

6. Земное ядро

6.1. Проблемы, связанные с ядром. До сих пор мы излагали принципы, которые должны направлять формирование наших представлений о внутреннем устройстве Земли. В этой главе мы впервые синтезируем полученные знания, чтобы исследовать определенную область внутри нашей планеты. Нам уже известно, что ядро обладает значительно большей плотностью, чем Земля в целом, и что оно состоит из двух частей: твердого внутреннего ядра, окруженного жидким внешним. Какие же проблемы надо решить?

Прежде всего полезно определить состав внутреннего и внешнего ядра и, таким образом, установить, почему внутреннее ядро является твердым, несмотря на его предположительно более высокую температуру по сравнению с внешним ядром. Сведения, имеющие отношение к решению этих проблем, поступают из нескольких источников. В гл. 3 выведена плотность ядра; теперь надо подобрать подходящий состав, который при высоком давлении обладал бы установленной плотностью. В гл. 4 и 5 представлена хондритовая модель Земли и высказано предположение, что в целом валовой состав Земли, по видимому, близок к составу метеоритов-хондритов. Разд. 5.3 был посвящен обсуждению того, как химические элементы после аккреции разделились на группы по своим электрохимическим свойствам. Приведенные там данные совершенно ясно показывают, что ядро должно состоять преимущественно из железа с добавкой некоторых других элементов: тем самым обеспечивается близкое совпадение с плотностью и другими наблюдаемыми свойствами.

Другой источник сведений, характеризующих ядро,— существование магнитного поля Земли, которое, как будет показано ниже, генерируется во внешнем ядре по принципу работы динамо-машины, приводимой в движение перемещением жидкости. Для этого требуется в свою очередь какой-то источник энергии.

Таким образом, состав внутреннего и внешнего ядра в любой модели должен быть таким, чтобы 1) он согласовался с известными значениями плотности и геохимическими законами; 2) распределение температур позволяло внутреннему ядру быть твердым, а внешнему — жидким; 3) имелся источник энергии, достаточной для генерации магнитного поля.

Наиболее простая модель, постулированная в 1953 г. Джейкобсом [107], показывает химически однородное ядро, состоящее из вещества, температура плавления которого возрастает с глубиной вследствие повышения давления быстрее, чем действительная температура. Эта обстановка показана на рис. 6.1, а: температура плавления падает на границе мантии и ядра в результате перехода от вещества преимущественно силикатного состава к веществу, богатому железом. При условии, что кривая температуры плавления в ядре круче температурного градиента, жидкое состояние там должно смениться на твердое; это и определит границу между внешним и внутренним ядром. Данное объяснение не вызывало сомнений вплоть до 1971 г., когда было высказано предположение, что температурный градиент в ядре должен быть по меньшей мере адиабатическим: иначе не будет поддерживаться конвекция, необходимая для возбуждения магнитного поля.

