнут в верхние слои атмосферы. Не ясно, насколько сильно это повлияет на температуру и другие климатические условия, но некоторые ученые связывают инверсии геомагнитного поля с глобальными изменениями климата.

В настоящее время самые древние глубоководные осадки, доступные для изучения, имеют максимальный возраст не более 200 млн. лет. Этот факт объясняется тем, что древняя (насчитывающая более 200 млн. лет) океаническая кора погрузилась в мантию и исчезла, а современное дно океана относительно молодое (менее 200 млн. лет). Поэтому нельзя получить непрерывную картину изменений магнитного поля, происходивших до этого времени. Не ясно, насколько часты были инверсии магнитного поля в мезозойскую эру (до 200 млн. лет назад), а также в докембрийскую эпоху.

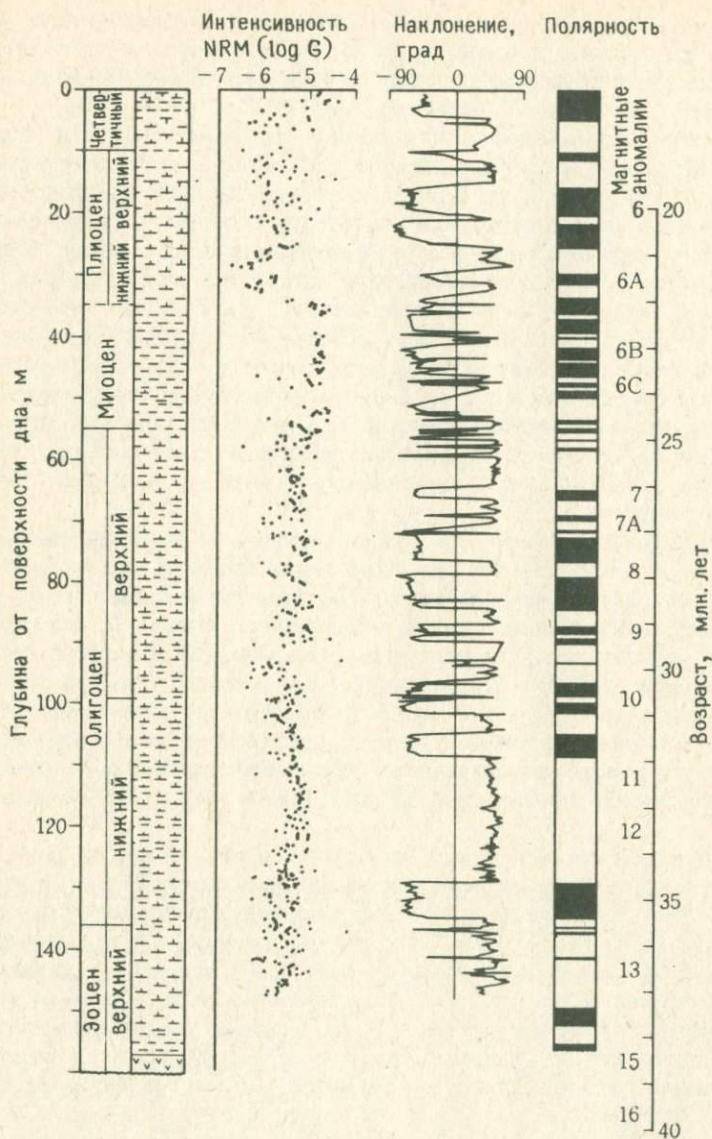


Рис. 4.1. Палеомагнитное поле, зафиксированное в глубоководных осадках. Образец отобран из скважины № 73, пробуренной в южной части Атлантического океана в соответствии с Проектом глубоководного бурения. Интенсивность остаточной намагниченности выражена в единицах Гаусса (обозначенных $\text{Log } G$ в столбце 2) [67].

Однако если судить по периодическим записям характеристик поля, полученным при изучении вулканических и осадочных пород, то можно заключить, что эти инверсии происходили, по-видимому, таким же образом, как это имело место начиная с мезозоя.

Остаточная намагниченность вулканических пород сильная и устойчивая, и в большинстве случаев можно считать, что она достоверно отражает древнее геомагнитное поле. Однако в случае осадочной намагниченности нельзя не учитывать вязкую намагниченность, поэтому при ее использовании нужно проявлять особую осторожность. Но осадки имеют большое преимущество — они дают непрерывную картину изменений геомагнитного поля, поэтому их необходимо использовать при изучении его истории. Комбинируя те и другие данные, мы можем получить более надежные сведения о древнем геомагнитном поле, при этом остаточная намагниченность вулканитов, соответствующая нескольким моментам времени, может выступать в роли контрольных значений. Однако, когда речь идет не только о направлении, но и об интенсивности магнитного поля в прошлом, термоостаточная намагниченность вулканических пород — единственный надежный источник данных.

При экспериментальном исследовании остаточной намагниченности вулканитов измеряются две величины: наклонение (обозначается буквой I ; положительные его значения соответствуют углу отклонения вниз от горизонтальной плоскости) и склонение (обозначается буквой D ; его положительные значения соответствуют углу отклонения от Северного полюса, которому присваивается нулевое значение, к востоку). Эти две величины измеряются в том месте, где находится образец. По характеристикам (I , D) остаточной намагниченности можно определить геомагнитное поле, которое ее образовало, но прежде, чем обсуждать этот вопрос, необходимо сделать несколько замечаний, касающихся общего понятия «геомагнитное поле».

Современное магнитное поле напоминает поле, созданное постоянным магнитом (магнитным диполем), расположенным в центре Земли и направленным Северным полюсом к югу. Такое поле называется геоцентрическим дипольным магнитным полем. Сходство геомагнитного поля с дипольным было впервые обнаружено Гауссом, известным немецким математиком XIX в., который в своих исследованиях применил изобретенный им же метод сферического гармонического анализа. Современное геомагнитное поле на 80% дипольное (это главное поле) и на 20% недипольное. В настоящее время диполь отклоняется на угол примерно $11,5^\circ$ от оси вращения Земли, а период его прецессии вокруг нее составляет десятки тысяч лет. Следовательно, если усреднить характеристики поля за период более чем несколько десятков тысяч лет, то следует ожидать, что ось геомагнитного диполя совпадет с осью вращения Земли. Это действительно имеет место, по крайней мере для последних нескольких миллионов лет; усредненное направление оси геомагнитного диполя, измеренное по четвертичным и позднетретичным вулканитам, совпадает с направлением оси вращения Земли. Предположим, что геомагнитный диполь расположен в центре Земли не

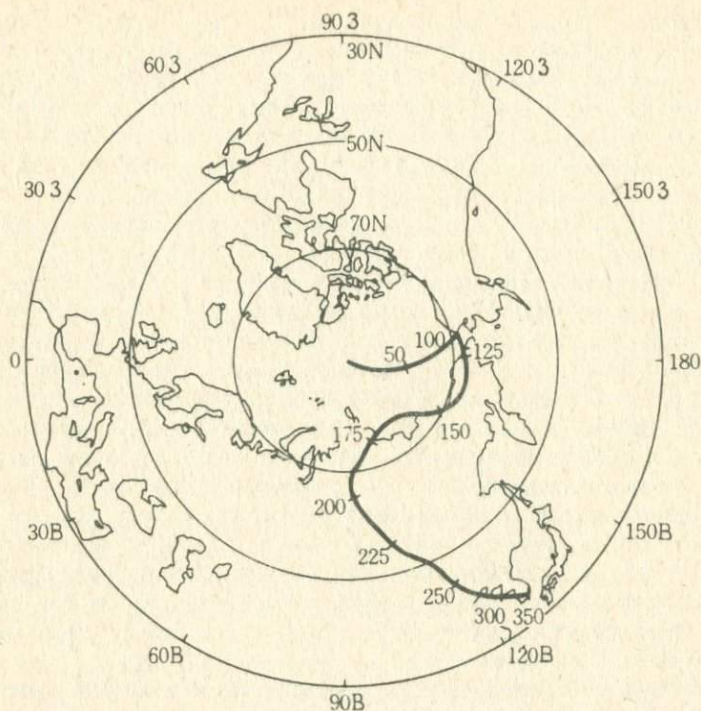


Рис. 4.2. Кривая миграции полюса, построенная по образцам из Северной Америки. Цифры на кривой показывают возраст (млн. лет) (по Ирвингу, 1979).

параллельно ее оси вращения. Если мысленно продлить диполь до пересечения с земной поверхностью, то точки, где это произойдет, называются геомагнитными полюсами. В настоящее время (по данным на 1975 г.) северный геомагнитный полюс имеет координаты $78,6^\circ$ с.ш. и $70,5^\circ$ з.д., а южный — $78,6^\circ$ ю.ш. и $109,5^\circ$ в.д. Заметим, что геомагнитные полюса отличаются от магнитных, где наклонение составляет $(\pm) 90^\circ$, т. е. где магнитная стрелка перпендикулярна к поверхности Земли. Это происходит из-за влияния недипольной компоненты. Теперь пусть (I, D) — составляющие геомагнитного поля, измеренные в точке наблюдения (широта λ_0 , долгота ϕ_0). С помощью сферической геометрии можно вычислить местоположение (широту $= \lambda$, долготу $= \phi$) геомагнитного полюса диполя, создавшего геомагнитное поле в точке с координатами (ϕ_0, λ_0) :

$$\begin{aligned} \sin \phi &= \sin \phi_0 \cos p + \cos \phi_0 \cdot \sin p \cdot \cos D, \\ \sin (\lambda - \lambda_0) &= \sin p \cdot \sin D / \cos p. \end{aligned} \quad (4.1)$$

Здесь $\operatorname{ctg} p = (1/2) \cdot \operatorname{tg} I$.

Обсудим теперь, как определить древнее геомагнитное поле (палеомагнитное поле), основываясь на значении остаточной намагниченности вулканических пород. Предположим, что эффузивы, отобранные в точке с координатами (λ_0, ϕ_0) , достоверно отражают направление геомагнитного поля для времени t лет назад, когда они излились на поверхность Земли. Подставив в уравнение (4.1) направление остаточной намагниченности, мы можем найти координаты (λ, ϕ) для полюса геомагнитного поля, существовавшего t лет назад. Полюса, определенные таким образом, называются виртуальными геомагнитными полюсами или *VGP*.

Как отмечалось выше, геомагнитный диполь испытывает прецессию вокруг оси вращения Земли с периодом в десятки тысяч лет. Кроме того, геомагнитный диполь еще и движется, причем медленнее и в большем временном масштабе. На рис. 4.2 показан пример этого движения (данные только по североамериканским образцам). Заметим, что, чем древнее возраст *VGP*, тем он дальше отстоит от современного геомагнитного полюса. На рис. 4.2 *VGP*, определенные по разновозрастным образцам, расположены в хронологическом порядке. Эта кривая называется траекторией миграции полюса и, как будет ясно из дальнейшего обсуждения, является основополагающей для реконструкции коровых движений по палеомагнитным данным, т. е. палеомагнетизма в узком смысле этого слова. Прежде чем начать обсуждение этого раздела науки, остановимся на некоторых результатах исследований геомагнитного поля, которые представляют интерес с точки зрения геоистории.

В следующем разделе при рассмотрении палеомагнетизма будет всегда подразумеваться, что геомагнитное поле — это геоцентрическое дипольное поле, параллельное оси вращения Земли. Я уже упоминал, что современное геомагнитное поле близко к геоцентрическому дипольному. Этот вывод основывается на данных наблюдений геомагнитных обсерваторий всего мира. Однако эти данные не охватывают полностью даже прошлое столетие. Для более ранних периодов геомагнитное поле может быть определено с помощью остаточной намагниченности пород как основополагающей характеристики. До сих пор результаты сферического гармонического анализа палеомагнитных образцов с возрастом до нескольких миллионов лет подтверждали справедливость предположения о том, что геоцентрический диполь параллелен оси вращения Земли (поле этого диполя называется геоцентрическим осевым дипольным полем). Однако у нас нет четких доказательств того, что предшествующее геомагнитное поле соответствовало, как и в случае современного, геоцентрическому диполю. Если углубляться во времени дальше нескольких десятков миллионов лет, то в действие вступают неизвестные факторы помимо остаточной намагниченности, например коровые движения, и тогда даже при устойчивости остаточной намагниченности она не может уже считаться «ископаемым остатком» древнего геомагнитного поля. Однако, предположив, что более десятков миллионов лет назад геоцентрический диполь был параллелен оси вращения Земли и используя палеомагнитные данные для реконструкции коровых движений, можно во многих случаях прийти к обоснованным геологическим выводам,

например о дрейфе континентов, который будет обсуждаться в следующем разделе. Поэтому представляется разумным принять предположение о том, что по крайней мере 200 млн. лет назад, когда начался дрейф континентов, геомагнитное поле полностью соответствовало геоцентрическому осевому диполю.

Таким образом, мы можем рассматривать геомагнитное поле в последние 200 млн. лет как созданное геоцентрическим осевым диполем. Насколько сильным было это поле? Устойчивость термоостаточной намагниченности, а также ее параллельность внешнему магнитному полю определяются тем, что ее интенсивность пропорциональна интенсивности внешнего поля. Это свойство можно использовать для оценки силы геомагнитного поля в прошлом. Вначале измеряют интенсивность остаточной намагниченности в вулканических породах, затем эти породы нагревают выше их температуры Кюри и охлаждают в современном магнитном поле. После этого измеряют интенсивность полученной искусственной термоостаточной намагниченности. Отношение между намагниченностями равно отношению интенсивностей древнего и современного геомагнитных полей. Однако в ходе этого эксперимента выявилось много практических трудностей, в частности то, что образцы при нагревании в процессе создания искусственной термоостаточной намагниченности претерпевают изменения. Для преодоления этой сложности Е. и О. Телье разработали искусный метод, известный под названием метода Телье. Не будет преувеличением сказать, что на сегодняшний день единственные представительные оценки интенсивности палеомагнитного поля были получены с помощью этого подхода. Однако заметим, что если применение метода Телье и необходимое условие, оно все же недостаточно. Таким образом, для определения интенсивности палеомагнитного поля требуется проведение чрезвычайно сложных и длительных экспериментов, которые являются малорезультативными. Кратко суммируя имеющиеся на сегодняшний день данные, можно сказать, что нет оснований предполагать значительные отклонения геомагнитного поля от современной величины ($5 \cdot 10^{-5} T$) в течение по крайней мере последних нескольких сотен миллионов лет. На рис. 4.3 показаны изменения интенсивности магнитного поля Земли за геологическое время. Данные получены с использованием термоостаточной намагниченности вулканических пород.

В противоположность этому обломки обожженной глины с возрастом около 10 тыс. лет, свидетельствующие о первых следах человеческой деятельности, напротив, предоставляют прекрасные палеомагнитные данные. Главный магнитный минерал в этом материале — гематит $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, в котором Fe более окислено, чем в магнетите, и поэтому в экспериментах по созданию искусственной термоостаточной намагниченности менее вероятно, что образцы подвергнутся термическим изменениям. На рис. 4.3, б показана кривая вариаций интенсивности геомагнитного поля, построенная с использованием в качестве образцов обожженной глины. Примечательно, что примерно 6 тыс. лет назад интенсивность геомагнитного поля была почти в два раза ниже, чем сегодня.

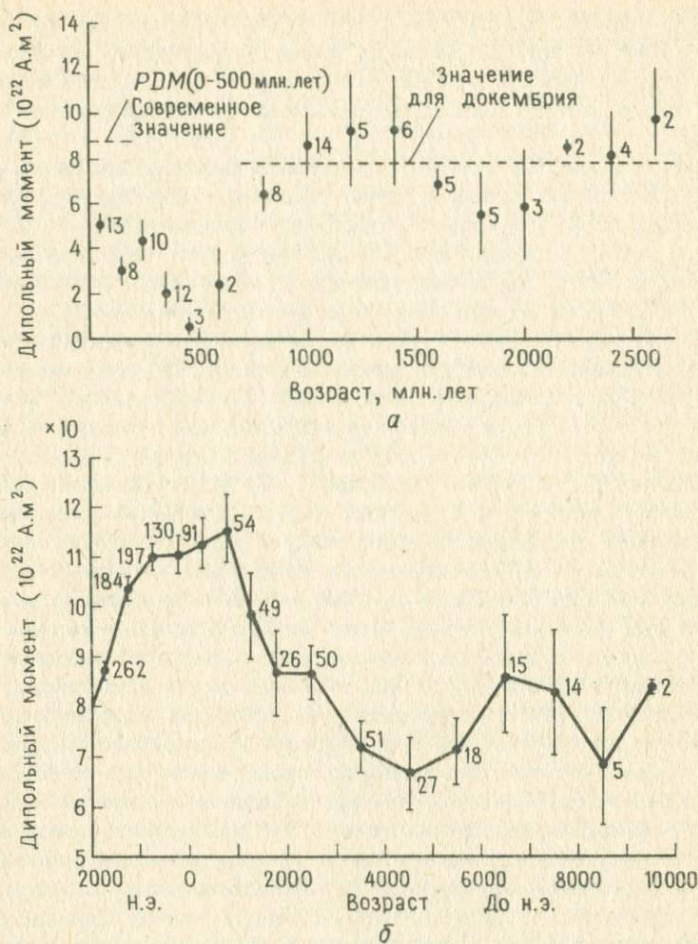


Рис. 4.3. Вариации во времени геомагнитного дипольного момента. *a* — от настоящего времени до примерно 2,7 млрд. лет назад. Штриховой линией показано среднее значение для докембрия (650 — 3000 млн. лет) и для последних 5 млн. лет; *PDM* — для палеодипольного момента. *б* — от настоящего времени до примерно 10 тыс. лет до н. э. Цифрами показаны номера используемых образцов [40].

в. Происхождение геомагнитного поля. Когда же на Земле впервые появилось магнитное поле? Согласно современной теории, магнитное поле возникает при движении жидкости внутри земного ядра. Эта теория уходит корнями в гипотезу динамо, предложенную в 1919 г. физиком-теорети-

ком Ларморов для объяснения происхождения магнитного поля Солнца. Согласно этой гипотезе, внутри Солнца циркулирует жидкость, проводящая электричество, которая при движении взаимодействует с изначальным магнитным полем, что в конце концов порождает постоянное магнитное поле. Название «динамо» было присвоено по аналогии с процессом, имеющим место в электрических динамомашинках. Движение жидкости аналогично вращению ротора, создающего магнитное поле в динамомашине. Постоянный электрический ток вызывает появление постоянного магнитного поля. Позднее Буллард и Эльзассер применили теорию динамо для объяснения происхождения геомагнитного поля; впоследствии эта идея теоретически совершенствовалась многими учеными, и на сегодняшний день это практически единственная теория о происхождении магнитного поля Земли. Хотя основные моменты теории динамо давно общепризнаны, некоторые ее детали остаются недоказанными. Особенно важен вопрос относительно источника движения жидкости внутри ядра. Одно время таким источником считали энергию радиоактивного распада U, Th и K, которые, как полагали, в известной мере содержатся в ядре. Однако многие исследователи сомневались в существовании в металлическом ядре, состоящем преимущественно из Fe и Ni, достаточного количества радиоактивных элементов для возникновения термической конвекции. В последние годы все большее признание получает теория, согласно которой движение жидкости в ядре обусловлено энергией, выделяющейся при разделении на внешнее и внутреннее ядро. По этой теории, только что сформировавшееся ядро состояло в основном из Fe и Ni и содержало около 20% легких элементов (сейчас не ясно, каких именно). Оно находилось в расплавленном состоянии, но позднее Fe и Ni конденсировались и осаждались в центре, где эти металлы затвердевали и постепенно образовывали твердое внутреннее ядро.

Опустив детали теории динамо, можно констатировать, что геомагнитное поле тесно связано с существованием ядра Земли. В этой книге мы полагали, что ядро образовалось почти одновременно с рождением Земли. Поэтому нет препятствий для того, чтобы считать геомагнитное поле возникшим на самых ранних стадиях развития планеты.

Дацитовые породы Западной Австралии, которые были изучены Макелхинни и Сенанаяке, по-видимому, образовались в раннем докембрии и, по всей вероятности, имеют первичную остаточную намагниченность. Возраст цирконов из этих пород, определенный U-Pb-методом, составил 3452 ± 16 млн. лет, что позволяет относить их к самым древним образованиям Австралии. Остаточная намагниченность имеет составляющие, которые очень устойчивы к размагничиванию как переменным магнитным полем, так и термическому; вероятно, что первичная остаточная намагниченность приобретена породами при их формировании около 3,5 млрд. лет назад. Таким образом, геомагнитное поле, по-видимому, возникло не менее 3,5 млрд. лет назад.

Самые древние на Земле породы — метаморфиты Исуа в Гренландии — характеризуются очень устойчивой и сильной остаточной намагниченнос-

тью. Однако не ясно, связана она или нет с метаморфизмом. Судя по устойчивости, она больше похожа на термоостаточную, чем на вторичную вязкую намагниченность. Если остаточная намагниченность метаморфических пород Исуа имеет первичное происхождение, это означает, что магнитное поле уже существовало 3,8 млрд. лет назад. Однако, поскольку на Земле не обнаружено более древних пород, нельзя точно установить наличие магнитного поля в более ранний период.

4.2. Спрединг, дрейф континентов и тектоника плит

После второй мировой войны в науке о Земле произошел поразительный прогресс в результате замечательных исследований коры океанов. Эти исследования способствовали появлению теории спрединга, а затем и концепции тектоники плит. Начиная с 1960-х гг. тектоника плит становится центральной темой в науке, изучающей твердую оболочку Земли, и по этому предмету было опубликовано огромное число статей. Затрагиваемая тема включает в себя большой круг проблем, и у нас нет возможности детально обсуждать все их здесь, тем более что наша цель состоит не в этом. Мы ограничимся обсуждением основополагающих аспектов тектоники плит, таких, как дрейф континентов и спрединг, и рассмотрим их с точки зрения геологии, посвященной развитию Земли в целом.

После второй мировой войны широким фронтом проводились исследования структур дна Атлантического и Тихого океанов с применением акустических и магнитных методов, причем ведущее положение в этих работах занимали США и Великобритания. Первым важным результатом этих изысканий было открытие на дне океанов гигантских горных цепей, по высоте намного превышающих любые горы на континентах. Наиболее характерный пример такой цепи — это Срединно-Атлантический хребет, расположенный более или менее в центре Атлантического океана и протягивающийся от Северного побережья Исландии на юг, к Антарктическому океану. Эти огромные горные цепи, называемые срединно-океаническими хребтами, обнаружены не только в Атлантическом, но также в Тихом и Индийском океанах; в настоящее время их считают одними из основных структур океанического дна.

Почти одновременно с открытием срединно-океанических хребтов в результате магнитных измерений на научно-исследовательских судах была выявлена еще одна интересная особенность — линейные магнитные аномалии. Этот термин в данном случае можно объяснить просто как отклонение от среднего геомагнитного поля (т. е., строго говоря, поля, принятого в качестве международного стандарта на основании данных станций наблюдения по всему миру). В большинстве океанов есть то, что называют линейными магнитными аномалиями, выражающимися в чередовании полосовых аномальных участков с прямой и обратной намагниченностью. Судя по названию, магнитные аномалии образуют четко выраженный полосчатый рисунок. Интересно также и то, что эти полосчатые структуры распространяются более или менее симметрично по обе стороны от сре-

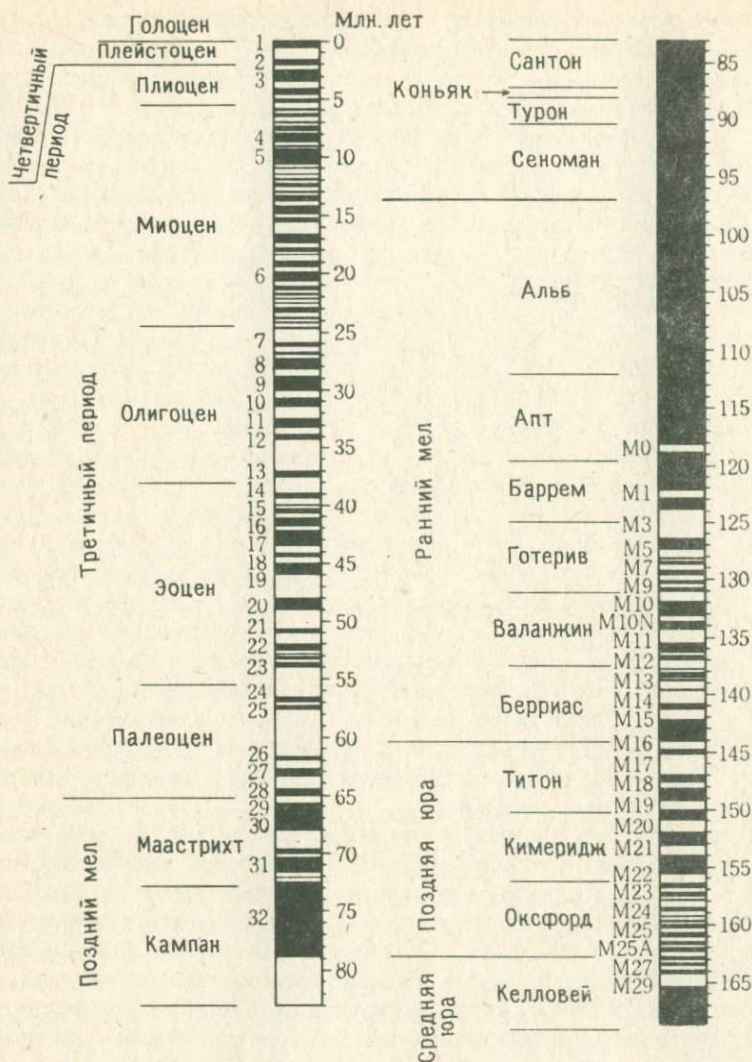


Рис. 4.4. Временная шкала прямой — обратной геомагнитной полярности. Черным цветом показаны периоды с прямой (*N*) полярностью (такая же существует в настоящее время), белым — с обратной (*R*) (по Коксу, 1982).

динно-океанического хребта. Вайн и Мэттьюз предложили следующее объяснение линейных магнитных аномалий. Магма, непрерывно изливаясь на дно вдоль оси хребта, застывает и образует океаническую кору. Внедряю-

щаяся последовательно магма отталкивает затем океаническую кору по обе стороны от хребта под прямым углом к нему. Это основной принцип теории спрединга: Застывшая на поверхности Земли магма приобретает термоостаточную намагниченность, параллельную направлению существовавшего в то время магнитного поля. Это означает, что остаточная намагниченность меняет направление в соответствии со сменой полярности геомагнитного поля. В результате океаническая кора, формирующаяся симметрично по обе стороны от оси срединно-океанического хребта, намагничивается таким образом, что получается структура, состоящая из полос со взаимно противоположным направлением намагниченности; это известная структура полосчатых магнитных аномалий. Независимо от появления теории Вайна — Мэттьюза и почти одновременно с ней Морли и Ларошель предложили такое же объяснение наблюдаемому явлению. Эта гипотеза не только дала ясный ответ на вопрос о происхождении полосовых магнитных аномалий на дне Мирового океана, но и явилась сильной поддержкой выдвинутой независимо теории спрединга, согласно которой океаническое дно формируется в срединно-океанических хребтах и движется в обе стороны от них. Следует ожидать, что возраст пород океанического дна, образующегося таким образом, будет постепенно становиться древнее по мере удаления от хребта. Это предположение полностью подтверждается значениями возраста океанической коры, определяемого по ископаемым остаткам в глубоководных осадках. Более того, путем сопоставления палеомагнитных данных и временной шкалы геомагнитного поля прямой — обратной полярности (рис. 4.4), построенной с использованием магнитных аномалий, можно определить возраст каждой магнитной аномалии. В действительности результаты магнитных измерений в океане не позволяют оценить время образования океанического дна по возрастным значениям полосовых магнитных аномалий.

Наблюдаемое систематическое увеличение возраста дна океана пропорционально расстоянию от срединно-океанического хребта настолько ясно подтверждает главные положения теории спрединга, что не остается оснований для возражений. Известны многочисленные попытки найти прямое подтверждение гипотезы Вайна — Мэттьюза. К примеру, в районе Бермудских островов непосредственно в океанической коре была пробурена скважина глубиной в несколько сотен метров и в отобранных образцах измерена остаточная намагниченность. Согласно гипотезе Вайна — Мэттьюза, следует ожидать, что океаническая кора, опробованная в одном месте, должна быть одного возраста и иметь направление намагниченности, параллельное существовавшему тогда геомагнитному полю. Однако реальные измерения не подтвердили этих предположений. Намагниченность нижней части керна была прямой, а верхней — обратной. При последующем бурении в разных точках зафиксировано много случаев, когда направление намагниченности океанической коры несколько раз менялось с глубиной. Такой характер намагниченности обычно объясняют тем, что в какой-то момент образования в срединно-океаническом хребте коры, по-видимому, однородной намагниченности полярность геомагнитного поля измени-

лась и вулканические породы, внедрившиеся в виде силлов в кору в то время, намагнитились в противоположном направлении. Тогда возникает вопрос, почему внедрение силлов происходило последовательно в течение длительного периода времени, достаточного для фиксирования нескольких инверсий геомагнитного поля, и почему первичная картина полосовых аномалий сохранилась неизменной, несмотря на широкомасштабное проявление интрузивной деятельности. По-видимому, трудно объяснить эти явления с позиций простой гипотезы Вайна — Мэттьюза.

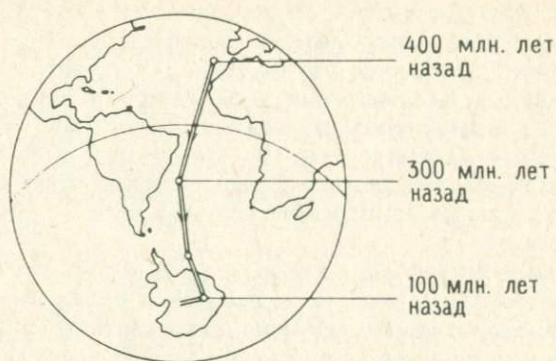
Приведем другой пример. Согласно теории спрединга, кора океана становится древнее по мере удаления от срединно-океанического хребта. Как известно, самая древняя океаническая кора установлена в районе, находящемся непосредственно к востоку от Огасавара-Марианского желоба — это наиболее удаленная от Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) часть Западной Пацифики. Ларсон детально исследовал структуры магнитных аномалий в этом районе и пришел к выводу, что они образовались в юрский период. Для подтверждения гипотезы Вайна — Мэттьюза по Международной программе глубоководного бурения (*IPOD*) были проведены работы в зоне магнитных аномалий юрского возраста, в результате чего удалось извлечь подстилающие породы с глубины примерно 1000 м. Однако образцы пород оказались намагничеными в совершенно противоположном направлении, чем предполагалось исходя из магнитных аномалий, наблюдаемых на поверхности. Удивительно также и то, что К-Аг-возраст этих образцов пород (базальта) меньше 120 млн. лет, т. е. они гораздо моложе пород юрского возраста (140 — около 200 млн. лет), который предполагался исходя из магнитных аномалий. Эти К-Аг-возрасты были получены с помощью изохроны ^{40}Ar — ^{39}Ar (см. разд. 4.4). Судя по четкости изохроны, трудно объяснить различия в возрастах ошибкой определения. Все ископаемые формы в осадках кровли подстилающего слоя моложе пород мелового периода (их возраст менее 140 млн. лет). Породы извлечены с глубины всего 1000 м, поэтому высказано предположение, что океаническая кора юрского возраста находится гораздо ниже и что вышележащий слой, вероятно, образовался при локальном подводном вулканическом извержении, проявившемся на широкой площади в значительном удалении от срединно-океанического хребта. Однако анализ нескольких структур полосовых аномалий показал, что мощность океанической коры (намагниченной), которая порождает магнитные аномалии, составляет менее нескольких километров. В таком случае трудно предположить, что магнитный силл, находящийся примерно в верхней тысяче метров магнитного слоя мощностью всего в несколько километров, имеет вторичное происхождение и не повлиял на картину магнитных аномалий. Более того, на сегодняшний день нет фактических данных, подтверждающих наличие слоя юрского возраста на глубине свыше 1000 м.

Мы привели два примера, пытаюсь найти прямые доказательства гипотезы Вайна — Мэттьюза, но они показывают, что упрощенное применение и объяснение этой гипотезы не соответствуют действительности. Теория спрединга и следующая за ней концепция тектоники плит с успехом едино-

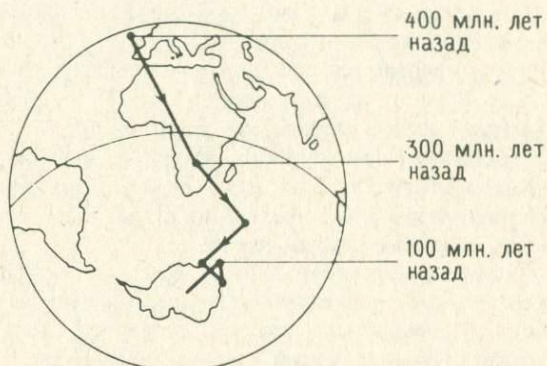
образно объясняют многие геологические явления, которые раньше мы были вынуждены истолковывать частично и порой необоснованно. Вероятно, впервые в истории геологии кажущиеся не связанными между собой явления, в особенности тектонические, объясняются с позиции одной гипотезы. Вряд ли будет преувеличением сказать, что тектоника плит раскрывает возможность качественно нового развития наук о Земле, как это было в физике в связи с появлением квантовой механики. Однако, не оспаривая основных положений теорий спрединга и тектоники плит, мы должны иметь в виду, что, когда возникает потребность интерпретировать конкретные явления на основе этих теорий, остается много нерешенных проблем. Два случая бурения дна океана, описанные выше, многие исследователи рассматривали как опровержение основных требований теорий спрединга и тектоники плит. Однако впоследствии благодаря показательным успехам тектоники плит — в других областях, не связанных с решением этих проблем, — серьезность возражений постепенно сошла на нет и сейчас, по-видимому, стерлась в памяти. Однако мы должны отдавать себе отчет в том, что до сих пор никаких определенных решений по этим проблемам не было предложено.

Хотя теория тектоники плит и предшествующая ей теория спрединга не разрешили целый ряд проблем, фактически нет оснований сомневаться в их главном содержании, которое можно считать доказанным. Самое веское подтверждение — это данные о возрасте океанической коры в зависимости от расстояния от срединно-океанического хребта. Относительное движение Американского и Африканского континентов, определенное по результатам палеомагнитных исследований, также подтверждает эту гипотезу. Палеомагнитный метод, с помощью которого делается вывод о дрейфе континентов, построен на основе четких физических законов, и по существу уже ясно, по какому логическому принципу он составлен; таким образом, это наиболее убедительный из всех геологических аргументов, и мы к нему еще вернемся.

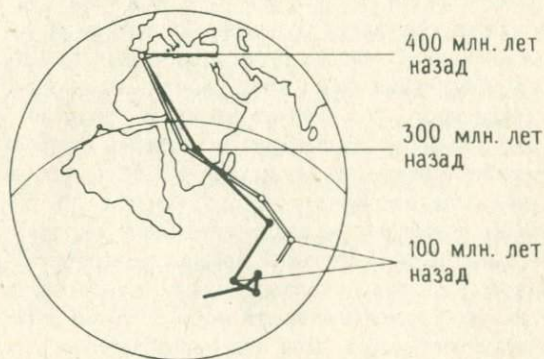
В предыдущем разделе обсуждались палеомагнитные кривые миграции полюса, составляющие наиболее важную предпосылку палеомагнитного метода. Они определены как траектории движения *VGP* по поверхности Земли. Современный *VGP* более или менее совпадает с астрономическим полюсом (т. е. осью вращения Земли), но по мере углубления в прошлое *VGP* постепенно отклоняется от него. Мы рассмотрели геомагнитное поле как поле геоцентрического диполя, при этом на поверхности Земли *VGP* образовывали траектории. Если рассматривать определенный момент времени, то соответствующий ему *VGP* находится в конкретной точке на поверхности Земли, координаты которой можно вычислить по уравнению (4.1). Поэтому кривая блуждания полюса, соединяющая найденные таким способом местоположения полюсов в хронологической последовательности, может быть построена на поверхности Земли единственным образом. В 1950-е гг. группа ученых под руководством Ранкорна отобрала образцы в Южной Америке и на Африканском континенте и на основе измерений остаточной намагниченности вывела кривую миграции полюса. На рис. 4.5



a



б



в

Рис. 4.5. Кривые миграции полюса (см. также рис. 4.2), построенные по: *a* — образцам из Африки (белые кружки) и *б* — образцам из Северной Америки (черные кружки). Обратите внимание, что обе кривые совпадали до примерно 100 млн. лет назад, когда Северная Америка подходила вплотную к Африке. *в* — по данным Крира [10].

показаны результаты этой работы, представленные Криром. К удивлению ученых, кривые, построенные по южноамериканским и африканским образцам, сильно отличаются друг от друга. Это несоответствие было особенно значительным до мелового периода. Ранкорн и его коллеги пришли к выводу, что наблюдаемое расхождение может быть обусловлено дрейфом континентов Южной Америки и Африки относительно друг друга. Они предположили, что единая истинная палеомагнитная кривая миграции полюса разделилась на отдельные кривые в связи с относительным дрейфом континентов.

Затем ученые начали произвольно перемещать эти два материка, пытаясь определить, совместятся ли две кривые в одну. На рис. 4.5, в показано, что при относительном движении обоих континентов две палеомагнитные линии миграции полюса до мелового периода почти полностью перекрываются. Еще более удивительным оказалось то, что положения континентов в это время идеально совпадают с картиной, предложенной раньше Вегенером для периода, предшествовавшего дрейфу, — береговые линии двух континентов подстраиваются друг под друга, благодаря чему образуется единая область суши, в которой выступ Южной Америки точно помещается в Африканском уступе. Однако, как видно из рис. 4.5, в, с мелового времени палеомагнитные кривые обоих материков начинают удаляться друг от друга. Это означает, что до этого периода два континента находились вместе и составляли единое целое, но затем стали расходиться, т. е. вступил в силу континентальный дрейф.

Относительное движение Южной Америки и Африки и длительность этого перемещения, определенные по палеомагнитным данным, идеально совпадают с результатами теории спрединга, полученными исходя из структур магнитных аномалий на океаническом дне и возрастов океанической коры.

В качестве более раннего примера огромного успеха палеомагнитного метода можно упомянуть развитие аккреционной тектоники, согласно которой экзотические участки суши (террейны) преодолевают большие расстояния и присоединяются к краям континентов. Некоторые исследователи даже утверждают, что формирование крупных континентальных блоков происходит главным образом путем аккреции террейнов. (Для дальнейшего ознакомления с результатами аккреционной тектоники читатели могут обратиться к великолепному обзору Джонса и др. [34].)

Судя по приведенным выше примерам, палеомагнетизм представляет замечательный способ изучения древних движений коры. Здесь мы показали, как путем сравнения кривых миграции полюса, построенных по векторам остаточной намагниченности пород, можно определить относительное перемещение материков. Для этого необходимо множество палеомагнитных данных, характеризующих длительный геологический период, но и здесь имеется некоторая неясность.

Следует отметить, что, когда для изучения тектонических движений применяются палеомагнитные методы, обычно обсуждаются только результаты сопоставления направлений остаточной намагниченности (в боль-

шинстве случаев ее горизонтальной составляющей). Остаточную намагниченность можно сравнить со стрелками, вырезанными на породах. Если направления остаточной намагниченности в двух смежных тектонических структурах, образовавшихся одновременно, не параллельны, можно сделать вывод, что эти две структуры двигались друг относительно друга. Поскольку рассматривается один и тот же момент времени, направления геомагнитных полей в расположенных рядом точках должны быть более или менее параллельны. Однако есть опасность в том, что мы последуем предыдущему примеру, в котором устанавливается континентальный дрейф, и сделаем вывод об относительном движении двух тектонических структур, наложив друг на друга направления их остаточной намагниченности. Эта опасность обусловлена тем, что если тектонические структуры перемещаются не только в горизонтальном, но и в других направлениях, например при наклонах, то в таком случае относительное движение, определенное простым наложением направлений остаточной намагниченности, не будет отражать истину. Палеомагнитный метод в примере с континентальным дрейфом при определении *VGP* позволяет использовать не только горизонтальную составляющую остаточной намагниченности, но и все три составляющие. Следует также заметить, что коровые перемещения были реконструированы при ограничительных условиях, налагаемых временными координатами траектории миграции полюса, поэтому данные по относительному движению земной коры можно считать неопровержимыми.

Если в явлении дрейфа континентов¹ едва ли можно сомневаться, то возникает вопрос: каков его источник? Принято считать, что причина этого движения — конвекция в мантии. Однако из-за сложностей определения физических свойств (особенно вязкости) в глубинах Земли до сих пор ни одна из предложенных моделей мантийной конвекции не доказана. Но в последнее время получило развитие весьма перспективное направление исследований, которые ставят своей задачей оценить вязкость мантии по последднему поднятию континентов. По воздыманию массива Северной Америки, происходящему в результате удаления покрывающей его ледовой шапки, Пелетье получил значение вязкости для всей мантии; оно равно 10^{21} Па/с. Выведенное число Рэлея (безразмерный параметр, описывающий конвективный процесс и обратно пропорциональный вязкости) убедительно показало, что в мантии должна происходить конвекция. Имея в распоряжении более точные ограничения по другим физическим свойствам мантии, а также мощный компьютер, мы в конце концов сможем описать конвекцию. Параллельно с этим направлением исследований в последние годы широкое развитие получает обсуждение движущей силы перемещения плит как тесно связанной с причиной континентального дрейфа.

¹ Сомнения в реальности континентального дрейфа появились в результате обнаружения под континентами уплотнения мантии («корней континентов»), распространяющегося до глубин 400 — 600 км. — См.: Jordan T., The deep structure of the continents. — Scientific Amer., 1979, No. 1, pp. 70 — 82. — Прим. ред.