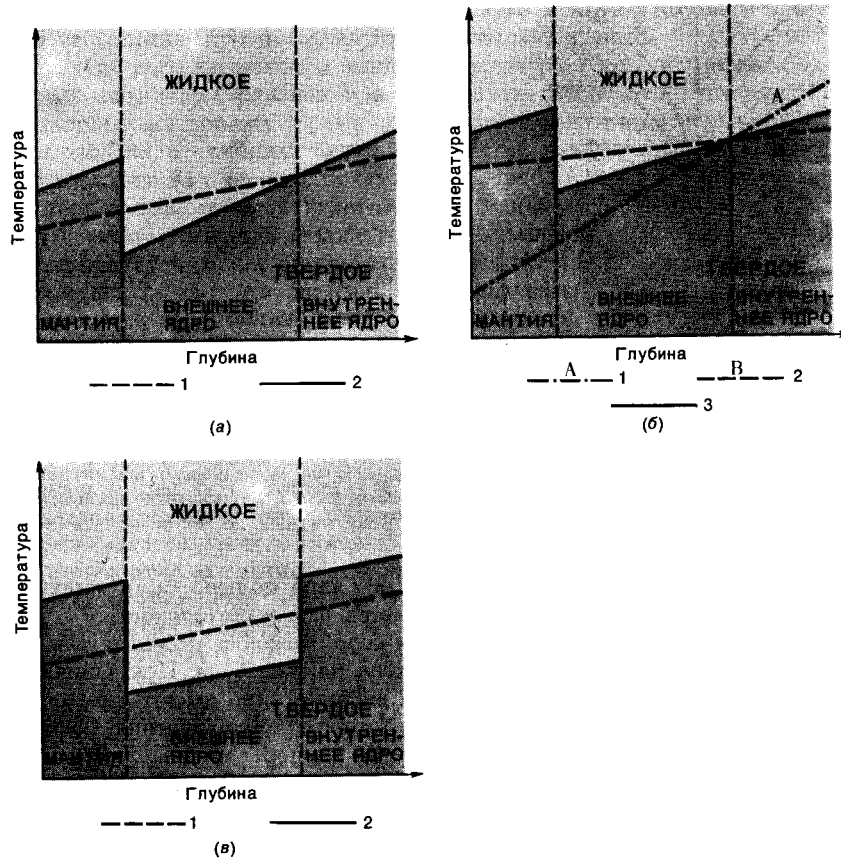


Рис. 6.1. Схематические изображения возможных зависимостей между температурным градиентом и температурой плавления, использованными для объяснения существования твердого внутреннего и жидкого внешнего ядра. Во всех случаях жидкое состояние — светлое, а твердое — темное. *а* — химически однородное ядро с произвольно выбранным температурным градиентом. 1 — температурный градиент; 2 — кривая температуры плавления; *б* — схема, показывающая, что химически однородное ядро не может

иметь адиабатического температурного градиента, и чтобы при этом твердая внутренняя область в нем была окружена жидкостью. 1 — адиабатический температурный градиент; 2 — субадиабатический температурный градиент; 3 — кривая температуры плавления; *в* — наиболее вероятная обстановка: смена вещественного состава и температуры плавления на границе внешнего и внутреннего ядра. 1 — возможный температурный градиент; 2 — кривая температуры плавления.

(разд. 6.2). Хиггинс и Кеннеди [103] рассчитали, что адиабата будет *круче*, чем кривая температуры плавления (рис. 6.1, б). Другими словами, ранние оценки температурных изменений в ядре (кривая В) были субадиабатическими, а кривая А отображает минимальный температурный градиент, необходимый для существования тепловой конвекции в ядре. Однако взаимное положение кривой температуры плавления для однородного

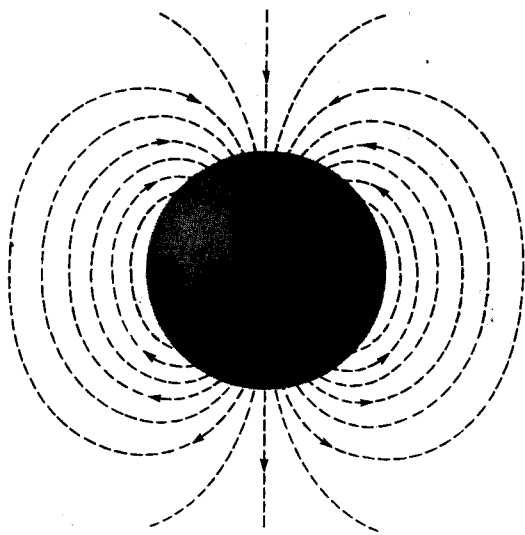


Рис. 6.2. В первом приближении магнитное поле Земли похоже на поле сильного стержневого магнита, находящегося в центре Земли. Стрелки показывают направление силовых линий. Угол пересечения такой линии с земной поверхностью называется *наклоением* магнитного поля. Таким образом, на экваторе наклонение равно 0° , а у магнитных полюсов диполя — 90° .

ядра и кривой А ясно показывает, что внутреннее ядро должно быть жидким, а внешнее — твердым в противовес тому, что наблюдается в действительности.

Здесь прежнее представление об однородном ядре оказалось несостоятельным и было отброшено; более вероятная ситуация изображена на рис. 6.1, в. Показанная там схема соответствует представлению, что внутреннее и внешнее ядро имеют, по-видимому, различный химический состав и тем самым разные температуры плавления. Если внутреннее ядро твердое потому, что оно имеет более высокую температуру плавления, то адиабатический температурный градиент требуется только в жидком внешнем ядре. Позднее будет высказано предположение, сделанное на основании данных о плотности, что внутреннее ядро содержит значительное количество никеля, тогда как во внешнем ядре железо растворено с серой, и это сильно понижает точку плавления. Кроме того, будет показано, что необходимая для конвекции, а значит, и для возбуждения магнитного поля энергия получается либо в результате радиоактивного распада ^{40}K , растворенного вместе с серой во внешнем ядре, либо, в ином варианте, в результате выделения железо-никелевого сплава и образования из него внутреннего ядра, что эквивалентно осаждению более плотной фазы с соответствующим выделением гравитационной энергии. В обоих случаях температурный градиент в направлении поперек внешнего ядра близок, вероятно, к адиабатическому, и это условие можно использовать как ограничение для предполагаемых значений температуры в ядре и для возможного оттока тепла из ядра в мантию.