Для объяснения движения плит были предложены следующие механизмы: 1) сила, разводящая плиты в стороны от срединно-океанического хребта; 2) сила гравитационного сползания плит к океаническим желобам; 3) мантийная конвекция. Считается, что механизм, приведенный в п. 2), наиболее мощный. Например, Уеда пришел к выводу, что движение плит происходит в результате того, что холодные и тяжелые плиты — при охлаждении на поверхности Земли мантийное вещество утяжеляется — под действием собственной силы тяжести погружаются под океанические желоба, поэтому скорость перемещения плит равна их конечной скорости свободного падения внутрь мантии под действием силы тяжести.

4.3. Обмен веществом между мантией и земной корой

Мантийный материал, внедрившийся в срединно-океанических хребтах, распространяется по обе стороны от них, формирует океаническую кору и в конце концов погружается в глубоководные желоба вдоль континентов, т. е. снова возвращается в мантию. Это погружение плит носит название субдукции. Развитие теории спрединга породило интенсивные исследования срединно-океанических хребтов. Однако систематическое изучение глубоководных желобов началось недавно. Как уже отмечалось, существуют убедительные аргументы в пользу точки зрения, согласно которой большое значение для движения плит имеют глубоководные желоба. Эти структуры представляют также большой интерес с точки зрения истории Земли, так как в них происходит обмен веществом между мантией и земной корой. Рассмотрим это явление более подробно.

После внедрения в срединно-океанических хребтах мантийный материал образует океаническую кору и в конечном итоге погружается в глубоководные желоба. Если бы процесс ограничивался только этим, это бы означало, что извлеченный из мантии материал просто возвращается обратно и не происходит никакого взаимодействия между веществом мантии и земной коры. Однако на океанической коре, возникающей в срединно-океаническом хребте и движущейся к глубоководным желобам в течение длительного времени, формируются осадки, представленные материалом суши, принесенным в море вследствие эрозии, или остатками организмов, живущих в океане. Мощность осадков на океаническом дне нарастает медленно — со скоростью несколько миллиметров за 1000 лет. Таким образом, около срединно-океанического хребта слой осадков очень тонкий, а в районе глубоководных желобов, для достижения которых океанической коре требуется более 100 млн. лет, мощность осадков составляет несколько сот метров. Если при погружении в желоб океаническая кора увлекает за собой осадки, то мантия постоянно получает новое коровое вещество, что создает важный механизм, который нельзя игнорировать при рассмотрении обмена веществом между мантией и корой. Одно время полагали, что поскольку осадки имеют меньшую плотность, чем коренные породы океана, и обладают механической мягкостью, они не будут погружаться вместе с океанической корой, а, напротив, будут соскабливаться и нагромождаться

в области суши. Известно, например, что около Мексиканского желоба структура суши — называемая аккреционной призмой — выглядит так, как будто она состоит из соскобленных и накопленных осадков. Однако исследования глубоководных желобов показали, что на суше около Марианского, Японского или Центрально-Американского желобов почти нет осадков (принесенных из океана). Полагают, что все эти осадки погружаются в мантию вместе с океанической корой. До сих пор нет убедительного ответа на вопрос о том, в связи с чем существуют два различных типа желобов: в одном случае осадки просто соскабливаются и нагромождаются в области суши, а в другом — увлекаются в мантию. По мнению некоторых ученых, желоба второго типа могут представлять интерес как возможные источники захоронения радиоактивных отходов.

Исходя из положения кривой Nd (рис. 3.3, б), построенной с использованием данных по вулканическим породам, и учитывая график $\epsilon_{Nd} - \epsilon_{Sr}$ (рис. 3.4), мы предположили (гл. 3), что нельзя не учитывать процесс возвращения вещества из земной коры в мантию. Основной механизм этого обратного течения вещества — субдукция в глубоководных желобах. Доказательство того, что осадки действительно погружаются в мантию, было получено по данным изотопного состава вулканических пород, формирующихся около глубоководных желобов. Рассмотрим, к примеру, вулканические породы острова Мартиника, расположенного в системе Малых Антильских островов. Это молодая островная дуга (образовавшаяся 0—25 млн. лет назад) в Карибском море, и полагают, что в прилегающем к ней глубоководном желобе происходит субдукция. Для рассматриваемых вулканических пород получены изотопные данные по Nd и Sr, которые представлены на рис. 4.6 в виде диаграммы $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. На эту диаграмму нанесены также данные по изотопным отношениям Nd и Sr для MORB и осадков Атлантического океана. Кривая на графике соответствует смешению вещества MORB и осадков. Этот факт можно интерпретировать как признак того, что осадки, погружающиеся вместе с плитой в близлежащий глубоководный желоб, смешались с мантийным веществом под островом Мартиника. Однако изотопные отношения Nd и Sr в вулканических породах с островов Сент-Киттса, Статиа и Редонда, находящихся на некотором удалении от острова Мартиника, почти такие же, как в MORB, хотя эти острова тоже расположены в системе Малых Антильских островов. Это наблюдение говорит о том, что даже в одном и том же желобе осадки погружаются неравномерно. Без сомнения, субдукция здесь отражает локальные геологические структуры.

В последние годы комбинированное использование ускорителей и масс-спектрометров позволило очень точно измерять изотопные отношения легких элементов, таких, как Be и C. С помощью этих новых аналитических методов были определены ничтожно малые количества ^{10}Be в вулканических породах, что свидетельствует о субдукции осадков. ^{10}Be распадается (период полураспада равен 1,6 млн. лет) с образованием ^{10}B . ^{10}Be непрерывно образуется в верхних слоях атмосферы под воздействием космического излучения, затем попадает на Землю, где в конце концов распадается

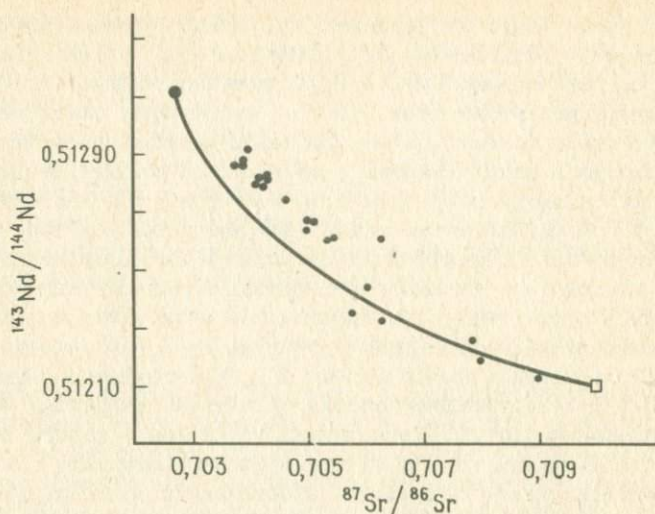


Рис. 4.6. Диаграмма $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Данные по океаническим базальтам (мелкие кружки) располагаются приблизительно на кривой смешения MORB (крупный кружок) с осадками океана (квадрат) [11].

и исчезает. Мы уверенно можем игнорировать содержание ^{10}Be в мантии. Следовательно, если ^{10}Be обнаружен в вулканических породах, это означает, что его образование произошло в верхних слоях атмосферы, после чего он попал на Землю, где каким-то образом был захвачен эффузивами. Браун с коллегами измерял содержание ^{10}Be в вулканических породах островных дуг — Алеутской, Центрально-Американской, Андской, Японской и Марианской; полученные результаты свидетельствуют о значительных содержаниях этого элемента. Трудно объяснить такое количество ^{10}Be факторами, подобными загрязнению вулканических пород дождевой водой после извержения, поэтому Браун с коллегами сделал вывод, что сама магма первоначально содержала ^{10}Be . Они объяснили это явление следующим образом: ^{10}Be возник в верхних слоях атмосферы, попал на Землю и проник в мантию вместе с глубоководными осадками через желоб. Все образцы, в которых были установлены значительные содержания ^{10}Be , представляли собой вулканические породы островных дуг, что некоторым образом подтверждает выдвинутую гипотезу. В вулканитах, сильно удаленных от глубоководного желоба, ^{10}Be по существу не обнаружен, и это другое доказательство теории, связывающей наличие ^{10}Be в эффузивных породах с субдукцией осадков в глубоководных желобах. С другой стороны, большинство образцов вулкаников Анд, Японии и Марианских островов (хотя эти структуры и принадлежат к зонам субдукции) содержат почти такое же количество ^{10}Be , как и породы из районов, не относящихся к этим зонам. Таким

образом, становится ясной зависимость между аккреционными призмами (их отсутствие указывает на наличие субдукции осадков), а также другими структурными характеристиками субдукции и содержанием ^{10}Be в вулканических породах.

При субдукции осадки увлекаются в мантию. Тем временем дно океана, формирующееся в срединно-океаническом хребте, в конце концов достигает глубоководного желоба после длительного промежутка времени. В течение этого периода донные породы постоянно контактируют с морской водой, что приводит к их изменению. Так, преобразованный в результате взаимодействия с морской водой базальт содержит в 10 раз больше воды ($\text{H}_2\text{O} = 1 - 2\%$ по массе) по сравнению с базальтом, только что излившимся в срединно-океаническом хребте. Когда этот измененный базальт субдуцирует, в мантию поступает также значительное количество воды. Ито с коллегами пришел к выводу, что объем воды, проникающей в мантию вместе с эродированной океанической корой, намного больше того количества, которое мантия поставляет в земную кору в результате вулканической деятельности и с горячими источниками. Ито с коллегами оценил это количество воды, исчезающее в мантии, в $(1,2 - 11) \cdot 10^{14}$ г/год. Если верхняя предельная цифра верна, то «исчезнувшая» вода составляет значительную часть современного количества воды (около $1,4 \cdot 10^{24}$ г). Этим можно объяснить существенное понижение уровня океана (регрессию моря) начиная с мелового периода вплоть до настоящего времени, на что указывают многие геологи.

4.4. Геохронология

Для геологической науки, изучающей твердую оболочку Земли, XX век ознаменовался развитием двух революционных направлений. Одно из них — это тектоника плит, возникшая из теории спрединга и описанная в предыдущем разделе. Другое представляет собой разработку методов геологического датирования с использованием изотопных отношений радиоактивных элементов, что позволяет определять основополагающую величину в геологической науке — абсолютный возраст. В предисловии отмечалось, что большинство явлений, изучаемых геологической наукой, стало ощутимым спустя очень длительное время. Полное осознание многих геологических событий смогло произойти только после исследования их изменений во времени. Следовательно, создание временной шкалы для этих явлений — основная задача геологии. Вплоть до XX в. исследователи располагали фактически единственной шкалой, построенной по ископаемым остаткам. Однако с геологической точки зрения появление ископаемых организмов — сравнительно «недавнее» событие, произошедшее только в последнюю часть истории Земли. Более того, по ископаемым остаткам можно определить лишь относительный возраст. Поэтому ученые давно мечтали о возможности установить абсолютный возраст геологических явлений — в особенности горных пород. Открытие Беккерелем в 1896 г. природной радиоактивности и обнаружение в 1898 г. М. и П. Кюри радиоак-

тивного элемента радия были первыми шагами на пути осуществления этой заветной мечты. Обратив внимание на то, что радиоактивный распад происходит строго с постоянной скоростью и что такие элементы, как U и Th, имеют большой период полураспада с точки зрения геологического времени, Резерфорд в 1905 г. высказал предположение, что эти элементы могут выступать в роли «часов», измеряющих абсолютное геологическое время. В дальнейшем многочисленные эксперименты показали, что радиоактивный распад происходит строго в соответствии с законом:

$$\begin{aligned} dN/dt &= -\lambda N, \\ T_{1/2} &= \ln 2/\lambda. \end{aligned} \quad (4.2)$$

В уравнении (4.2) λ и $T_{1/2}$ обозначают соответственно константу распада и период полураспада, N — количество атомов радиоактивного элемента, а t — время. На константу распада не влияют ни физические условия — высокие температуры и давление, — ни химическое состояние вещества (например, тип соединения). Таким образом, эта величина даже для пород, находящихся в различных экстремальных условиях — при высоких температурах или под большим давлением в глубинах Земли, а также подверженных химическим преобразованиям — выветриванию и тому подобным явлениям, остается постоянной и может быть использована в качестве надежных геологических часов.

Существует много разных методов радиологического датирования, которые применяются для различных целей и используют такие пары элементов, как K — Ar, U — Pb, Rb — Sr, Sm — Nd, Lu — Hf и ^{14}C . Рассмотрим принципы и характеристики некоторых из этих методов. В последние годы сложность измерения абсолютного возраста с помощью изотопов заметно возросла и изотопы становятся даже более загадочными для тех, кто с ними не работает непосредственно. Развитие экспериментальных методов требует повышения точности опытов, хотя в некоторых случаях высокая точность не обязательно приводит к более правильному определению возраста геологического события. Для того чтобы экспериментально получить действительно значимые величины для возрастов, кроме точности определения необходима правильная оценка этих данных.

Начнем обсуждение с K-Ar-метода, который развивался первым. В природе известны три изотопа K: ^{41}K (6,88%), ^{40}K (0,0118%) и ^{39}K (93,10%). ^{40}K — единственный изотоп, который претерпевает радиоактивный распад с образованием двух элементов — ^{40}Ca (около 90%) и ^{40}Ar (около 10%). Обозначим соответствующую этому процессу общую константу распада через $\lambda = \lambda_c + \lambda_\beta$. Величина $R = \lambda_c/\lambda_\beta$ называется побочным отношением. Введем ось времени, где в настоящее время $t = 0$ и отсчет ведется в обратном направлении. Такой метод определения оси времени обычно используется в геохронологии. Если обозначить индексом p современную величину, то значение ^{40}K t лет назад будет равно $(^{40}\text{K})_p e^{\lambda t}$ и количество распавшегося за t лет элемента составит

$$(^{40}\text{K})_p e^{\lambda t} - (^{40}\text{K})_p = (^{40}\text{K})_p (e^{\lambda t} - 1).$$

В результате этого распада получаются ^{40}Ca и ^{40}Ar . Поскольку содержания этих элементов пропорциональны их константам распада, а также λ_c и λ , то

$$^{40}\text{Ar} = \frac{\lambda_c}{\lambda} (^{40}\text{K})_p (e^{\lambda t} - 1).$$

Из этого уравнения можно найти t :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{\lambda}{\lambda_c} \frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}} \right]. \quad (4.3)$$

Уравнение (4.3) — основное выражение К-Аг-метода определения возраста. Применим это уравнение к конкретному примеру. Предположим, что лавы излились на поверхность и затвердели t лет назад. При извержении газовые компоненты должны были улетучиться из магмы, поэтому можно допустить, что ^{40}Ar тоже был удален. (Это допущение не всегда правомерно.) После того как порода закристаллизовалась, газ уже не улетучивается, и ^{40}Ar , возникший при распаде ^{40}K , весь сохраняется в породе. В уравнении (4.3) значение ^{40}Ar соответствует накопленному таким образом элементу. Зная содержание ^{40}Ar и ^{40}K в вулканических породах, можно по уравнению (4.3) определить время извержения. Таков основной принцип К-Аг-метода.

Главное достоинство К-Аг-метода — его широкая применимость. К присутствует почти во всех типах пород. Более того, период полураспада ^{40}K всего 1250 млн. лет; это меньше, чем у других долгоживущих изотопов (например, ^{87}Rb и ^{147}Sm), используемых для датирования, но сопоставимо с возрастом Земли. Таким образом, этот метод можно применять при датировании любого геологического объекта, а возможный диапазон колебаний возраста составляет 10^4 — 10^9 лет (в зависимости от содержания К). Фактически это единственный метод для определения возраста базальтов, которым менее 10 млн. лет. Поэтому при датировании океанической коры, состоящей в основном из базальта, следует использовать главным образом К-Аг-метод. Недостаток последнего заключается в том, что аргон — газ и легко улетучивается из пород. Из-за потерь Аг величина К-Аг-возраста иногда оказывается завышенной по сравнению с истинной. Потеря Аг наблюдается в определенных минералах и связана с процессами выветривания; поэтому, если внимательно отбирать образцы для анализа, можно в какой-то степени избежать трудностей, связанных с этим явлением. Меньше всего Аг улетучивается из амфибола, за ним следует мусковит и биотит; полевые шпаты плохо удерживают Аг и поэтому непригодны для этого метода датирования.

Когда исследуемые образцы представляют собой очень молодые образования или содержат чрезвычайно мало К, следует убедиться в том, что весь содержащийся в них ^{40}Ar связан с распадом ^{40}K . В таких образцах мало радиогенного ^{40}Ar , поэтому если в них есть хотя бы мизерное количество унаследованного ^{40}Ar , его нельзя не принимать во внимание. В таких породах часть ^{40}Ar , которая совершенно не связана с процессом распада

К, называется избыточной. Для того чтобы исключить влияние избыточного ^{40}Ar и получить достоверный К-Аг-возраст, можно применить более сложные методы, например К-Аг-изохронный или ^{40}Ar - ^{39}Ar -метод. Здесь мы не будем останавливаться на этом вопросе.

Rb-Sr-метод использует радиоактивный распад ^{87}Rb , при котором образуется ^{86}Sr ($\lambda = 1,421 \cdot 10^{-11}$ лет, $T_{1/2} = 4,88 \cdot 10^{10}$ лет); возраст t может быть найден таким же образом, как и в К-Аг-методе, путем замены ^{40}K , ^{40}Ar и λ_e в уравнении (4.3) на соответственно ^{87}Rb , ^{87}Sr и λ . Однако в этом случае Sr — твердый, а не газообразный элемент. Следовательно, даже если вулканическая порода кристаллизуется из магмы, в расплаве уже содержится некоторое количество Sr, которое будет захвачено породой. Таким образом, измеряемый в образце Sr состоит из радиогенного ^{87}Sr , возникшего при распаде ^{87}Rb после затвердевания породы, и ^{87}Sr , унаследованного от магматического резервуара (этот ^{87}Sr называется первичным и обозначается $(^{87}\text{Sr})_0$). Поэтому для определения возраста t необходимо отделить от измеренного ^{87}Sr ту его часть, которая имеет радиогенное происхождение (мы будем распознавать их по индексам). Эта задача выполняется с помощью очень простого подхода — метода изохрон. Характерные его особенности были описаны в гл. 2, где в качестве примера рассматривалось датирование метеоритов, поэтому здесь мы не будем повторяться.

Применение Rb-Sr-метода более ограничено, чем К-Аг-метода. Это связано с периодом полураспада ^{87}Rb , который почти в 50 раз больше, чем у ^{40}K ; кроме того, содержание его в породах составляет почти сотую долю от калиевого. Но хотя Rb-Sr-метод уступает калий-аргоновому по широте применения, у него есть большое преимущество, которое отсутствует у К-Аг-метода. Обычно Rb-Sr-возрасты определяют по изохроне. Если экспериментальные данные располагаются на одной линии на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, то тангенс угла наклона этой прямой будет соответствовать возрасту образца (гл. 2). Предположим, что в результате различных нарушений геологических условий произошел обмен Rb и Sr между породой и внешней средой. С помощью Rb-Sr-метода было бы невозможно определить истинное значение возраста таких образцов. Если бы действительно были проведены эксперименты с образцами, претерпевшими подобные изменения, и полученные результаты нанесены на диаграмму, то прямой линии, т. е. изохроны, не получилось бы. Другими словами, линейность изохроны сама по себе гарантирует истинность определенных возрастов. Методу датирования как бы свойствен внутренний контроль, определяющий значение результатов эксперимента. Для того чтобы глубже понять этот вывод, посмотрим на К-Аг-метод с другой стороны. Предположим, что он применен к породам, потерявшим часть ^{40}Ar в результате термального метаморфизма или других изменений. Если измерены содержания ^{40}Ar и ^{40}K , то «возраст» можно вычислить по уравнению (4.3). Однако независимо от точности определения ^{40}K и ^{40}Ar найденный таким образом возраст t — это только теоретическая величина, не имеющая отношения к истинному возрасту породы. Обычно трудно оценить, что представляла собой вычисленная величина — теоретическое значение или дей-

ствительно искомый возраст. Для того чтобы преодолеть эту неопределенность, в последнее время предпринимаются попытки использовать изохроны в К-Аг-методе по аналогии с рубидиево-стронциевым. Широкое применение нашел также ^{40}Ar - ^{39}Ar -метод как разновидность калий-аргонового. Оба этих подхода включают в себя эксперименты, которые намного сложнее и тоньше, чем в простом К-Аг-методе; однако можно считать, что результаты, получающиеся при этом, имеют более четкий геологический смысл.

Достоинства Rb-Sr-метода становятся еще очевиднее в случае анализа метаморфических пород. Последние возникают, когда исходные для них породы, например граниты или вулканы, претерпевают метаморфические преобразования. Метаморфизм — это твердофазовые реакции, поэтому перекристаллизация слагающих породы минералов происходит без плавления путем диффузии ионов. Следовательно, минералы, составляющие метаморфическую породу, образовались в ходе этих превращений. Если при датировании с помощью К-Аг-, Rb-Sr- и подобных им методов в качестве образцов использовать извлеченные из метаморфических пород минералы, то найденный возраст будет указывать на время метаморфизма. Рассмотрим теперь случай, когда вся метаморфическая порода выступает в роли датируемого образца. Поскольку реакции при метаморфизме твердофазовые, порода не подвергалась плавлению, как вулканическая. Перемещения атомов в твердом теле происходят в этом случае за счет диффузии и не превышают по величине размеров кристаллов в отсутствие флюидов. Таким образом, если рассматривать метаморфическую породу в целом, то можно считать, что образец размером в несколько десятков сантиметров представлял собой при метаморфизме закрытую систему, т. е. по сравнению с количеством атомов в этом образце притоком и выносом элементов можно пренебречь. Теперь рассмотрим условия, необходимые для радиологического датирования. Часы радиоактивного распада начинают отсчет времени с того момента, когда система становится закрытой для радиоактивных элементов и продуктов их распада. Если в системе выполнялось условие замкнутости вплоть до сегодняшнего дня, то радиологический возраст образца характеризует промежуток времени между становлением закрытой системы и настоящим моментом. Следовательно, если взять в качестве образца достаточно крупный кусок метаморфической породы (размером в несколько десятков сантиметров), то, по-видимому, можно определить возраст исходной для нее породы. Опубликованы многочисленные результаты Rb-Sr-датирования метаморфических пород, причем отдельно определялись возраст метаморфизма и возраст исходной породы (в данных примерах гранита). Один пример продемонстрирован на рис. 4.7 — это классическая работа Лонга по использованию Rb-Sr-метода для метаморфической породы из Шотландии. Когда была построена Rb-Sr-изохрона по извлеченным из породы мусковиту, биотиту и калиевому полевоому шпату, возраст составил 412 ± 5 млн. лет (на рис. 4.7 показано сплошной линией). Изохрона для породы в целом (без разделения ее на минералы) дала возраст 560 ± 10 млн. лет. Интерпретация этих данных та-

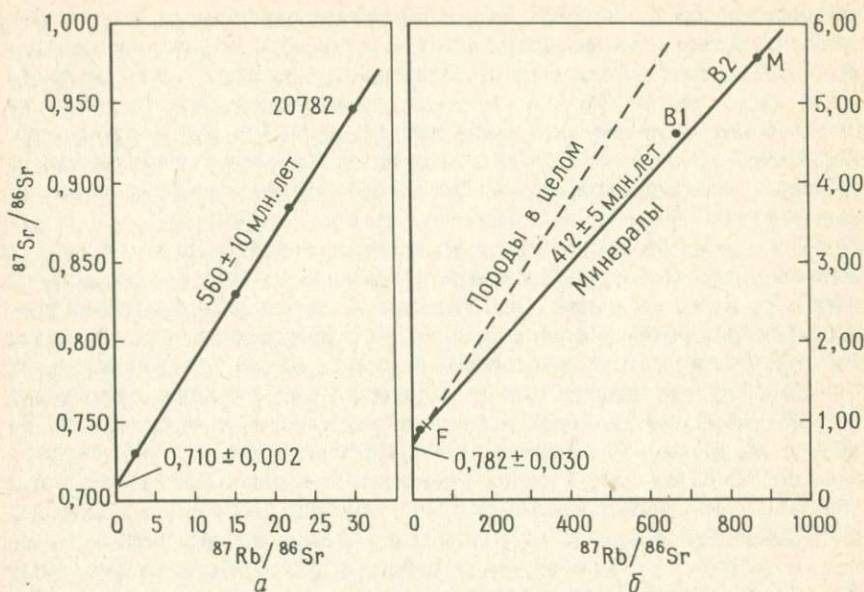


Рис. 4.7. Графики Rb-Sr-изохроны для: а — пород в целом и б — отдельных минералов. Образцы взяты из комплекса Карн-Чиннег (Шотландия). Штриховая линия на графике б — изохрона для породы в целом. Показаны также начальные величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [39].

кова: исходный гранит внедрился 560 млн. лет назад, позже (412 млн. лет назад) он претерпел метаморфизм, в результате которого образовалась порода, существующая в настоящее время (комплекс Карн-Чиннег). Возраст, определенный по извлеченным из породы минеральным фазам, называется возрастом минералов, а тот, который был найден для самой породы, — возрастом породы в целом.

Выше уже говорилось, что два возраста, определенные для метаморфической породы, характеризуют соответственно время метаморфизма и время образования исходной породы. Однако в отличие от Rb-Sr-метода результаты K-Ar-датирования минералов и пород в целом невозможно различить. Это происходит оттого, что Ar — газ, который легко улетучивается при метаморфизме — твердофазовом преобразовании породы без плавления — в результате изменения термического режима, нарушая таким образом условия замкнутости системы. Когда K-Ar-метод применяют к метаморфическим породам, получают только время метаморфизма независимо от того, что представлял собой используемый образец — породу в целом или минералы.

Мы обсудили важную особенность Rb-Sr-метода, которая состоит в воз-

возможности установить не только возраст метаморфических пород, но и время образования исходной породы, — такой особенностью не обладает K-Ar-метод. Эта возможность обусловлена тем, что радиоактивный элемент Rb и его дочерний изотоп Sr находятся в твердом веществе; поэтому если в качестве образца выбрать достаточно большой кусок породы (размером в несколько десятков сантиметров), то его можно рассматривать как закрытую систему даже во время метаморфизма. Мы вправе ожидать, что эта же особенность присуща и другим методам, использующим системы с твердыми фазами: Sm — Nd или Lu — Hf. В частности, в системе Sm — Nd оба элемента относятся к группе редких земель и очень близки по химическим свойствам. Следовательно, если они и подвергнутся каким-либо внешним воздействиям, например метаморфизму или выветриванию, то произойдет слабая дифференциация элементов и Sm-Nd-отношение не изменится существенно во время этих превращений. Даже если предположить, что порода претерпела изменение, в результате которого нарушилось условие замкнутости системы и часть Sm и Nd была удалена из породы, то, пока сохраняется постоянное отношение Sm/Nd, влияние на величину Sm-Nd-возраста будет незначительным. Вышесказанное можно легко понять исходя из того, что радиологический возраст t в данном случае обозначается в виде $^{143}\text{Nd}^*/^{147}\text{Sm}$ -отношения (звездочка указывает на радиогенное происхождение). Некоторые исследователи заявляют, что благодаря этому эффекту Sm-Nd-часы можно использовать для выявления более отдаленных событий, нежели образование исходных пород метаморфических комплексов, например для определения времени обособления современной мантии первичной Земли. Как уже указывалось, и Sm, и Nd — редкоземельные элементы с очень близкими химическими свойствами, поэтому даже при различных геологических преобразованиях они нелегко разделяются химически и Sm-Nd-отношение варьирует незначительно. Следовательно, естественно предположить, что, когда метеориты и планеты отделились от Солнечной туманности, сильного изменения Sm-Nd-отношения не произошло и все эти небесные тела имеют одинаковое его значение. Изучение Sm-Nd-системы в вулканических и интрузивных породах показало, что породы, возраст которых превышает 2 млрд. лет, имеют почти такое же Sm-Nd-отношение, как и метеориты, но в породах более молодого возраста эта величина постепенно отклоняется от метеоритной (рис. 3.3, б). По мнению многих ученых, этот факт свидетельствует о том, что обособление мантии произошло примерно 2 млрд. лет назад. Этот вопрос уже обсуждался в гл. 3.

Рубидиево-стронциевый и самарий-неодимовый методы позволяют не только определять возраст породы по углу наклона изохроны, но и предоставляют еще очень важную информацию о происхождении пород — начальные величины отношений Sr и Nd, которые наглядно выражаются точкой пересечения изохроны с осью у (рис. 2.7) и обычно обозначаются $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и $(^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd})_0$. Рассмотрим это для Rb-Sr-метода. В гл. 3 отмечалось, что Rb легче концентрируется в земной коре, чем Sr. Поэтому полагают, что коровое отношение Rb/Sr более чем в 10 раз превышает

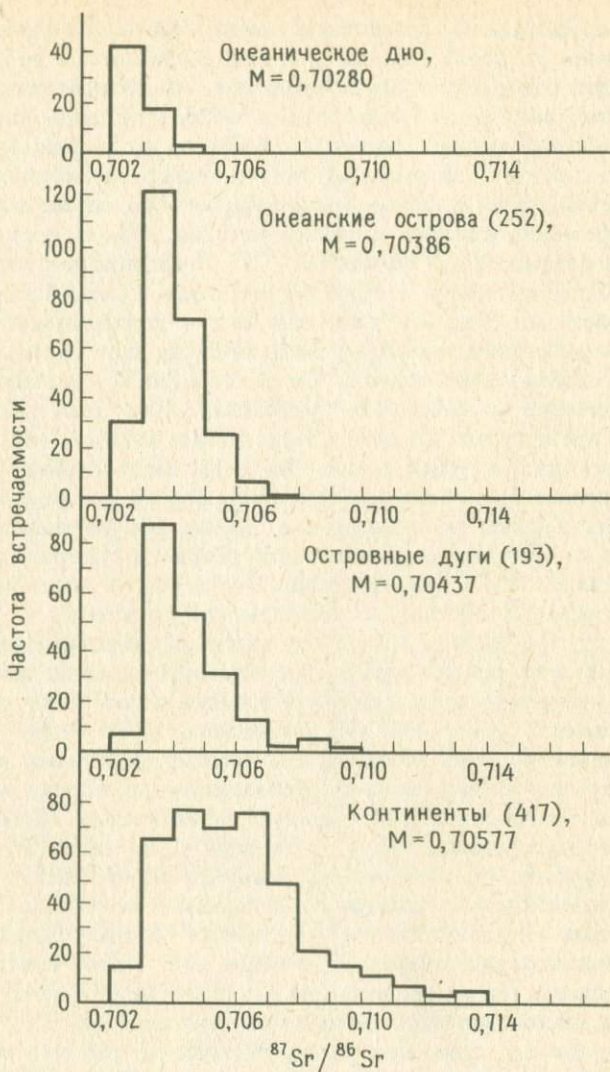


Рис. 4.8. Гистограммы отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в молодых вулканических породах различных геологических структур. M — среднее арифметическое, цифры в скобках — число использованных образцов (по Фору, 1977).

мантийное. Следовательно, вещество коры характеризуется большим отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем вещество мантии. Величина $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, определенная по Rb-Sr-изохроне, — это отношение, присущее веществу, окружавшему по-

роду при ее формировании. Поэтому начальное изотопное отношение Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ в породе и величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, характерная для материала, в котором порода рождалась, должны быть равны. Если порода образовалась в земной коре, ее отношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ будет иметь характерное для коры высокое значение, а в породах — дериватах мантии — это отношение будет в целом низким. Таким образом, начальное отношение изотопов Sr — исключительно важная величина, если речь идет о таких проблемах, как происхождение вещества, в частности о мантийной или коровой природе пород. В качестве примера на рис. 4.8 показаны $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношения для различных пород. Молодые вулканы, только недавно выплавленные из мантии, в частности MORB, и расположенные в областях с тонкой земной корой, где контаминация коровым материалом незначительна, характеризуются мантийным значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которое намного ниже, чем в других коровых породах, обычно имеющих более высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Таким образом, величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ эффективно используется для отличия мантийного вещества от корового и играет большую роль в петрологических исследованиях.

После того как в 1950-е гг. был выдвинут метод радиологического датирования, разработки в области сверхвакуумных методик и электроники привели к быстрому возрастанию точности измерений, а также к удивительной простоте и скорости выполняемых операций. Радиологическое датирование находит широкое применение как основополагающий метод геологических исследований. За последние 30 лет выполнено так много определений абсолютного возраста, что сейчас практически нет крупной структуры, которая не была бы датирована. Однако, несмотря на большое количество результатов, до сих пор самым древним веществом коры остается метаморфический комплекс на западном побережье Гренландии, данные о возрасте которого (3800 млн. лет) опубликованы более 15 лет назад. Эта цифра на 700 млн. лет меньше, чем возраст Земли. На данном этапе не решен вопрос, свидетельствует ли этот факт о том, что 3,8 млрд. лет назад земная кора еще не существовала, или же более древние породы все-таки где-то существуют, но пока не обнаружены.

Недавняя геотермическая история позволяет предположить, что температура во внешней части первичной Земли была близка к точке плавления и, видимо, на ранних стадиях развития Земли кора действительно претерпела интенсивное термическое преобразование; поэтому возможность для становления стабильной коры появилась не раньше, чем примерно через 700 млн. лет после рождения планеты. Согласно третьей точке зрения, древняя земная кора практически полностью разрушилась под воздействием метеоритов, которые падали на Землю, как это, без сомнения, происходило на Луне примерно 4 млрд. лет назад, в результате чего там даже сейчас наблюдаются кратеры — следы их падения.

Совсем недавно Компстон с коллегами использовал U-Pb-метод датирования для цирконов метаморфизованных осадочных пород, отобранных в Маунт-Нарриере (Западная Австралия), и получил возраст 4,1 — 4,2 млрд. лет. Это может означать, что вблизи Маунт-Нарриера есть породы, обра-

зовавшиеся около 4,1 — 4,2 млрд. лет назад. Интересно проверить, совпадает ли этот возраст с измеренным Sm-Nd- или Rb-Sr-методом.

Насколько можно судить по выходящим на поверхность породам, самая древняя кора имеет возраст около 4 млрд. лет, т. е. она значительно моложе самой Земли. Такой же вывод был сделан в гл. 3 при обсуждении развития мантийно-коровой системы. Изотопные отношения Nd для вулканических и других пород свидетельствуют в пользу того, что разделение мантии и земной коры, по-видимому, началось между 3 и 4 млрд. лет назад. Точное время образования земной коры пока не определено, не решен также вопрос о том, различалось ли это время в разных регионах, но, по всей вероятности, земная кора сформировалась вскоре после рождения Земли.

Глава 5

ЧЕЛОВЕК И ГЕОИСТОРИЯ

Люди живут на Земле уже более миллиона лет. Человек и большинство животных могут существовать только в крайне ограниченных природных условиях. Кислород — необходимый элемент для жизнедеятельности человека и других форм жизни — составляет примерно 21% общего объема современной атмосферы. Если его количество будет ниже 15%, то человечеству станет трудно поддерживать жизнь на Земле. С другой стороны, некоторые ученые отмечают, что если содержание кислорода возрастет до 30%, на Земле возникнут великие пожары. Только в условиях такого ограниченного баланса человечество может жить. Но этот баланс не постояен, а непрерывно изменяется в течение геологической истории, как неоднократно подчеркивалось в этой книге.

Изменения в природе не ограничиваются событиями, которые происходят постепенно за длительный промежуток времени в соответствии с ходом развития Земли. Существуют геологические свидетельства катастрофического переворота в естественной среде обитания, произошедшего, например, около 65 млн. лет назад (в конце мелового периода) и уничтожившего 70% всего живого на Земле. В последние годы все большее признание получает точка зрения, согласно которой такое крупномасштабное уничтожение жизни было вызвано ударом болида (гигантского метеорита).

В связи с изменением окружающей среды самой основе существования человечества и других форм жизни могут угрожать не только внешние факторы типа ударов болидов. В XX столетии, особенно во второй его половине, огромных размеров достигло потребление горючих ископаемых как источников энергии; это показало, что жизнь и деятельность человека существенно влияют на ход дальнейшей эволюции Земли. Мировое потребление энергии в 1980 г. оценивается приблизительно в $5 \cdot 10^{12}$ Вт. Это колоссальное количество эквивалентно двадцатитысячной доле общей энергии, получаемой планетой от Солнца (около 10^{17} Вт на главное поперечное сечение Земли). До начала потребления человечеством горючих ископаемых развитие Земли на протяжении 4,5 млрд. лет продолжалось совершенно независимо от жизни и деятельности человечества. Однако в последней половине XX в. производимая человеком энергия достигла масштабов, сравнимых с энергией Солнца, и развитие Земли в будущем неизбежно связано с влиянием человеческой деятельности. Тенденция увеличения CO_2 в атмосфере — естественное следствие огромного потребления горючих ископае-

мых. По мнению специалистов, это возрастание окажет заметное влияние на климат планеты.

В этой главе обсуждаются такие события в истории Земли, как падение метеоритов и происходящая в природных условиях цепная реакция расщепления урана. Может показаться, что эти события достаточно необычны, однако мы увидим, как тесно они связаны с проблемами глобального изменения климата (вследствие увеличения CO_2 в воздухе) или с размещением опасных для жизни радиоактивных отходов. Все это может привести в ближайшем будущем к губительной катастрофе, если не принять срочно быстрых и эффективных мер. Мы поговорим также о том, как в результате изучения двух событий в прошлом были намечены пути решения опасных проблем, вставших сегодня перед всем миром. В этом заключается другая сторона геистории помимо ее чисто научного интереса.

5.1. Удары болидов: массовое исчезновение жизни?

а. К-Т-граница. Граница (известная под названием К-Т-раздела) между мезозойской (240 — 65 млн. лет назад) и кайнозойской (65 млн. лет назад до наших дней) эрами характеризуется массовым исчезновением жизни. Установлено, что в меловом периоде (65 млн. лет назад), т. е. на границе мезозойской и кайнозойской эр, более 70% видов организмов, существовавших в то время, исчезло. В этот же период перестали полностью существовать и гигантские рептилии — динозавры, расцвет которых приходился на мезозойскую эру и которые были символом той эпохи. Массовое исчезновение жизни не ограничилось вымиранием крупных земных существ — динозавров и летающих рептилий. Аммониты и двустворчатые, даже зоо- и фитопланктон, тоже не избежали исчезновения. Что же привело к такому массовому вымиранию в конце мелового периода? В свое время Альварес с коллегами обнаружил аномально высокое содержание Ir в осадочных породах мелового — третичного возраста, развитых в районе Губбио (Северная Италия); это открытие вызвало новое обсуждение интересующего нас вопроса, которое вылилось в крупную дискуссию между геологами.

Ir вместе с платиной и осмием относится к платиновой группе элементов. В земной коре иридия, так же как и платины, очень мало (примерно $0,1 \text{ млрд}^{-1}$), т. е. он действительно оправдывает свою принадлежность к «редким металлам». Однако метеориты содержат в 1000 раз больше Ir , чем породы коры. Поскольку Ir — нелетучий элемент, его количество в Земле в целом должно быть таким же, как в метеоритах (разд. 3.2). Исключительно низкое содержание Ir в породах коры по сравнению с метеоритами объясняется его сидерофильными свойствами, т. е. большим химическим сродством к железу; поэтому основная часть Ir , так же как и других сидерофильных элементов, находится в металлическом ядре. Альварес с коллегами отобрал образцы из осадочного слоя в районе Губбио (Италия), который считается стратиграфическим горизонтом, маркирующим границу мелового и третичного периодов, и проанализировал их на Ir . Ниже этого стратиграфического горизонта содержание Ir было меньше

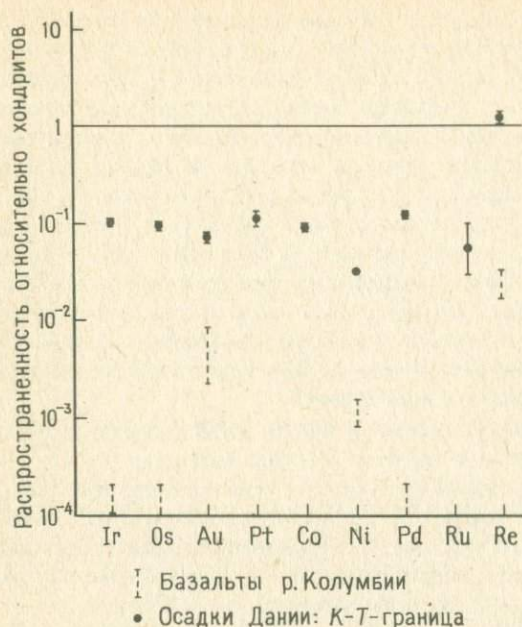


Рис. 5.1. Концентрации благородных металлов на границе меловой и третичной систем в глинах Дании (черные кружки) и в базальтах реки Колумбии (штриховые линии). Концентрации нормированы по хондритам C1 [18].

1 млрд⁻¹, а на участке, соответствующем этому горизонту, оно достигало нескольких десятков частей на миллиард.

До этого открытия некоторые исследователи считали, что массовое исчезновение жизни на границе мелового и третичного периодов вызвано внеземными объектами, например метеоритами, столкнувшимися с Землей. Однако конкретных свидетельств в пользу этой гипотезы не было. Открытие Альваресом с коллегами аномальной концентрации Ir на границе мелового и третичного периодов способствовало тому, что эту гипотезу стали рассматривать как вполне реалистичный и убедительный аргумент. С тех пор иридиевые аномалии были обнаружены в осадках Дании и Испании, а также в Тихом и Атлантическом океанах, после чего их стали считать глобальным явлением. Кроме того, повышенные содержания Co, Os и Pt, которые тоже концентрируются во внеземном веществе, были определены в этом пограничном слое. В качестве одного из примеров на рис. 5.1 приводятся результаты, полученные для К-Т-границы в Дании, изучавшейся Га-напати.