6.2. Магнитное поле Земли и проблема источников энергии. 6.2.1. *Описание геомагнитного поля.* Большинство людей считают магнитное поле Земли просто свойством, полезным для навигации. Те, кто помнит школьные опыты с железными опилками, могут представить себе, что земное поле очень похоже на поле стержневого магнита. И действительно, в довольно точном приближении магнитное поле на поверхности Земли напоминает поле сильного стержневого магнита (т. е. *диполя*), находящегося в центре Земли и ориентированного грубо вдоль ее оси вращения (рис. 6.2). Поскольку земное ядро состоит, вероятно, в основном из железа, можно было бы подумать, что твердое внутрен-

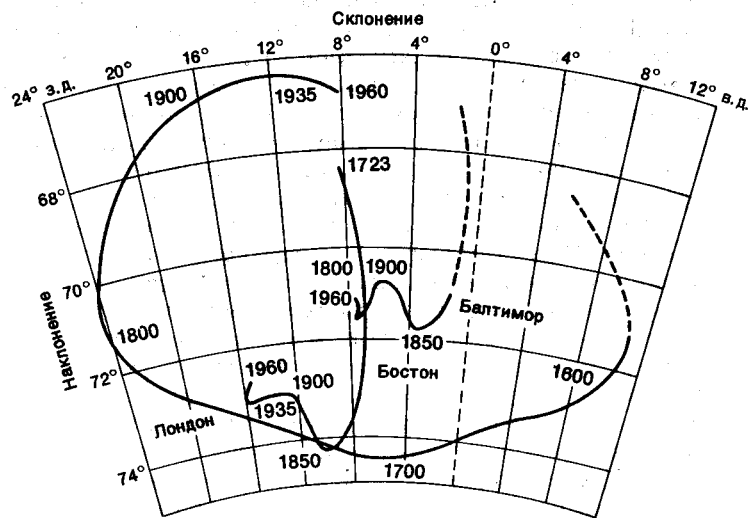
нее ядро действует как постоянный магнит. Однако вопрос этот оказывается не столь простым по нескольким причинам, которые излагаются ниже.

а) Температура ядра несомненно выше *температуры Кюри* при низком давлении для всех известных магнитных сплавов или минералов. Выше этой температуры (обычно 500–800°C) твердые материалы теряют свою постоянную намагниченность.

б) Хотя поле Земли приблизительно соответствует полю диполя, имеются и значительные расхождения. Как впервые показал Гаусс (около 1835 г.), существует малая *недипольная* составляющая, которая включает, по-видимому, случайное сочетание многих максимумов и минимумов для амплитуд этой компоненты. Недипольное поле можно было бы интерпретировать как результат действия постоянного магнита с неоднородной намагниченностью, однако это опровергается следующей группой данных.

в) Как дипольная, так и недипольная составные части магнитного поля Земли со временем меняются в пространстве и по интенсивности. Совокупность всех этих изменений, происходящих в масштабе времени от десятков до тысяч (и даже до миллионов) лет, известна как *вековые вариации* магнитного поля. Например, направление магнитного поля относительно географических координат медленно меняется, так что штурманы морских и воздушных кораблей должны вносить поправки в показания компаса. Поправка, называемая *склонением* (рис. 6.3), относится к условно горизонтально установленной стрелке компаса и связана только с горизонтальной составляющей магнитного поля. Однако меняется и *наклонение* (т.е. угол пересечения силовых линий с поверхностью; см. рис. 6.2), измеряемое с помощью магнитной стрелки, которая может менять свой наклон в вертикальной плоскости. Изменения поля, происходящие на всей поверхности Земли, являются результатом изменений ориентировки и силы как дипольной, так и недипольной составляющих магнитного поля. Отмечаются два вида наложенных друг на друга отклонений от поля простого осевого диполя. 1) Дипольное поле ориентировано не по оси вращения, а наклонено на небольшой (обычно $< 12^\circ$), но меняющийся угол. Когда этот угол меняется, магнитные полюсы как бы «раскачиваются» относительно географических полюсов, хотя в среднем поле остается осевым и дипольным. Такое «качание» диполя—глав-

Рис. 6.3. Изменения ориентировки вектора магнитного поля Земли по наблюдениям, выполненным на различных обсерваториях в течение нескольких последних столетий. Склонение—это горизонтальный угол между направлениями на магнитный и географический север, а наклонение—угол между направлением магнитной стрелки, способной колебаться в вертикальной плоскости, и горизонтальной плоскостью (см. рис. 6.2). (По работе [108], перепечатано с разрешения Дж. Джейкобса и компании Academic Press, Inc.)