Как видно из рис. 5.1, содержание таких элементов, как Ir и Os, здесь

в 10 — 100 раз выше, чем в коровом веществе (для сравнения взяты базальты реки Колумбии в Америке). По распространенности тяжелых металлов эти осадки также очень близки к хондритам С1. Все элементы, представленные на рис. 5.1, — тяжелые металлы, которые концентрируются больше в метеоритах, чем в коровом веществе. Если предположить, что аномальные концентрации тяжелых металлов на границе мелового и третичного периодов появились в результате включения в них фрагментов хондритов С1, то последние должны составлять в массе осадка 7 — 8%. Допустим также, что эта аномалия в осадочном слое в Дании характерна для всего мира. Такую концентрацию тяжелых металлов в 2-см по мощности слое на границе меловой и третичной систем, характерную для Земли в целом, можно объяснить столкновением Земли с метеоритом диаметром около 10 км, в результате чего он был раздроблен на куски, которые равномерно рассеялись по всей планете.

Были предприняты попытки найти прямые доказательства включения внеземного вещества в пограничном слое между меловой и третичной системами путем измерения изотопных отношений благородных газов, однако не было получено данных о том, что эти составы имеют внеземное происхождение. С другой стороны, в глубоководных осадках на границе меловой и третичной систем, характеризующихся аномальным содержанием Ir, на большой площади обнаружены микротектиты. Тектиты — это кусочки стекла, напоминающие по форме пуговицы. Они известны в определенных районах Земли, и считается, что их образование связано с ударами падающих метеоритов, которые локально плавят земные породы и рассеивали их. Широкое распространение микротектитов на границе меловой и третичной систем свидетельствует в пользу гипотезы Альвареса об ударах болидов и их распылении по всей планете.

Предположим, что аномальные концентрации тяжелых металлов на границе мела и третичной системы, впервые обнаруженные Альваресом и его сотрудниками и впоследствии подтвержденные многими исследователями, имеют внеземное происхождение и связаны с ударами болидов. Если метеорит диаметром около 10 км столкнется с Землей, то выделившаяся при этом энергия будет огромной ($3 \cdot 10^{24}$ эрг), и ее воздействие на Землю не поддается описанию. Альварес с коллегами считает, что удар болида — прямая причина исчезновения жизни в конце мелового периода. Каким образом этот удар привел к массовому вымиранию видов, остается пока загадкой. Одна из теорий предполагает разрушение цепи питания: когда метеорит упал в море, он вызвал гигантское цунами, погубившее планктон, в результате чего исчезли рыбы, питающиеся планктоном, что в конце концов отразилось на жизни на суше. Согласно другой гипотезе, пыль, поднятая при ударе болида, покрыла Землю и экранировала солнечную радиацию, что привело к резкому падению температуры, погубившему большинство животных. Предлагались также другие теории, но ни одна из них не может рассматриваться как окончательное заключение.

б. Столкновение метеоритов с Землей. Аномальные концентрации тяжелых металлов на границе меловой и третичной систем позволяют предпо-

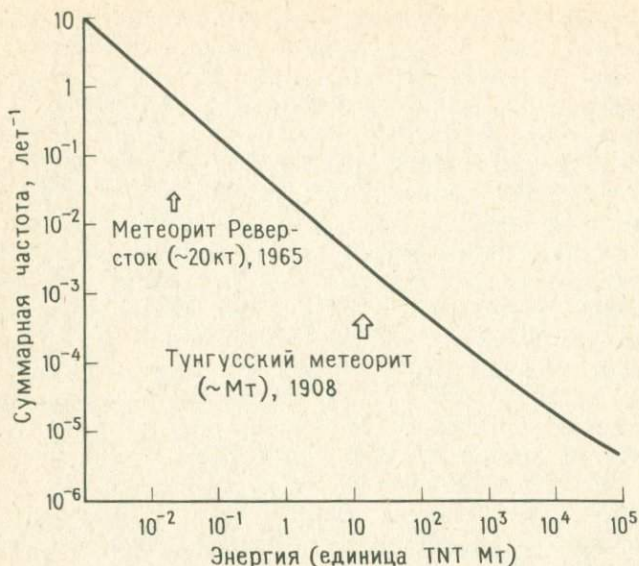


Рис. 5.2. Частота (суммарная) столкновений метеоритов и Земли в зависимости от ударной энергии (в мегатоннах *TNT*). Стрелками показаны падения метеоритов Реверсток и Тунгусского [64].

лагать вхождение внеземного вещества в широком масштабе. Не трудно представить, какое огромное влияние оно оказывало на экосистему, что, по-видимому, подтверждает теорию, связывающую исчезновение жизни в конце мелового периода с ударом болида. С другой стороны, возможно ли с астрофизической точки зрения событие, в котором участвует болид диаметром около 10 км? В Солнечной системе кроме планет вокруг Солнца вращается, подчиняясь законам Кеплера, бесчисленное множество объектов, в том числе астероиды и кометы. Некоторые из них, согласно наблюдениям, движутся по законам Кеплера и пересекают земную орбиту (кеплеровское вращение Земли вокруг Солнца). Возможность столкновения некоторых из этих объектов с Землей действительно существует, и вероятность такого столкновения может быть вычислена теоретически. На рис. 5.2 показан пример такой оценки, полученной Шумейкером. По горизонтали отложена энергия столкновения объекта с Землей, а по вертикали — суммарная частота столкновений. Энергия удара W выражается здесь с помощью взрывной энергии *TNT* (единица: грамм) следующим образом:

$$W = (1/2)Mv^2 / (4,18 \cdot 10^{10}) \text{ г} \cdot \text{TNT}, \text{ где} \quad (5.1)$$

M — масса (в граммах) объекта, сталкивающегося с Землей, v — его

скорость (см/с), а знаменатель дроби соответствует энергии, которая выделяется при взрыве одного грамма взрывчатого вещества ($1 \text{ г TNT} \cong 10^3 \text{ кал} = 4,18 \cdot 10^{10} \text{ эрг}$). Из рис. 5.2 видно, что частота столкновений быстро уменьшается с ростом выделяемой при ударе энергии; это находит отражение в распределении объектов в Солнечной системе по размерам — чем крупнее объекты, тем быстрее уменьшается их количество. Рис. 5.2 был построен по данным наблюдений за кометами и астероидами и на основе теоретических вычислений их траекторий. Насколько часто эти тела действительно сталкиваются с Землей? Благодаря развитию планетологии в последние годы предпринимаются попытки изучить следы столкновений Земли с метеоритами и другими внеземными объектами. Примером недавно образованного кратера может служить след от удара метеорита, упавшего 31 марта 1965 г. недалеко от Реверстока (пров. Британская Колумбия, Канада). Было видно, как небо осветилось на расстоянии 800 км от места падения. По интенсивности ударных волн, возникших при вхождении метеорита в атмосферу, энергия удара была оценена приблизительно в 20 тыс. т TNT. Если метеорит падает со скоростью 20 км/с, то по уравнению (5.1) его масса составляет примерно 500 т. На снегу около Реверстока были обнаружены мелкие осколки углистых хондритов и бесчисленное множество округлых обломков стекла, которые представляют собой расплавленные при ударе земные породы. Явлением еще большего масштаба был знаменитый Тунгусский метеорит. 30 июня 1908 г. «огненный шар», который, как полагают, был порожден метеоритом, упавшим в бассейне реки Тунгуски (Восточная Сибирь), повалил более 40 км леса по направлению падения. Свет был виден даже в Англии, и в письмах, поступавших в то время в британские газеты, отмечалось, что его яркости хватало для чтения газеты среди ночи. Звук от удара был слышен на расстоянии более чем 1000 км, и по анализу сейсмических волн, возникших в то время, Бен-Менахем оценил ударную энергию в $12,5 \pm 2,5 \text{ Мт}$ (эквивалент TNT). Интересно отметить, что, несмотря на такую огромную энергию, на земле в бассейне Тунгуски не было обнаружено метеоритного вещества. Нашли только микроскопические стеклянные шарики, образовавшиеся при плавлении пород земного происхождения. Поэтому был сделан вывод, что Тунгусский метеорит взорвался достаточно высоко (на высоте до 8,5 км) при вхождении в атмосферу и, не достигнув Земли, рассеялся. Огненный шар состоял преимущественно из относительно хрупких пород или льда, наблюдаемого в кометах. На рис. 5.2 показаны примеры Реверстока и Тунгуски. По полученной кривой частот встречаемости можно заключить, что события в Реверстоке и в бассейне Тунгуски случаются соответственно один раз в несколько лет и один раз в несколько сот лет. Исходя из этого можно понять, что даже такие явления, как Тунгусский метеорит, производящие крупные разрушения на поверхности Земли, никоим образом нельзя считать редкими с точки зрения геоисторического времени. Продолжая путь в прошлое, мы столкнемся с примером Аризонского метеоритного кратера, который образовался около 25 тыс. лет назад при падении железного метеорита и сохранил почти идеальную форму. Диаметр кратера примерно 1,2

км; полагают, что его породила ударная энергия величиной около 15 Мт. В истории Земли метеориты, по-видимому, падали так же часто, как в настоящее время, однако вследствие эрозии существование более древних кратеров устанавливается труднее, чем тех, которые представляют прямые свидетельства ударов метеоритов. Тем не менее со всех концов света поступают сообщения о падении гигантских метеоритов, основывающиеся на характере окружающих геологических структур. Ударная энергия болида, который, как полагают, упал на границе мелового и третичного периодов, составляет приблизительно 10^3 Мт TNT, и, если проанализировать кривую частоты падений на рис. 5.2, можно сделать вывод, что события такого масштаба происходят каждые 100 тыс. лет. Если рассматривать период примерно в 100 млн. лет, то вполне вероятно, что болиды такого размера столкнутся с Землей.

Теория о том, что исчезновение жизни на границе мелового и третичного периодов связано с ударами таких болидов, родилась после обнаружения Альваресом с коллегами аномальной концентрации Иг в слое этого возраста. Даже сегодня это считается одним из самых серьезных доказательств, подтверждающих теорию. Но только ли включения метеоритного вещества являются причиной повышенной концентрации Иг? В предыдущем разделе отмечалось, что более низкое содержание Иг в коре по сравнению с метеоритами отражает свойства вещества коры, отделившейся от мантии и ядра. По аналогии с метеоритами (разд. 3.2) Земля в целом и метеориты содержат одинаковое количество нелетучих элементов типа Иг. Таким образом, не обязательно, что аномальная концентрация Иг — это результат включений метеоритного вещества. В действительности иридиевые аномалии обнаруживаются также в осадочных слоях, которые не связаны с границей мел — третичный период. Кент, а также Офисер и Дрейк с коллегами высказали серьезные сомнения относительно теории болидов. Они отметили, что, судя по размерам кальдеры, извержение вулкана Тоба 75 тыс. лет назад по воздействию на атмосферу не уступает обсуждаемому здесь удару болида на границе мелового и третичного периодов, тем не менее оно не вызвало массового вымирания. Офисер и Дрейк предположили, что распространенные по всему миру аномалии тяжелых металлов на границе меловой и третичной систем возникли в результате исключительно активной вулканической деятельности. В соответствии с этим объяснением Иг и другие тяжелые металлы были вынесены из мантии при извержении и затем вместе с вулканическим пеплом рассеяны по всей планете. Что касается массового исчезновения жизни, то, по мнению ученых, даже крупное извержение, как в случае вулкана Тоба, может лишь временно повлиять на существование видов и не вызовет крупномасштабного вымирания биомассы. Однако если последовательно произойдет несколько таких событий, их воздействие на атмосферу будет катастрофическим и может повлечь за собой массовое исчезновение жизни.

в. Вулканический пепел и падение температуры. Открытие аномальной концентрации Иг в осадочном слое в Северной Италии вдохнуло новую жизнь в теорию, согласно которой массовое исчезновение жизни на грани-

це мелового и третичного периодов вызвано ударом болида. Однако было высказано мнение, что включение взвешенного вещества — не единственная возможная причина иридиевой аномалии и что последнюю можно объяснить исходя из предположения, что Ir и другие редкие металлы поступили из мантии в результате вулканической деятельности. Однако обе теории подразумевают, что в результате событий, приведших к глобальному распылению Ir и других редких металлов, — будь то крупные вулканические извержения или удары болидов — в атмосферу поднялось большое количество пыли, которая экранировала солнечные лучи, вызвала внезапное падение температуры и в конце концов — массовое вымирание организмов. Вопрос о том, было ли исчезновение жизни в конце мелового периода связано с ударом болида или с интенсивной вулканической деятельностью, требует дальнейших исследований. Между тем теория болида, возникшая после открытия иридиевой аномалии, стала развиваться в неожиданном направлении. Это вопрос о соотношении между увеличением количества пыли в атмосфере и изменениями температуры.

Полагают, что болид, падение которого считают основной причиной вымирания многих биологических видов в конце мела, имел диаметр около 10 км. Энергия, выделившаяся при его столкновении с Землей, оценивается в $3 \cdot 10^{24}$ эрг, что эквивалентно энергии взрыва нескольких сот мегатонных водородных бомб. Если взорвется несколько сот ядерных бомб, то в результате также произойдет рассеяние больших объемов пепла и пыли. Может ли эта пыль преградить путь солнечному свету, в результате чего резко упадет температура, наступит «ядерная зима» и в конце концов повсеместно исчезнет жизнь — т. е. произойдет явление, не уступающее по масштабу случившемуся в меловой период? Этот вопрос вызвал дебаты вокруг ядерной зимы, которые в последнее время привлекли внимание многих ученых. Таким образом, проблема границы между меловым и третичным периодами, характерная примета которой — вымирание динозавров, имеет прямой выход на злободневный вопрос. Мнения метеорологов относительно наступления ядерной зимы разделились. Однако поднятие пыли — не единственный результат влияния удара болида или ядерного взрыва на климат. Подсчитано, что наряду с вулканическим пеплом и пылью в атмосфере резко возрастет количество H_2O и CO_2 . Важное воздействие на климат окажут также оксиды серы и азота, образующиеся в верхних слоях атмосферы. Поскольку CO_2 и H_2O поглощают инфракрасные лучи, испускаемые Землей, неизбежно повышение температуры атмосферы. Многие другие явления также будут вплетены сюда сложным образом, поэтому чрезвычайно трудно правильно оценить замедленный эффект, к которому приведут вулканические извержения или ядерные взрывы на Земле. Обсуждение этой проблемы выходит за рамки книги, поэтому мы ограничимся геосторическим подходом при ее рассмотрении.

Изучая свидетельства прошлых эпох, мы до некоторой степени можем оценить влияние активной вулканической деятельности на вариации климата. Недавнее извержение вулкана Эль-Чичон в южной Мексике, произошедшее 4 апреля 1982 г., по-видимому, позволит получить прекрасные данные

для изучения извержений и их воздействия на климат. Хотя по масштабу это событие меньше, чем извержение вулкана Святой Елены двумя годами раньше, выброс материала из Эль-Чичон происходил в более или менее вертикальном направлении, поэтому, судя по оценкам, объем вулканических продуктов здесь был в 6 — 7 раз больше (почти 500 млн. т), чем при извержении Святой Елены. Вулканическое облако поднялось на высоту 35 тыс. м, и даже спустя шесть месяцев после извержения можно было наблюдать тучу пепла, плывущую над Гавайскими островами почти в 10 тыс. км от вулкана. По данным на 1985 г. нет четкого ответа на вопрос, как извержение Эль-Чичон повлияло на температуру. Однако если решать проблему в комплексе с данными о будущих глобальных климатических изменениях, можно получить очень ценные сведения. Самое крупное извержение, зафиксированное в исторической летописи, связано с вулканом Тамбора в Индонезии; оно произошло 5 апреля 1815 г. Судя по оценкам, количество вулканического пепла и пыли, выброшенное в атмосферу, было в 100 раз больше, чем при извержении Святой Елены. После этого извержения Европа и Северная Америка пережили два рекордно холодных лета в 1816 и 1817 гг., когда летние морозы привели к катастрофическому неурожаю. Однако не следует относить эти особенности погоды только за счет извержения Тамбора. В истории было много случаев холодного лета, не связанных с вулканической деятельностью. Летняя погода в 1816 и 1817 гг. просто служит примером таких климатических изменений. Пролить свет на эту проблему может статистическое моделирование. Приняв во внимание влияние вулканической пыли и используя данные по описанным в летописи извержениям (оценки количества выброшенной пыли), Шнейдер и Масс создали модель климатических вариаций и пришли к выводу, что вулканическая пыль играет большую роль в этом процессе. Недавние результаты подобного численного статистического моделирования позволили заключить, что средняя мировая температура в течение года или двух после извержения Тамбора упала почти на 1°C. Если последовательно в течение короткого периода времени произойдут извержения такого масштаба или планету сотрясут ядерные взрывы, вызванный этим климатический эффект будет гораздо серьезнее.

5.2. Судьба радиоактивных отходов — феномен Окло

С потреблением нефти, начавшимся во второй половине XX в., резко повысилась концентрация CO₂ в атмосфере. Ученые опасаются, что это явление может воспрепятствовать излучению тепла с поверхности Земли и в конце концов привести к существенному повышению средней температуры. Увеличение концентрации CO₂ — яркий пример того, как ход геоистории, до сих пор развивавшейся совершенно независимо от существования человека, может в будущем управляться его деятельностью. Некоторые действия людей, хотя они, возможно, и не влияют непосредственно на развитие Земли, достигли такого масштаба, что могут подорвать саму основу человеческого существования. Одна из самых насущных и серьезных проблем, вставших сейчас перед человеком, — это вопрос о радиоактивных

отходах, накапливающихся в ядерных реакторах. Некоторые из этих отходов испускают вредное излучение в течение длительного времени, поэтому для борьбы с ним требуется период от 10^4 до 10^5 лет или больше. В данном случае речь идет о мерах в геисторическом масштабе времени. Человечество имеет дело с радиоактивными веществами с 1896 г., когда Беккерель обнаружил излучение урановых руд; следовательно, наш опыт в этой области насчитывает меньше века. С другой стороны, необходимо противодействовать опасности накопления ядерных отходов в течение времени, превышающем всю историю человечества. С помощью геисторического подхода можно найти выход из создавшегося положения. Не прошло и 50 лет, как человек создал первый ядерный реактор, а такой же природный объект действовал уже 2 млрд. лет назад. Это — природный ядерный реактор Окло, обнаруженный в 1972 г. в Центральной Африке. Даже сегодня можно восстановить прошедшую цепную ядерную реакцию с участием урана, т. е. проследить за работой ядерного реактора. По остаткам ядерного реактора Окло можно будет судить о судьбе сделанных человеком реакторов и производимых ими отходов. Эти знания предоставят нам уникальные пути решения проблемы удаления ядерных отходов.

а. Природный ядерный реактор Окло. 25 сентября 1972 г. французская Комиссия по атомной энергии объявила, что добываемая урановая руда на руднике Окло (в восточной части республики Габон, недалеко от границы с Конго) имеет высокоаномальное изотопное отношение $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$. Утверждалось, что оно обусловлено цепной ядерной реакцией с участием урана, которая в прошлом имела место в Окло. Это открытие доказало протекание в природе 2 млрд. лет назад цепной реакции урана, осуществленной впервые в истории человечества в 1942 г. в Чикагском университете Ферми с коллегами. Цепная реакция расщепления урана составляет самое сердце современных ядерных реакторов, поэтому не будет преувеличением считать, что цепная реакция в Окло осуществилась в природном ядерном реакторе.

Открытие естественного ядерного реактора Окло произошло в результате обнаружения здесь аномального изотопного состава урана. В природе уран существует в виде трех изотопов: ^{234}U , ^{235}U и ^{238}U . В гл. 2 отмечалось, что, за некоторым исключением, изотопные составы элементов вещества Солнечной системы весьма однородны. Уран не является исключением. Судя по имеющимся на сегодняшний день измерениям, ^{234}U , ^{235}U и ^{238}U входят в состав метеоритов и Земли в соотношениях соответственно 0,0054, 0,72 и 99,275% (число атомов), и в пределах ошибки эксперимента (приблизительно 0,1%) эти величины фактически везде сохраняются. Однако в удивительном несоответствии с этим фактом находится содержание ^{235}U в руде из месторождения Окло — оно изменяется от 0,72 до 0,33%. Естественно, что даже изотопные отношения могут несколько варьировать в связи с масс-фракционированием в определенных природных условиях. Однако фракционирование не может изменить более чем в два раза изотопное отношение элемента с таким большим массовым числом, какое имеет уран. Для объяснения существенной вариации изотопного отношения необходимо

предположить наличие некой ядерной реакции. Как мы увидим в дальнейшем, в других породах рудника Окло также обнаруживаются изотопные изменения (например, в некоторых редкоземельных элементах или благородных газах), характерные для процесса расщепления урана; это наблюдение показывает, что такая реакция происходила в прошлом в районе Окло. Более того, концентрация урана и аномальные изотопные отношения редкоземельных элементов очень хорошо соответствуют друг другу, что свидетельствует о прямой зависимости аномальных изотопных отношений от ядерной реакции с участием урана.

Возможность расщепления природного урана серьезно обсуждалась многими учеными после успешного эксперимента Ферми и его коллег. Однако, по их мнению, такая реакция невозможна в природных условиях. Для того чтобы произошло расщепление, необходимо уменьшить скорость нейтронов, испускаемых ^{235}U ; поэтому в непосредственной близости от урана должно находиться достаточное количество замедлителя, из которых наиболее эффективный в природе — H_2O . В то время ученые полагали, что такая ситуация в естественных условиях реализоваться не может. В 1954 г. Курода снова обратился к этой проблеме. Исходя из кристаллизации жильных урановых руд из гидротермальных растворов, Курода отметил, что вокруг этих руд после их образования всегда находится достаточное количество воды для замедления нейтронов. Другой фактор, способствующий расщеплению урана в естественных условиях, — длительность процесса. Из трех изотопов природного урана ^{235}U играет главную роль в цепных ядерных реакциях. Период его полураспада составляет $7,04 \cdot 10^8$ лет. Следовательно, около 700 млн. лет назад относительная концентрация ^{235}U была почти в два раза выше современной, а в докембрийское время (2 млрд. лет назад) — приблизительно в восемь раз. Приняв во внимание эти два фактора, Курода указал на то, что в докембрии в природном уране в естественных условиях вполне могла начаться цепная ядерная реакция. Однако заявление Куроды игнорировалось до тех пор, пока не подтвердилось существование природного ядерного реактора в Окло. Вспоминая эти дни, Курода с долей иронии цитирует в своей последней статье слова ведущего ученого того времени: «Некоторые из лучших физиков создали первый в мире реактор, размещенный под стадионом Чикагского университета, при этом особое внимание они уделяли деталям механизма, чистоте материалов и геометрии установки. Может ли природа достичь такого же результата случайно?»

Убедительное доказательство цепной ядерной реакции с участием урана, происходившей в районе рудника Окло, было получено на основе аномальных изотопных отношений урана и редкоземельных элементов. При расщеплении ядер урана расходуется ^{235}U , а изотопы типа Nd, Sm и Gd образуются как продукты распада. Следовательно, в породах, претерпевших ядерное расщепление урана, содержание ^{235}U будет ниже, чем в обычных породах, а содержание некоторых других элементов, например изотопов Nd, Sm и Gd, — выше. В табл. 5.1 показаны изотопные составы неодима (Nd) для урановой руды из рудника Окло. Для сравнения приведены также

Таблица 5.1. Изотопные составы Nd

	^{142}Nd	^{143}Nd	^{144}Nd	^{145}Nd	^{146}Nd	^{148}Nd	^{150}Nd
Окло	1,38	22,1	32,0	17,5	15,6	8,01	3,40
Окло	5,49	23,0	28,2	16,3	15,4	7,70	3,90
Nd, образовавшийся в процессе расщепления	0	28,8	26,5	18,9	14,4	8,26	3,12
Природный Nd	27,11	12,17	23,85	8,30	17,22	5,73	5,62

изотопные составы обычного природного неодима из других районов. Из таблицы видно, что по изотопному составу неодим из пород рудника Окло существенно отличается от обычного неодима. В табл. 5.1 приведены также изотопные составы неодима, образовавшегося при расщеплении ^{235}U . Обратите внимание, что неодим из рудника Окло ближе к продукту распада ^{235}U , чем к природному элементу. Полного совпадения нет из-за того, что в составе неодима из Окло кроме изотопа, образовавшегося при расщеплении ядра урана, содержится некоторое количество природных атомов. При введении поправки на последнее обстоятельство неодим из рудника Окло становится по изотопному составу таким же, как и продукт ядерного деления ^{235}U .

Совершенно очевидно, что аномальные изотопные составы урана и неодима, обнаруженные в рудах Окло, возникли в результате деления ядер урана. Когда произошла эта реакция и насколько она была обширной? Попробуем ответить на первый вопрос. Урановая руда на руднике Окло добывается из докембрийского глинистого песчаника. На рис. 5.3 схематично показана геологическая структура природного ядерного реактора Окло. Пласт с аномальными изотопными составами неодима и урана длиной 15 м и шириной менее 1 м залегает в этом глинистом песчанике. Концентрация урана в зоне ядерного реактора очень высокая (30 — 50%). Эта зона соответствует ядру искусственного ядерного реактора и, по-видимому, первоначально состояла из уранинита, который, как и в окружающей зону области, образовался при обогащении глинистого песчаника ураном. К-Аг-возраст для песчаника дает разброс вблизи значения 1800 млн. лет. Не совсем ясно, как К-Аг-возрасты осадочных пород соотносятся с временем осадконакопления и возрастом урановых месторождений. Даже если мы определим время осадконакопления, то с ним не может быть непосредственно связано начало цепной реакции в природном ядерном реакторе Окло. Как показано ниже, время этого события может быть определено независимо на основе вариаций изотопного отношения урана.

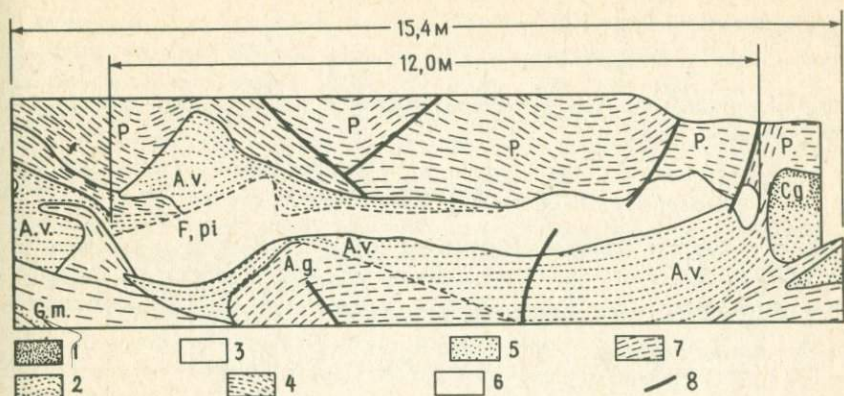


Рис. 5.3. Геологическая карта природного реактора Окло [21]: 1 — конгломерат; 2 — зеленая глина; 3 — глинистый песчаник; 4 — серая глина; 5 — песчаник; 6 — зона реактора; 7 — глинистая матрица; 8 — разлом.

Рассмотрим сначала изменение ^{235}U во времени с момента вступления в силу реакции. Допустим, что эта реакция протекала так быстро по сравнению с периодом полураспада ^{235}U ($7,04 \cdot 10^8$ лет), что ее длительностью можно пренебречь и не принимать во внимание процесс радиоактивного распада ^{235}U . Таким образом, изменение ^{235}U во времени можно выразить в следующем виде:

$$\frac{d}{dt} {}^{235}\text{U} = -\sigma\phi {}^{235}\text{U} + C\sigma\phi {}^{235}\text{U}. \quad (5.2)$$

Здесь σ — сечение реакции захвата нейтронов ^{235}U , а ϕ — интенсивность потока нейтронов. Первое слагаемое характеризует расщепление ^{235}U под действием нейтронов, второе — образование ^{235}U при реакции захвата нейтронов атомами ^{238}U . Величина C называется коэффициентом репродукции, для каждого ядерного реактора он имеет свою постоянную величину. В частности, он характеризует отношение между ^{235}U , претерпевшим расщепление в результате цепной реакции, и вновь образующимся ^{235}U . Решив уравнение (5.2), получим

$${}^{235}\text{U}_t = {}^{235}\text{U}_0 \cdot \exp[-(1 - C)\sigma\phi \cdot t], \quad (5.3)$$

где ${}^{235}\text{U}_0$ — исходное количество изотопа непосредственно перед началом реакции, а ${}^{235}\text{U}_t$ — соответственно после ее окончания, t — длительность цепной реакции. Предположим, что она завершилась T лет назад, тогда ${}^{235}\text{U}$ вплоть до настоящего времени будет претерпевать распад и его современная величина выразится следующим образом:

$${}^{235}\text{U}_p = {}^{235}\text{U}_t e^{-\lambda_{235} \cdot T}, \quad (5.4)$$

где λ — константа распада ^{235}U .

Из уравнений (5.2) и (5.4) получим

$${}^{235}\text{U}_p = {}^{235}\text{U}_0 \cdot \exp[-(1 - C)\sigma\phi \cdot t] e^{\lambda_{235}T}. \quad (5.5)$$

Число актов деления ядер в единицу времени в случае взаимодействия ${}^{235}\text{U}$ с нейтронами равно

$$\frac{d}{dt} {}^{235}\text{U}_f = \sigma_f \cdot \phi \cdot {}^{235}\text{U}. \quad (5.6)$$

Здесь σ_f — сечение реакции ядерного деления ${}^{235}\text{U}$ (обратите внимание, что σ в уравнении (5.2) — суммарное сечение всех взаимодействий с нейтронами и отличается от σ_f). Таким образом, из уравнений (5.3) и (5.6) получаем

$${}^{235}\text{U}_f = {}^{235}\text{U}_0 \frac{\sigma_f}{(1 - C)\sigma} \cdot [1 - \exp\{- (1 - C)\sigma\phi \cdot t\}]. \quad (5.7)$$

Чтобы найти t , разделим уравнение (5.7) на ${}^{238}\text{U}_p$:

$${}^{235}\text{U}_f / {}^{238}\text{U}_p = {}^{235}\text{U}_0 / {}^{238}\text{U}_p \cdot \frac{\sigma_f}{(1 - C)\sigma} \cdot [1 - \exp\{- (1 - C)\sigma\phi \cdot t\}]. \quad (5.8)$$

Принимая во внимание, что современное значение изотопного отношения природного урана, не участвовавшего в цепной реакции, постоянно (${}^{235}\text{U}/{}^{238}\text{U} = 137,8$), получаем

$${}^{235}\text{U}_0 / {}^{238}\text{U}_p = ({}^{235}\text{U}/{}^{238}\text{U})_p \cdot e^{\lambda_{235}T}.$$

Поэтому из уравнения (5.8) следует

$${}^{235}\text{U}_f / {}^{238}\text{U}_p = \frac{1}{137,8} \cdot e^{\lambda_{235}T} \cdot \frac{\sigma_f}{(1 - C)\sigma} \cdot [1 - \exp\{- (1 - C)\sigma\phi t\}]. \quad (5.9)$$

Левая часть уравнения (5.9) выражает число актов деления ${}^{235}\text{U}$, приходящихся на одно ядро ${}^{238}\text{U}$. Эту величину можно оценить исходя из отклонений в изотопных составах редкоземельных элементов (Nd, Sm), находящихся в этом же объекте. $\phi \cdot t$ — общее количество нейтронов, участвующих в цепной реакции; оно вычисляется с помощью измерений степени уменьшения ${}^{235}\text{U}$ по сравнению с изотопным составом обычного урана (не претерпевшего цепную реакцию). C — константа, определяемая эмпирически. Подставив эти значения в уравнение (5.9), получим величину $T \cong 2 \cdot 10^9$ лет — время окончания цепной реакции, т. е. возраст этого события. Найденное таким образом значение T согласуется с обсуждавшимися ранее геологическими результатами. Более того, по отношению ядерных расщеплений ${}^{238}\text{U}$ и ${}^{239}\text{Pu}$ (образующегося в процессе цепной реакции) можно определить ее длительность. Согласно оценке, цепная реакция продолжалась примерно 500 тыс. лет.

Как видно из рис. 5.3, «ядро» рудника Окло в настоящее время вытянуто примерно на 10 м. Масштаб ядерной реакции, протекавшей в природном реакторе Окло, можно вывести исходя из количества ${}^{235}\text{U}$, «сгоревшего» при этом как топливо. В отдельных крайних случаях доля ${}^{235}\text{U}$ в урановой руде Окло уменьшилась почти вдвое по сравнению с обычным

природным ураном. Очевидно, это было выгорание ядерного топлива. Подсчитано, что общее количество ^{235}U , израсходованного в виде топлива во всем регионе реактора Окло, составляло приблизительно 6 т. Если при ядерном расщеплении 1 г ^{235}U выделяется около 10^{11} Дж энергии, то из 6 т ^{235}U высвободится $6 \cdot 10^{17}$ Дж. Выше отмечалось, что, судя по оценкам, действие природного ядерного реактора Окло продолжалось около 500 тыс. лет, поэтому произведенная им мощность оценивается в 30 кВт. Следовательно, природный ядерный реактор Окло невелик по сравнению с действующими сегодня промышленными ядерными реакторами мощностью в миллионы киловатт.

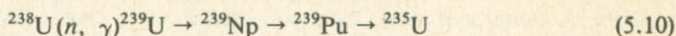
б. Окружающая среда и радиоактивные отходы. Прошло уже 2 млрд. лет, как природа создала «ядерный реактор», а человек только недавно достиг в этом успеха. До экспериментов Ферми и его коллег (1942 г.) люди ничего не знали о цепных ядерных реакциях и связанных с ними различных проблемах. Цепные ядерные реакции оказали неизмеримо сильное воздействие — и плохое, и хорошее — на все сферы человеческого общества. Среди негативных сторон особое место занимает проблема захоронения быстро накапливающихся радиоактивных отходов. Сложность этой проблемы заключается в том, что в то время когда требуется принять срочные меры, размещение этих отходов нужно рассматривать в геосторическом времени, принимая во внимание радиоактивные вещества с периодами полураспада в десятки или сотни тысяч лет. Мы не можем судить о степени безопасности экспериментальных методов уничтожения или накопления радиоактивных материалов за время опыта в лабораториях. Как понять явление, продолжительность которого существенно превышает длительность эксперимента? Природный ядерный реактор Окло представляет собой прекрасную лабораторию для решения этой проблемы.

Природный ядерный реактор Окло за время своей деятельности выработал столько энергии, сколько ее производят пять промышленных реакторов мощностью 100 млн. кВт/год, причем в обоих случаях количества получаемых радиоактивных продуктов — величины одного порядка. Радиоактивное вещество, произведенное природным реактором Окло, пролежало в ненарушенном состоянии почти 2 млрд. лет. Таким образом, изучение рудника Окло позволит выявить, как это вещество за такой промежуток времени повлияло на окружающую среду.

В настоящее время одним из наиболее опасных и трудноуправляемых радиоактивных отходов промышленных ядерных реакторов является плутоний. В крупных реакторах ежегодно получается несколько сот килограммов плутония в качестве побочного продукта. ^{239}Pu — высокотоксичный изотоп, он претерпевает α -распад с периодом полураспада 24 тыс. лет. Этот элемент также возникал в природном ядерном реакторе Окло, и количество его, судя по оценкам, составляло около 3 т. Рассмотрим поведение ^{239}Pu , пребывающего в естественном состоянии, до того как он полностью распался спустя сотни тысяч лет.

Изотопные отношения урана в образцах с рудника Окло заметно варьируют, но всегда характеризуются дефицитом ^{235}U . Это обстоятельство свя-

зано с тем, что ^{235}U расходовался в природном реакторе как ядерное топливо. С другой стороны, ^{239}Pu образуется при реакции с нейтронами



22,5 мин 2,35 сут 24100 лет

и распадается, давая ^{235}U . Согласно реакции, в уравнении (5.2) при делении одного атома ^{235}U образуются 0,45 атома ^{239}Pu и такое же количество радиогенного ^{235}U (см. уравнение (5.2)). Предположим, что ^{239}Pu отделился от урана и мигрировал. В конце концов он распадется в новом месте с образованием ^{235}U . Следовательно, здесь произойдет накопление ^{235}U и изотопный состав урана будет характеризоваться избытком ^{235}U . Однако, как отмечалось выше, по сравнению с природным ураном в изотопном составе этого элемента из района рудника Окло обнаружен дефицит ^{235}U и какого-либо обогащения вещества этим изотопом не выявлено. Это наблюдение свидетельствует о том, что ^{239}Pu , образующийся в природном ядерном реакторе Окло, не отделяется от образующего его ^{235}U , а действует с ним заодно. Вряд ли уран и плутоний абсолютно одинаково ведут себя в процессе миграции элементов в результате выветривания пород или других геологических явлений; вероятнее всего, описанный выше факт свидетельствует о том, что самостоятельное перемещение ^{239}Pu было незначительным. Если это так, то ^{235}U не мигрировал на большие расстояния от места своего возникновения.

Аналогичный вывод можно сделать относительно редкоземельных элементов, образующихся в природном ядерном реакторе. Среди продуктов деления ^{235}U встречаются также Nd, Sm и другие редкие земли. Обычно в процессе деления образуется много элементов, но их типы и соотношения зависят от вида ядра, участвующего в реакции. Продукты этой реакции называют выходом реакции деления. Рассмотрим, к примеру, три редкоземельных элемента — Nd, Sm и Gd. Если иметь в виду изотопные составы $^{143}\text{Nd} + ^{144}\text{Nd}$, $^{147}\text{Sm} + ^{146}\text{Sm}$ и $^{147}\text{Gd} + ^{158}\text{Gd}$, то при расщеплении ядра ^{235}U они образуются в следующих пропорциях: 1 : 0,203 : 0,00142. В породах из центральной части природного реактора Окло соотношение оказалось в среднем таким: 1 : 0,204 : 0,0014; если же учесть ошибку эксперимента, то можно считать, что это соответствует выходу реакции деления ^{235}U . Повидимому, здесь мы имеем свидетельство того, что Nd, Sm, Gd и другие подобные им редкоземельные элементы не удалялись из области протекания реакции. Если бы при выветривании Nd, Sm и Gd мигрировали после расщепления, то каждый из этих элементов вел бы себя по-разному вследствие своих характерных особенностей; поэтому их изотопный состав отличался бы от выхода реакции расщепления.

Однако не все продукты реакции деления остались около центральной части природного ядерного реактора. В качестве крайнего случая можно указать на почти полное исчезновение из пород, прилегающих к центральной зоне, Xe, Kr и других благородных газов, образующихся в процессе расщепления. Кроме того, был сделан вывод о том, что значительная часть таких элементов, как Rb, Sr, Cd и Ba, которые благодаря своим гео-

химическим свойствам легко удаляются из пород в процессе выветривания, тоже мигрирует из центральной области. Однако пока нет точных оценок относительно дальности и длительности их перемещений. Результаты проведенных на сегодняшний день исследований дают возможность предположить, что уран, плутоний и другие элементы, формирующие центральную часть реактора, почти не рассеивались вокруг него и сохранялись в неизменном состоянии в течение 2 млрд. лет, однако большое число иных элементов было вынесено из этого ядра. Учитывая тот факт, что с момента «ввода в действие» природного ядерного реактора Окло прошло 2 млрд. лет и что его центральная часть относительно близка к поверхности Земли (т. е. может подвергаться выветриванию), этот объект соответствует совершенно строгому случаю рассеивания радиоактивных элементов.

Благодаря ядерному реактору Окло получена уникальная возможность для предсказания поведения радиоактивных отходов. Есть надежда, что в дальнейшем будут выполнены детальные исследования в этой области, включая количественные оценки миграции различных элементов и изучение воздействия излучения на породы, окружающие центральную зону реактора, в частности его влияние на процессы их выветривания. Проверка геологической стабильности предлагаемых мест захоронения отходов, а также устойчивости пород к воздействию радиоактивных нуклидов имеет существенное значение в борьбе с продуктами ядерного расщепления. Для того чтобы подтвердить стабильность этих районов в геологическом отношении, необходимы наблюдения за историей их развития: В 1978 г. после исследований, проводившихся более 5 лет Рабочей группой по размещению ядерных отходов высокого уровня, созданной в рамках ICSU (Международного совета научных союзов), была подчеркнута важность геологического изучения районов, где предполагается захоронение отходов (в прошлом изыскания в этой области были направлены преимущественно на создание надежных хранилищ отходов). Подтверждение геологической стабильности предполагаемых регионов захоронения, полученное с помощью геосторического подхода, будет жизненно важным выводом подобных исследований. Ожидается, что работы в области геостории внесут наибольший вклад в решение таких проблем.