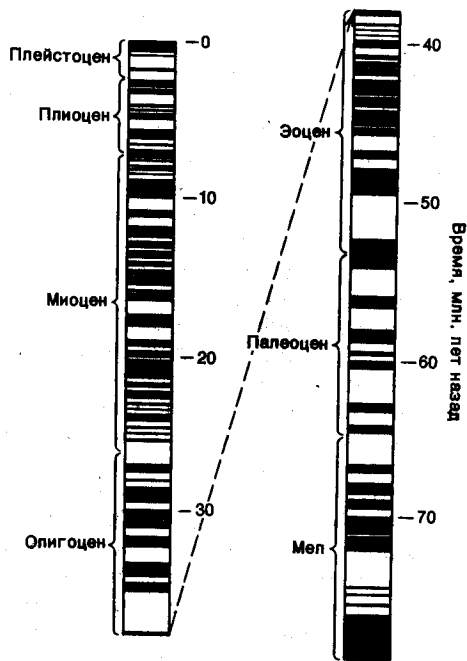


Рис. 6.4. Хронологическая шкала изменения полярности дипольной составляющей магнитного поля Земли в течение последних 80 млн. лет. Черные интервалы соответствуют «нормальному» направлению поля (имеющему тот же знак, что и современное поле), а белые интервалы — противоположному направлению. Предполагается, что процесс обращения поля занимает до 10^4 лет, но после каждой инверсии магнитное поле сохраняет свою полярность примерно 10^5 – 10^6 лет. (По работе [102], с разрешения Американского геофизического союза.)

ная причина вековых вариаций, наблюдавшихся в течение нескольких последних столетий и показанных на рис. 6.3. 2) В отдельных местах дипольное поле усиливается или ослабляется в результате присутствия недипольной составляющей.

Чтобы продлить наблюдения магнитного поля в глубь геологического времени, проводится изучение *палеомагнетизма* («ископаемой» намагниченности) древних горных пород. Применение этого метода возможно потому, что многие породы приобретают некоторую постоянную намагниченность в том поле, которое существует во время их образования. Например, богатые железом минералы базальтовой лавы, проходя при остывании через свою температуру Кюри, должны намагничиваться. Это означает, что породы могут сохранить до нынешнего дня свидетельства о характере древнего намагничивающего поля. Указанное свойство горных пород используют путем отбора образцов ориентированного керна из скважин, пробуренных на том или ином обнажении, и последующих магнитных измерений в лаборатории, выполняемых с целью определения палеополусов. (Использование палеомагнитного метода для установления прежнего расположения материков обсуждается в гл. 10.) В результате применения этого метода при изучении разреза лав, накопившихся за миллионы лет, было обнаружено, что в прошлом магнитное поле много раз полностью меняло направление, т. е. испытывало *инверсии*. Например, северные палеополусы становились южными и наоборот. Палеомагнитные данные об инверсиях для последних 80 млн. лет показаны на рис. 6.4. Если говорить о еще более раннем времени, то представляется, что инверсии происходили на значительных отрезках геологической истории (более подробно см. в работе Мак-Элхинни [145]). Кроме того, заметно меняется и напряженность поля, особенно в периоды инверсий, когда эта напряженность минимальна [63].

Ясно, что магнитное поле Земли — это очень изменчивая и динамичная система во всех масштабах времени, система, которая существовала на протяжении большей части истории Земли и не связана с постоянной намагниченностью вещества в ядре. Как же тогда генерируется в ядре это магнитное поле?

6.2.2. Геомагнитное динамо. Изменения ориентировки и напряженности магнитного поля Земли заставляют предположить, что источник этого поля находится в жидком подвижном внешнем ядре. Почти все вещество твердой мантии и внутреннего ядра имеет температуру выше своей точки Кюри, поэтому оно не обладает, очевидно, постоянной намагниченностью. Движения внутри этого вещества также недостаточно интенсивны, чтобы стать причиной наблюдаемых вековых вариаций. В качестве единственного вероятного возбудителя магнитного поля остаются только электрические токи во внешнем ядре. Идея состоит в том, что там существуют токовые петли, грубо напоминающие витки провода в соленоиде (электрической катушке), которые и генерируют различные составляющие геомагнитного поля; развитие этой идеи привело к появлению почти общепринятой теперь модели «геомагнитного динамо» (специальный обзор см. в работе [37]).