5.3. Послесловие

Большинство геосторических явлений происходит в течение миллионов или сотен миллионов лет. Совершенно очевидно, что воспроизвести и наблюдать эти явления в лаборатории невозможно. Но влияние времени сказывается не только в том, что оно существенно превышает человеческий опыт, но также в его активном участии в самих геосторических событиях. Бессмысленно пытаться понять сущность явлений, если рассматривать их в статичном состоянии, не принимая во внимание изменений во времени. Геосторические события можно осмыслить только путем изучения факторов динамического развития Земли, приводящих к ее изменению во времени. Сравним такой подход с обычными методами, применяемыми в физике и химии. В этих науках сложные явления разбиваются на ряд простых эле-

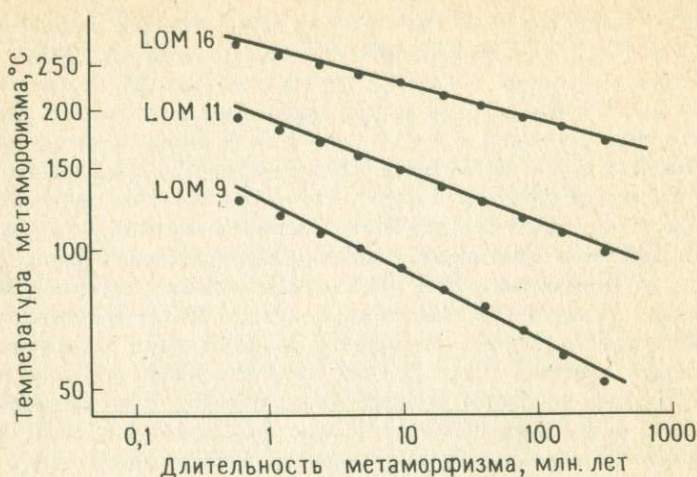


Рис. 5.4. Зависимость температуры органогенного метаморфизма, сопровождающегося образованием нефти, от его длительности. Коэффициент *LOM* — уровень органогенного метаморфизма, определяющий качество нефти. Тангенс угла наклона линий пропорционален энергии активации, характерной для органогенного метаморфизма [30].

ментарных процессов и анализируются, а затем делается попытка представить изучаемый объект как совокупность таких процессов. Однако этот метод, обычно используемый в физике и химии, не всегда полезен в освещении геосторических явлений. Рассмотрим в качестве примера образование нефти, чтобы объяснить огромную важность длительных интервалов времени.

Хотя остается много вопросов, касающихся происхождения нефти, согласно общепринятой модели, органическое вещество, погребенное в Земле, подвергается при определенных температурах и давлении органогенному метаморфизму, в результате чего возникают молекулы углеводородов, из которых состоит нефть. Молекулы углеводородов и качество самой нефти варьируют в зависимости от разнообразия и степени органогенного метаморфизма. Худ с коллегами ввел индекс *LOM* (уровень органогенного метаморфизма), выступающий в качестве параметра этого процесса. Низшей степени преобразования соответствует значение *LOM*, равное 0, а высшей — 20. Как и в случае неорганогенного метаморфизма, чем выше температура, тем быстрее протекают органические реакции. Следовательно, чтобы получить один и тот же результат метаморфизма, при более высокой температуре требуется меньше времени, чем при низкой. Худ и его коллеги определили реальные условия образования нефти, т. е. температуру и длительность органогенного метаморфизма, и, сравнив эти данные

со значениями LOM , получили рис. 5.4. Здесь по вертикальной оси отложена температура (выраженная как $1/T$) органогенного метаморфизма, а по горизонтальной — его продолжительность. Как видно из рисунка, для отдельных значений LOM зависимость времени протекания процесса и обратной температуры образует почти прямую линию со слабым наклоном вправо. Обратите внимание, что нефть определенного качества, т. е. соответствующая конкретному LOM , формируется только в особой комбинации температуры и времени.

Почти линейные зависимости на рис. 5.4 свидетельствуют о том, что процесс органогенного метаморфизма подчиняется уравнению Аррениуса:

$$(\text{Скорость реакции}) \propto \exp(-E/RT). \quad (5.11)$$

Здесь E , R и T соответственно энергия активации, газовая постоянная и температура реакции. Поскольку величина, обратная скорости реакции (находящейся в левой части уравнения), может рассматриваться как продолжительность процесса, то, обозначив это время γ , из уравнения (5.11) получим

$$\ln \gamma = A - E/RT \quad (A — \text{константа}).$$

Отсюда ясно, что логарифм времени протекания реакции γ линейно зависит от обратной температуры T , и по тангенсу угла наклона этой прямой можно определить энергию активации.

Как видно из рис. 5.4, время в процессе органогенного метаморфизма играет ту же роль, что и температура. На первый взгляд это может вселить надежду синтезировать в лаборатории нефть, аналогичную формирующейся в течение геологического времени, если длительность процесса рассматривать в совокупности с температурой, т. е. повышать температуру и увеличивать скорость реакции. Однако это не так. Увеличение скорости реакции до уровня, соответствующего лабораторным масштабам, потребует высокой температуры (это можно вывести, продолжив прямую линию на рис. 5.4). Но при такой температуре молекулы углеводородов распадаются.

Рассмотрим этот вопрос в несколько общем плане, используя график Аррениуса. Предположим, что процесс A (например, органогенный метаморфизм, в результате которого образуется нефть) характеризуется энергией активации E_A и подчиняется уравнению Аррениуса. Допустим далее, что процесс B (скажем, распад молекул нефти) также протекает в соответствии с этим уравнением, и обозначим его энергию активации через E_B . На рис. 5.5 схематически изображен такой случай. При сравнительно низких температурах T процесс A (образование молекул углеводородов) происходит быстрее, чем процесс B , но когда температура возрастает настолько, что приходит в соответствие с временем лабораторного эксперимента τ , процесс B (разложение нефти) преобладает, а процесс A (образование нефти) становится невозможным. Для каждого отдельно взятого процесса время можно рассматривать как эквивалент температуры, и мы вправе уменьшить длительность реакции, повышая температуру. Следовательно,

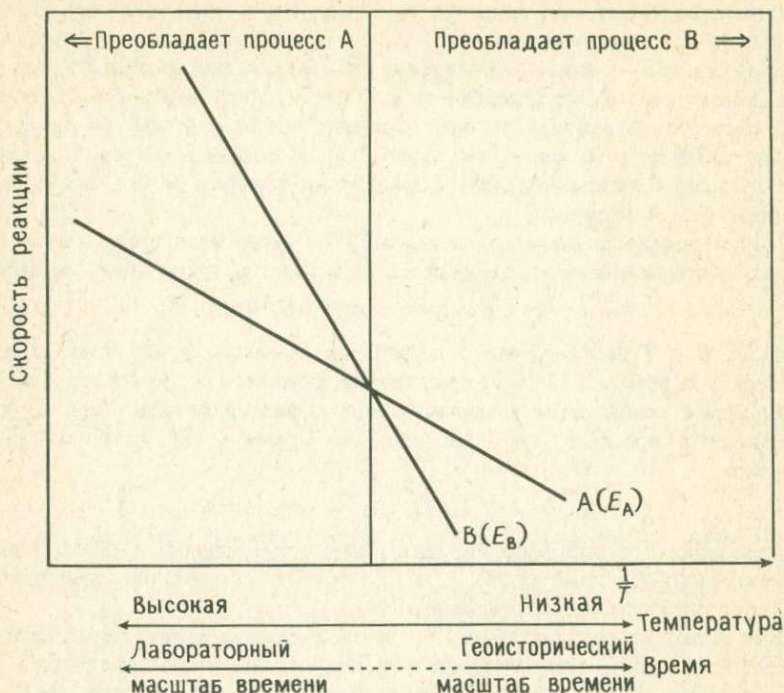


Рис. 5.5. Иллюстрация важности длительности геологического явления. Попытка способствовать развитию процесса *A* (например, генерации нефти) путем повышения температуры должна приводить к активизации процесса *B* (например, термическому разложению нефти), который при высоких температурах будет преобладать над процессом *A*. Следовательно, процесс *A* осуществляется только при относительно низкой температуре, и для этого требуется геологический промежуток времени, т. е. огромная длительность процесса — существенный фактор многих геологических явлений (например, образования нефти). E_A и E_B — энергии активации, характерные для процессов *A* и *B*.

в природных явлениях, представляющих собой совокупность ряда процессов, очень ограничено сочетание длительности и температуры, которые благоприятны для всех процессов, необходимых для реализации этих явлений. Данный пример ясно свидетельствует о том, что природные явления, протекающие на протяжении многих долгих лет, не могут легко воспроизводиться в лаборатории.

Только что мы обсудили с точки зрения кинетики важность длительных геологических промежутков времени, характерных для геологических яв-

лений. Рассмотрим теперь то же самое, используя статистические закономерности, которым обычно подчиняются геологические явления. В гл. 4 указывалось, что до настоящего времени нет ясного понимания природы движущей силы, определяющей перемещение плит. Однако по данным палеомагнитных исследований и анализу структур магнитных аномалий на океаническом дне можно с достаточной определенностью заключить, что перемещение плит происходит за миллионы или десятки миллионов лет. За такой огромный промежуток времени в процесс вовлекается много различных факторов, поэтому систематического движения, направленного под прямым углом к срединно-океаническим хребтам в сторону зон субдукции, не улавливается, пока не будет видно результата, усредненного за этот период времени. Вероятно, движение плит и дрейф континентов постижимы только в том случае, если рассматривать их в аспекте этих гигантских масштабов времени.

Возьмем известный пример. Предположим, что мы заполнили бассейн водой и добавили в нее немного красных чернил. С течением времени чернила разойдутся по всему объему воды. Не может быть и речи о том, чтобы они изменили характер движения и снова собрались бы в первоначальную чернильную каплю. Однако если понаблюдать за движением каждой отдельной молекулы чернил за очень короткий период, то можно заметить, что некоторые из них возвращаются в исходную позицию. В среднем взаимодействие бесконечного множества молекул воды приводит к одностороннему распространению чернильных молекул от того места, куда попала капля, в соответствии с законом диффузии. Возможно, движение плит нужно рассматривать в таком же аспекте. Если проводить наблюдения в течение эмпирически измеряемого времени, которое по сравнению с геосторическими масштабами ничтожно мало, то покажется, что плиты движутся хаотично. В последние годы предпринимались попытки доказать перемещение плит с помощью лазерных лучей и интерференции радиоволн, однако независимо от точности измерений эти методы не могут иметь широкого применения при изучении движения плит, если оно — сугубо геосторический процесс, который нельзя заметить за один момент, и если его реальное проявление — усредненный за многие годы результат.

Значение шкалы геологического времени — наиболее фундаментальной характеристики геосторических явлений — вряд ли можно переоценить. Приложение традиционных моделей, с огромным успехом применяемых в физике и химии, может не оправдать себя при изучении геостории. Для того чтобы понять геологические процессы, нужно искать другой подход, благодаря которому можно ожидать значительных результатов. Необходим нестандартный подход для осмысления этих явлений. Таким подходом могут быть поиск в природе «ископаемых остатков», фиксирующих геосторические явления, и использование их для расшифровки самих явлений. В качестве примера мы показали, насколько важные сведения о континентальном дрейфе и движении плит были получены при изучении остаточной намагниченности в породах и линейных магнитных аномалий на морском дне. Мы узнали также о той неоченимой информации, ко-

тую предоставляют радиогенные изотопы, — с их помощью можно проследить за глубинной миграцией вещества, происходящей в масштабах земного шара в пределах геологического времени. В науке о Земле геосторические исследования занимают особое место в двух отношениях — во-первых, их объектом служат явления, происходящие в течение длительного времени, соизмеримого с историей планеты, и, во-вторых, используемые методы направлены на поиск «ископаемых остатков» этих явлений в природе. Благодаря «историческому» подходу данные исследования позволяют получать полезные сведения относительно будущего Земли. Геостория находится в детском возрасте, но в ней виден намек на ее будущее в качестве жизненно важной области в науке о Земле.

Литература

1. *Anders E., Ebihara M.*, 1982. Solar-system abundances of the elements. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 2363 — 2380.
2. *Armstrong R. L.*, 1981. Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a nearsteady no-continental-growth earth. In: *Moorbath S., Windley B. F.* (eds) *The origin and evolution of the Earth's continental crust*. The Roy Soc. Lond., pp. 259 — 287.
3. *Black D. C., Pepin R. O.*, 1969. Trapped neon in meteorites-II. *Earth Planet Sci. Lett.*, 6: 395 — 405.
4. *Braginsky S. I.*, 1964. Kinematic models of earth's hydromagnetic dynamo. *Geomag. Aeron* 4: 732.
5. *Broecker W. S., Oversby V. M.*, 1971. *Chemical equilibria in the earth*. McGraw-Hill Book, New York, p. 318.
6. *Brown H.*, 1952. Rare gases and the formation of the earth's atmosphere. In: *Kuiper G. P.* (ed.) *The atmospheres of the earth and planets*, 2nd ed. Univ. Chicago Press, pp. 258 — 266.
7. *Brown L., Klein J., Middleton M., Sacks S., Tera F.*, 1982. ^{10}Be in island arc volcanoes and implications for subduction. *Nature* 299: 718 — 720.
8. *Clayton R. N., Onuma N., Mayeda T.*, 1976. A classification of meteorites based on oxygen isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 30: 10 — 18.
9. *Compston W., Pidgeon R. T.*, 1966. The age of (a tiny part of) the Australian continent. *Nature* 317: 559 — 560.
10. *Creer K. M.*, 1967. A synthesis of world-wide paleomagnetic data. In: *Runcorn S. K.* (ed.) *Mantles of the earth and terrestrial planets*. Interscience, Lond., pp. 351 — 382.
11. *Davidson J. P.*, 1983. Lesser Antilles isotopic evidence of the role of subducted sediments in island arc magma genesis. *Nature* 306: 253 — 256.
12. *DePaolo D. J.*, 1981. Nd isotopic studies: some new perspectives on Earth structure and evolution. *EOS Rev. Entomol.* 62: 137 — 140.
13. *DePaolo D. J.*, 1983. The mean life of continents: estimate of continent recycling rates from Nd and Hf isotopic data and implications for mantle structure. *Geophys. Res. Lett.* 10: 705 — 708.
14. *Ebihara M.*, 1984. Terrestrial and solar abundances of elements (in Japanese) *Chishitsu News. Geol. Surv. Jpn. Rep.*, Sept. 8 — 19.
15. *Fanale F. P.*, 1971. A case of catastrophic early degassing of the earth. *Chem. Geol.* 8: 79 — 105.
16. *Fyfe W. F., Babuska V., Price N. J., Schmid E., Tsang C. E., Uyeda S., Velde B.*, 1984. The geology of nuclear waste disposal. *Nature* 310: 537 — 540.
17. *Gamov G.*, 1946. Expanding universe and the origin of elements. *Phys. Rev.* 70: 572 — 573.

18. *Ganapathy R.*, 1980. A major meteorite impact on the earth 65 million years ago: Evidence from the Cretaceous-Tertiary boundary clay. *Science* 209: 921 — 923.
19. *Ganapathy R., Anders E.*, 1974. Bulk compositions of the moon and Earth, estimated from meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 5: 2, 1181 — 1206.
20. *Gast P. W.*, 1960. Limitations on the composition of the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 65: 1287 — 1297.
21. *Gauthier-Lafaye F.*, 1978. Suivi géologique de l'exploitation des réacteurs naturels d'OKLO IAEA—TC—119/3 B. UNESCO Tech. Pap. Mar. Sci., Paris.
22. *Goldreich P., Ward W. R.*, 1973. The formation of planetesimals. *Astrophys. J.* 183: 1051 — 1061.
23. *Grossman L.*, 1972. Condensation in the primitive solar nebula. *Geochim. Cosmochim. Acta* 36: 597 — 619.
24. *Hamano Y., Ozima M.*, 1978. Earth-atmosphere evolution model based on Ar isotopic data. In: *Alexander E. C., Jr., Ozima M.* (eds). *Terrestrial rare gases*. Cent. Acad. Japan, Tokyo, pp. 155 — 171.
25. *Hayashi C.*, 1972. Origin of the solar system. Proc. 5th Lunar Planetary Symposium, 13 — 18. Inst. Space Aeronautical Sci. Univ. Tokyo.
26. *Hayashi C., Nakazawa K., Nakagawa Y.*, 1985. Formation of the solar system. In: *Black D. C., Matthews M. S.* (eds). *Protostars and Planets II*: Univ. Arizona Press. Tucson, Arizona, pp. 1100 — 1151.
27. *Hohenberg C., Podosek F. A., Reynolds J. H.*, 1967. Xenon-iodine dating: sharp isochronism in chondrites. *Science* 156: 202 — 206.
28. *Holland H. D., Lazor B., McCaffrey M.*, 1986. Evolution of the atmosphere and oceans. *Nature* 320: 27 — 33.
29. *Holmes A.*, 1946. An estimate of the age of the earth. *Nature* 157: 680 — 684.
30. *Hood A., Gutjahr C. C. M., Heacock R. L.*, 1975. Organic metamorphism and the generation of petroleum. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 59: 986 — 996.
31. *Houtermans F. G.*, 1953. Determination of the age of the earth from the isotopic composition of meteorite lead. *Nuovo Cimento* 10: 1623 — 1633.
32. *Itoh E., Harris D., Anderson A. T., Jr.*, 1983. Alteration of oceanic crust and geologic cycling of chlorine and water. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47: 1613 — 1624.
33. *Jeffrey P. M., Reynolds J. H.*, 1961. Origin of excess Xe^{129} in stone meteorites. *J. Geophys. Res.* 66: 3582 — 3583.
34. *Jones D. L., Cox A., Coney P., Deck M.*, 1982. The growth of Western North America. *Sci. Am.* 247, 5: 70 — 84.
35. *Kent D. V.*, 1981. Asteroid extinction hypothesis. *Science* 211: 648.
36. *Kuroda P. K.*, 1956. On the nuclear physical stability of the uranium minerals. *J. Chem. Phys.* 25: 781 — 782.
37. *Larson R. L.*, 1981. Geological evolution of the Nauru basin, and regional implications. In: Initial Report of Deep Sea Drilling Project. Washington D. C. (U. S. Gov. Printing Office), 61: 841 — 862.
38. *Lewis J. S., Prinn R. G.*, 1984. Planets and their atmospheres — origin and evolution. Academic Press, London, p. 470.
39. *Long L. E.*, 1964. Rb — Sr chronology of the Carn chunneag intrusion. Rosshire, Scotland. *J. Geophys. Res.* 69: 1589 — 1597.
40. *McElhinny M. W., Senanayake W. E.*, 1982. Variations in the geomagnetic dipole 1: The past 50,000 years. *J. Geomag. Geoelectr.* 34: 39 — 51.
41. *Merrill R. T., McElhinny M. W.*, 1983. The Earth's magnetic field. Academic Press, London, p. 401.
42. *Miller S. L.*, 1953. Production of amino acids under possible primitive earth conditions. *Science* 117: 528 — 529.

43. *Moorbath S.*, 1977. The oldest rocks and the growth of continents. *Sci. Am.* 236: 92 — 104.
44. *Morgan J.*, 1972. Convection plumes and plate motions. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 56: 203 — 213.
45. *Néel L.*, 1949. Theorie du trainage magnétique des ferromagnétiques aux grains fins avec applications' aux terres cuites. *Ann. Geophys.* 5: 99 — 136.
46. *Niemeyer S.*, 1978. I—Xe dating of silicate and troilite from IAB iron meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43: 834 — 860.
47. *Officer C. B., Drake C. L.*, 1985. Terminal Cretaceous environmental events. *Science* 227: 1161 — 1167.
48. *Oversby V. M., Ringwood A. E.*, 1971. Time of formation of the earth's core. *Nature* 234: 463 — 465.
49. *Ozima M., Podosek F. A.*, 1983. Noble gas geochemistry, Cambridge Univ. Press, Cambridge, p. 367.
50. *Ozima M., Zashu S.*, 1983. Primitive He in diamonds. *Science* 219: 1067 — 1068.
51. *Patterson C.*, 1956. Age of meteorites and the earth. *Geochim. Cosmochim. Acta* 10: 230 — 237.
52. *Peltier W. R.*, 1980. Mantle convection and viscosity. In: *Dziewonski A. M., Boschi E.* (eds). *Physics of the earth's interior.* Elsevier, New York, pp. 362 — 431.
53. *Penzias A. A., Wilson R. W.*, 1965. A measurement of excess antenna temperature. *Astrophys. J.* 142: 419 — 421.
54. *Poldervaart A.*, 1955. Chemistry of the earth's crust. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 62: 119 — 144.
55. *Reynolds J. H.*, 1960. Isotomic composition of primordial xenon. *Phys. Rev. Lett.* 4: 351 — 354.
56. *Richardson S. H., Gurney J. J., Erlank A. J., Harris J. W.*, 1984. Origin of diamonds in old enriched mantle. *Nature* 310: 198 — 202.
57. *Ross J. E., Aller L. H.*, 1976. Chemical composition of the sun. *Science* 191: 1223 — 1229.
58. *Rubey W. W.*, 1951. Geological history of sea water: an attempt to state the problem. *Geol. Soc. Am. Bull.* 62: 1111 — 1147.
59. *Safronov V.*, 1969. Evolution of the protoplanetary cloud and formation of the earth and planets, NASA TTF-677, U. S. Department of Commerce.
60. *Sasaki S., Nakazawa K.*, 1986. Metal-silicate fractionation in the growing earth. *J. Geophys. Res.* 91: 9231 — 9238.
61. *Shidlowski M.*, 1983. Evolution of photoautotrophy and early atmospheric oxygen level. *Precambrian Res.* 20: 319 — 335.
62. *Schilling J. G.*, 1973. Iceland mantle plume: geochemical evidence along Reykjanes Ridge. *Nature* 242: 565 — 571.
63. *Schneider S. H., Mass C.*, 1975. Volcanic dust, sun spots, and temperature trends. *Science* 190: 741 — 746.
64. *Shoemaker E. M.*, 1983. Asteroid and comet bombardment of the earth. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* 11: 461 — 494.
65. *Steuber A. M., Ikramuddin M.*, 1974. Rubidium, strontium and the isotopic composition of strontium in ultramafic nodule minerals and host basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38: 207 — 216.
66. *Takaoka N.*, 1982. Noble gases in meteorites (in Japanese). *The Astronomical Herald* 75: 199 — 204.
67. *Tauxe L., Tucker P., Petersen N. P., LaBreque J. L.*, 1984. Magnetostratigraphy of Leg 73 sediments. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.* Washington D. C. (U. S. Gov. Printing Office), 73: 609 — 621.

68. *Taylor S. R.*, 1977. Island-arc models and the composition of the continental crust. In: Ewing Series Vol. 1. Am. Geophys. Union, Washington D. C., pp. 325 — 335.
69. *Théllier E., Théllier O.*, 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.* 15: 285 — 376.
70. *Vine F. J., Matthews D. H.*, 1963. Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature* 199: 947 — 949.
71. *Vollmer R.*, 1977. Rb isotope chronology of core formation. *Nature* 234: 144 — 147.
72. *Wetherill G.*, 1975. Radiometric chronology of the early solar system, *Ann. Rev. Nucl. Sci.* 25: 283 — 328.
73. *Wilson J. T.*, 1963. A possible origin of Hawaiian islands. *Can. J. Phys.* 41: 863 — 870.

Предметный указатель

- Азот (N_2) 93
- Аккреционная призма 119, 121
- Аккерция Земли 67, 68
- — гетерогенная 70
- — гомогенная 67, 70
- — энергия 61, 62
- Алмазы 83—85
- ^{26}Al 20—21
- Аммиак (NH_3) 93
- Антарктида 45
- $^{40}Ag/^{39}Ag$ -метод определения возраста 124
- $^{40}Ag/^{36}Ag$ -отношение 91
- в мантии 92
- Аризонский метеоритный кратер 136—137
- Атмосфера 86—90
- вторичная 34, 88—90
- защитные свойства 68
- первичная 34, 88—90
- База Ямато 45
- Базальты срединно-океанических хребтов (MORB) 72, 73, 81, 82, 95, 96, 119, 120, 129
- ^{10}Be 119—121
- Бинарные звезды 32
- Биосфера 87
- Благородные металлы 133
- Болид 134
- Большой взрыв 13, 14
- Венера 45, 51
- Верхняя мантия 66
- Взрыв сверхновой 32
- Виртуальный геомагнитный полюс (VGP) 106, 114
- Внеземное вещество 134, 135
- Водород 14
- Возраст дегазации 92
- метеоритов 37—41
- минералов 40, 126
- породы в целом 126
- Восстановительный характер первичной атмосферы 93
- Временная шкала геомагнитной полярности 111
- Вторичная остаточная намагниченность 102
- Вторичное происхождение атмосферы 34, 88, 89
- Вулкан Святой Елены 139
- Тамбора 139
- Тоба 137
- Эль-Чичон 138, 139
- Вымершие изотопы 41
- Вязкая остаточная намагниченность (VRM) 102
- Газовая туманность 21
- Гелий (He) 14
- изотопный состав 95, 96
- первичный 95, 96
- примитивный 85
- 3He 85
- $^3He/^4He$ -отношение 85—86
- Геоисторические явления 151
- Геомагнитный диполь 49
- полюс 105
- Геотермы 84
- Геоцентрическое дипольное поле 104, 106
- осевое дипольное поле 106
- Гетерогенность изотопов 44
- солнечного вещества 23

- Гипотеза *Вайна* — *Мэттьюза* 112, 113
 — мантийно-корового рециркулирования 75
 Глубоководные осадки 57, 58
 — — и связанные с ними магнитные минералы 101
 Горячие точки 95, 96
 Гранит 74
 Граница К—Т (*См. также* граница мелового — третичного периодов) 132—134
 Граница мелового — третичного периодов (*См. также* граница К—Т) 132, 133
 График изохроны 39
 Графит 84, 85
 Движение плит 151
 Двуокись углерода 131, 132
 Дегазация 9, 47, 49
 — возраст 92
 — инертных газов 89
 — катастрофическая 91
 — образование атмосферы 90
 — постепенная 91
 Диаграмма равновесия графит — алмаз 84
 — ϵ_{Nd} — ϵ_{Sr} 80, 81
 Досолнечное вещество 24
 Древнейшая земная кора 130
 Древнейшие породы земной коры 94, 109, 129
 Дрейф континентов 9, 114, 116, 117, 151
 — — движущая сила 117—118
 Железо (Fe) 14, 65, 66
 Звездный взрыв 17
 Земля 47, 51
 — источники энергии 62, 68
 — исходная (первичная) 73, 74
 — магнитное поле 9—10
 — образование 35
 — ось вращения 104—106
 — слоистая структура 35, 67
 — состав 27, 37, 62, 91
 — энергия аккреции 59, 61, 62
 Изотопная аномалия 24
 Изотопное отношение Nd и его изменение 76, 77, 142
 Инверсии геомагнитного поля 102, 104
 Инертные газы 25, 47, 87, 88
 ^{129}I 16, 19, 24, 41, 42, 44, 52, 56, 96
 Иридий (Ir) 132, 133, 137, 138
 «Ископаемые остатки» 10, 99, 100
 История Земли 11
 Исчезновение жизни 132, 137, 138
 Калий (K) 60, 122
 — в мантии 92
 К-Аг-метод определения возраста 122—125, 127
 Катастрофическая дегазация 91, 92
 Кислород (O₂) 13, 21—24, 93
 Конвекция в мантии 82, 85, 117
 Конденсация элементов 29, 47
 Константа равновесия 28
 — распада 122
 Кора 65, 66, 79
 — дифференциация 95
 — образование 81—82
 — содержание свинца 73
 — состав 37, 66, 79
 Коэффициент распределения 70, 72
 Криогенный магнитометр 101
 Ксенолиты 62, 63, 82, 83
 Ксенон 53—55, 96
 — первичный 56
 ^{129}Xe 52—56
 Летучие элементы 25, 65
 Летучий компонент 47, 87, 88
 — — в примитивной Земле 93

- Луна 44—45
 — элементный состав 64
 Лунные катаклизмы 44
 Магнитное поле Земли 9—10
 — — — вариации во времени 108
 — — — инверсия 102, 104
 — — — интенсивность 107
 — — — полярность 102, 103
 Магнитные аномалии 110, 111, 113
 — поля планет 49—51
 Мантия 65, 66
 — верхняя 66
 — возраст 82
 — дегазация 97
 — недифференцированная 82, 95, 96
 — нижняя 66
 — примитивная (первичная) 78, 82, 95—98
 — содержание К 92
 — — Ni 70
 — состав 66, 95
 Марганцевые конкреции 73
 Марс 45, 46, 50
 Масс-фракционирование 21, 23
 Международная программа глубоководного бурения (IPOD) 113
 Межзвездные облака 28
 Межзвездный газ 15
 Меркурий 45—47, 51, 63
 Метаморфизм 124, 125
 Метаморфиты 51, 94, 109
 Метан (CH₄) 93
 Метеорит Allende 24
 Метеоритный дождь 44, 45
 Метеориты 12, 21
 — возраст 23—24, 43
 — изотопы O₂ 21—23
 — лунное происхождение 44—45
 — наименее дифференцированные 27
 — неон 23—24
 — образование 17, 20—21
 — примитивные 68
 — родительские тела 35, 36, 63
 — столкновение с Землей 134, 135
 Метод изохрон 124
 Rb-Sr-изохрона 39, 126
 Метод метеоритных аналогий 27, 37, 52—53, 62, 63, 65, 80, 86
 — *Теллье* 107
 Методы радиологического датирования 122
 Микротектиты 134
 Модель постепенной дегазации 88
 Наименее дифференцированные метеориты 27
 Наклонение 104
 Недифференцированная мантия 82, 95
 Нелетучие элементы 13, 25
 Неодим (Nd) 75
 Nd, образовавшийся в процессе расщепления 142
 Неон (Ne) 23, 24
 Неравновесность *Рэля* — *Тейлора* 69
 Нефть 148, 149
 Никель (Ni) 69
 — в мантии 70
 Нуклеосинтез 16—20, 24, 41, 42, 52, 53
 — внезапный 17—20
 — непрерывный 17—19
 — *p*-процесс 15
 — *r*-процесс 15
 — *s*-процесс 14
 Образование коры 74, 78—79
 Обриты 43
 Обыкновенные хондриты 43
 Океан застывшей магмы 35
 Океанический желоб 118, 119
 Органогенный метаморфизм 148, 149

- Осадочная остаточная намагничённость (*DRM*) 101, 104
- Ось геомагнитного диполя 104, 105
- Отношение изотопов O_2 45
- — — в метеоритах 21—23
- Палеодипольный момент 108
- Палеомагнетизм 11
- Палеомагнитные методы 99
- Палеопочвы 94
- Первичная атмосфера 34, 88, 90
- — состав 93
- остаточная намагничённость 102
- Первичное солнечное вещество 24
- Первичный He 95, 96
- Pb 72
- Период образования метеоритов 41, 43, 44
- Планетарные газы 96
- — ксенон 96
- Планетезималь 33, 34, 59, 67, 68, 89
- Планеты земной группы 45
- — — образование 33—34
- Плутоний (Pu) 145, 146
- ^{244}Pu 16, 19, 41, 96
- Постепенная дегазация 91
- Позапанная дегазация 54, 55
- Примитивная солнечная туманность 28, 46
- Примитивное Солнце 32
- Примитивный гелий 85
- Природный реактор Окло 140, 142—145
- ядерный реактор 141
- Происхождение атмосферы 9
- жизни на Земле 93
- магнитного поля Солнца 109
- Протопланеты 33
- r*-процесс 15
- Равновесные хондриты 40
- Разделение пылевого слоя 33
- ядро — мантия 62
- Распространённость элементов на Солнце 28, 30
- Рассеянные элементы 78
- Реакция захвата нейтронов 14, 15
- Регрессия моря 121
- r*-процесс 15
- Rb-Sr-метод определения возраста минералов и породы в целом 124—126
- Рубидий (Rb) 37, 38, 60, 65, 79, 124
- Самарий (Sm) 77
- Sm-Nd-метод определения возраста 127
- Сверхновая 21
- Свинец (Pb) 70—71
- в MORB 72, 73
- Pb-Pb-метод определения возраста 40
- Свинцовые руды 57
- Сидерофильные элементы 69
- Силикатные включения в железных метеоритах 43
- Система кора—мантия 75, 79
- Скважина глубокого бурения 62
- Склонение 104
- Сланцы Фиг-Три 94
- Солнечная атмосфера 25
- постоянная 61
- система 20—21
- — образование 20, 24—25
- — распространённость элементов 15, 25—27
- туманность 23, 24, 27, 32, 35, 36, 45, 52, 63, 87
- — распространённость элементов 26
- — рассеяние 33
- — температура 30—32
- — химический состав 63
- энергия 60, 61
- Солнечное вещество 21

- Солнечный ветер 89
— небулярный газ 90
Солнце 20, 24, 25
— корона 21, 25, 27
— примитивное 32, 33
— распространенность элементов 25
Спрединг 110, 112
s-процесс 14
Сравнительная планетология 49
Срединно-Атлантический хребет
110—112
Срединно-океанический хребет 118
Стадия Т Тельца 89, 90
Стандартная среднеокеаническая вода (SMOW) 22
Стронций (Sr) 37, 38, 65, 79
 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношение 128
— в Солнечной туманности 40
— начальное (исходное) 38—40
Субдукция 75, 118—121
Тектоника плит 49, 110, 113—114
Теория динамо 10, 109
Тепловой поток 63, 65
Термоостаточная намагниченность (TRM) 99, 100
— — искусственная 107
— — устойчивость 100
Титаномагнетит 99
Торий (Th) 71, 95
Траектория (кривая) миграции полюса 106, 114, 115
Троилит 72
— в железных метеоритах 43
Туманность 20
Тунгусский метеорит 136—138
Углерод (C) 93, 94
Углистые хондриты 23—25
Удар болида 134, 135
Ударная дегазация 91
Узкий изохронизм 43
Ульвошпинель 99
Уравнение *Аррениуса* 149
Уран (U) 16, 19—20, 60, 71, 95, 140
Уровень органогенного метаморфизма (LOM) 148, 149
Фаза Ne—E 23
Фракционирование элементов 78
Хондриты 76
— равновесные 40
— энстатитовые 43
Хондриты C1 27, 134
Циркон 109, 129
Частичное (парциальное) плавление 78, 79
Число *Рэлея* 117
Шерготтиты 45
Эволюция мантии 78
Экзотические участки суши (террейны) 116
Эксперимент *Миллера* 93
Энергия, выделяющаяся при распаде радиоактивных элементов 35—36, 60
Энстатитовые хондриты 43
Ядерная зима 138
Ядро 49, 50, 65, 66, 108, 109

Именной указатель

- Аллер (Aller) 15, 25
Альварес (Alvarez) 91, 132—134, 137
Андерс (Anders) 25—27, 64, 65
Армстронг (Armstrong) 75
- Беккерель (Becquerel) 121, 140
Бен-Менахем (Ben-Menaham) 136
Блэк (Black) 23
Брагинский (Braginsky) 50
Браун (Brown) 88, 120
Броккер (Broecker) 78
Буллард (Bullard) 10, 109
- Вайн (Vine) 111—113
Вассербург (Wasserburg) 75, 80
Вашингтон (Washington) 67
Вегенер (Wegener) 116
Вейцеккер (Weizsäcker) 91
Воллмер (Vollmer) 72, 73
Вуд (Wood) 29
- Гамов (Gamov) 13
Ганapati (Ganapathy) 64, 133
Гаст (Gast) 65
Гаусс (Gauss) 9, 103, 104
Гогенберг (Hohenberg) 43
Голдрайх (Goldreich) 33
Гольдшмидт (Goldschmidt) 67
Готье-Лафайе (Gauthier-Lafaye) 143
Гроссман (Grossman) 28, 31
Гутьяр (Gutjahr) 148
- Дейвидсон (Davidson) 120
Дек (Deck) 116
Де Паоло (De Paolo) 76, 79
Джеффри (Jeffrey) 53
Джинлоз (Jeanloz) 8
Джонс (Jones) 116
Дзасю (Zashu) 85
Доплер (Doppler) 13
Дрейк (Drake) 137
- Збинден (Zbinden) 94
- Икрамуддин (Ikramuddin) 83
Ирвинг (Irving) 105
Ито (Itoh) 121
- Кент (Kent) 137
Кеплер (Kepler) 34
Кларк (Clark) 67
Клейтон (Clayton) 22—24
Кокс (Cox) 111, 116
Компстон (Compston) 51, 129
Кони (Coney) 116
Крир (Creer) 115, 116
Курода (Kuroda) 141
Кюри (Curie M.) 121
Кюри (Curie P.) 121
- Ла Брэк (LaBrequé) 103
Лаример (Larimer) 28
Лармор (Larmor) 10, 109

- Ларошель (Larochelle) 112
Ларсон (Larson) 113
Лонг (Long) 125, 126
Льюис (Lewis) 46, 47
- Маеда (Mayeda) 23, 24
Макелхинни (McElhinny) 108, 109
Маракушев 6
Масс (Mass) 139
Мидзуно (Mizuno) 35
Миллер (Miller) 93
Морган (Morgan) 95
Морли (Morley) 112
Мурбат (Moorbath) 51, 88
Мэттьюз (Matthews) 111—113
- Накадзава (Nakazawa K.) 5, 9, 20, 33, 68, 69
Накадзава (Nakazawa Y.) 5, 20
Неель (Néel) 100
Нимейр (Niemeyer) 54
- Оверсби (Oversby) 72, 78
Озима (Ozima) 5, 6, 85, 87, 91, 92
Офисер (Officer) 137
- Паттерсон (Patterson) 57
Пельтье (Peltier) 117
Пензиас (Penzias) 13
Пепин (Pepin) 23
Петерсен (Petersen) 103
Подосек (Podosek) 5, 43, 87
Полдervарт (Poldervaart) 67
Принн (Prinn) 46
- Ранкорн (Runcorn) 114, 116
Резерфорд (Rutherford) 122
Рейнолдс (Reynolds) 43, 52, 53
- Рингвуд (Ringwood) 72
Ричардсон (Richardson) 84, 85
Росс (Ross) 15, 25
Руби (Rubey) 88, 89
- Саката (Sakata) 91
Сасаки (Sasaki) 68, 69
Сафронов 33, 34, 90
Сенанаяке (Senanayake) 108, 109
Стойбер (Steuber) 83
- Такаока (Takaoka) 43
Такер (Tucker) 103
Таукс (Tauxe) 103
Тейлор (Taylor) 66, 67
Телье (Théllier E.) 107
Телье (Théllier O.) 107
- Уеда (Uyeda) 118
Уилсон (Wilson) 13, 95
Уорд (Ward) 33
Уэтерилл (Wetherill) 39
- Фенейл (Fanale) 89
Ферми (Fermi) 140, 141, 145
Фор (Faure) 128
- Хамано (Hamano) 91, 92
Хаяси (Hayashi) 5, 12, 20, 23, 33, 89, 90
Хикок (Heacock) 148
Хойтерманс (Houtermans) 57, 58
Хоксуорт (Hawkesworth) 81
Холленд (Holland) 94
Холмс (Holmes) 57, 58
Хофман (Hofmann) 8
Худ (Hood) 148

Шидловски (Shidlowski) 8, 94

Шиллинг (Schilling) 95

Шнейдер (Schneider) 139

Шумейкер (Shoemaker) 135

Эбихара (Ebihara) 25, 26

Эльзассер (Elsasser) 69, 109

Юкава (Yukawa) 91

Юри (Urey) 36, 44, 93

Оглавление

Предисловие редактора перевода	5
Предисловие	7
Глава 1. Геоистория как научная дисциплина	9
Глава 2. Земля — планета Солнечной системы	12
Глава 3. Эволюция Земли	59
Глава 4. Развитие земной коры	99
Глава 5. Человек и геоистория	131
Литература	153
Предметный указатель	157
Именной указатель	162

Научное издание

Минору Озима

ГЛОБАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ

Заведующий редакцией В. В. Герасимовский

Научный редактор Н. А. Никишина

Младший научный редактор А. В. Швыряева

Художественный редактор Н. В. Дубова

Технические редакторы А. З. Давлетшина, М. А. Анциферова

Корректор Н. Н. Старостина

ИБ № 77023

Подписано к печати 28.03.90. Формат 60×90^{1/16}. Бумага офсетная № 2.
Объем 5,25 бум. л. Усл. печ. л. 10,50. Усл. кр.-отт. 10,63. Уч.-изд. л. 11,96.
Изд. № 5/7003. Тираж 2700 экз. Зак. 236. Цена 2 р. 50 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

В/О «Совэкспорткнига» Государственного комитета СССР по печати.
Набрано в Межиздательском фотонаборном центре издательства «Мир».
129820, ГСП, Москва И-110, 1-й Рижский пер., 2.

Тульская типография Государственного комитета СССР по печати.
300600, Тула, проспект им. В. И. Ленина, 109.

Уважаемый читатель!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

Издательство «Мир»
готовит к выпуску в 1991 г.

Николя А. Основы деформации горных пород: Пер. с англ. — 15 л., ил. — В пер.: 3 р. 30 к.

В книге известного французского специалиста в области структурной геологии и петрологии рассматриваются процессы формирования складок, трещин и разломов с учетом их физической сущности. Описание различных видов складчатости и разрывных нарушений сопровождается прекрасно изложенными разделами, объясняющими образование гомогенных и гетерогенных деформаций. Особый интерес представляет характеристика микроструктуры горных пород, изучаемых с помощью микроскопа и столика Федорова. Довольно подробно рассматриваются типы трещин и их взаимоотношения с напряжением, нормальное и эффективное давление флюида и его влияние на формирование трещин. Обсуждаются вопросы хрупко-пластичного перехода при формировании микротрещин и увеличения или уменьшения объема горных пород, а также несвязной (прерывистой) деформации.

Для геологов широкого профиля, тектонистов, геологов-структурщиков, петрологов, геофизиков, а также для студентов и аспирантов этих специальностей.

2 р. 50 к.



ГЕОИСТОРИЯ —
ГЛОБАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ

Полного понимания развития Земли можно достичь, только рассматривая его как непрерывный процесс, начавшийся в момент рождения Солнечной системы. В этой книге эволюция Земли прослеживается главным образом на основе радиогенных изотопов долгоживущих родительских элементов и обсуждается в свете последних достижений астрофизической теории, которая накладывает ограничения на условия образования планеты и ее раннюю эволюцию. Геоисторические исследования дают уникальный подход к предсказанию будущего Земли и предоставляют полезные сведения для понимания проблем, связанных с окружающей средой, таких, как захоронение радиоактивных отходов. Цель этой книги — описать в общих чертах глобальную эволюцию планеты Земля для студентов и ученых, работающих в области естественных наук.

ISBN 5-03-001198-6 (русск.)

ISBN 3-540-16595-9 (англ.)