На рис. 6.5 показана схема действия простого динамо с вращающимся диском. На рис. 6.5, *а* проводящий диск вращается в магнитном поле; при этом между осью и диском образуется некоторая э.д.с., но ток не возникает. На рис. 6.5, *б* добавлен внешний проводник, по которому ток идет от оси к периметру диска. Этот ток создает вторичное магнитное поле; чтобы происходило вращение, требуется внешнее магнитное поле и какой-то источник энергии. На рис. 6.5, *в* внешнее, или возбуждающее, магнитное поле снято, а ток проводится через виток спирали, обходящей ось диска, так что для возбуждения динамо используется создаваемое им же вторичное магнитное поле. Теперь это — *самовозбуждающееся динамо*, генерирующее поле до тех пор, пока не прекращается его вращение. Такая схема дает очень хорошее представление о генерации магнитного поля Земли круговыми токами в ядре: если система динамо получает «подпитку» слабым первичным магнитным полем (возможно, полем Солнца), требуется только, чтобы сохранялся некоторый источник энергии. Если ток (только ток, а не само вращение) меняет направление, изменяется и направление поля. Процесс *самообращения* геомагнитного поля, конечно, на деле гораздо более сложен, но он успешно моделируется с помощью пары динамо, генерирующих друг для друга возбуждающее поле (обсуждение этой модели см. в работе [108]). В жидком внешнем ядре существует, вероятно, почти бесконечное число взаимодействующих и взаимосвязанных токовых петель разных размеров и форм, которые появляются, растут, угасают и меняют знак во всех масштабах времени. Возможно, расположение этих петель в той или иной мере контролируется вращением Земли, что и объясняет близость ориентировки магнитного поля к направлению оси вращения нашей планеты.

Сделаны оценки полной мощности источника энергии, необходимой для генерации геомагнитного поля. Эти оценки колеблются от 10^9 до 10^{11} Вт в зависимости от коэффициента превращения тепловой или механической энергии в магнитную (см. работу [139] и приложение 8). По сравнению с мощностью, высвобождающейся при землетрясениях (около 10^{12} Вт), и с тепловым потоком через поверхность Земли ($3 \div 4 \cdot 10^{13}$ Вт) энергия, идущая на создание магнитного поля, относительно невелика. Однако существует проблема того, откуда берется необходимая энергия в механической форме на таких больших глубинах.

6.2.3. Источники тепла и энергии в ядре. Прежде всего рассмотрим *тепловую конвекцию*, возникающую либо вследствие радиоактивного распада, либо в связи с выделением

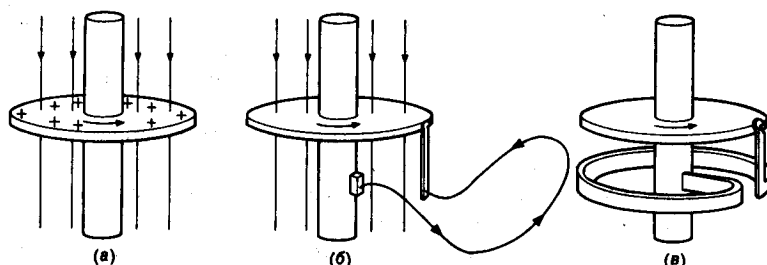


Рис. 6.5. Иллюстрация к модели динамо, генерирующего магнитное поле Земли. *a* – диск вращается в магнитном поле, при этом образуется разность потенциалов, но ток не идет; *б* – подключение внешнего проводника приводит к возникновению тока; *в* – появившийся ток питает магнитное поле и заставляет динамо самовозбуждаться. Дальнейшие подробности см. в тексте. (По Булларду [32] и из работы Гасса и др. [82].)

скрытой теплоты при затвердении и росте внутреннего ядра. Эта форма энергии, по всей видимости, достаточна для поддержания температурного градиента не ниже адиабатического, так что тепловая конвекция может иметь место.

Единственный долгоживущий радиоактивный изотоп, который способен дать требуемую энергию и может существовать в ядре, – это ^{40}K . Все щелочные металлы (K, Rb, Cs и др.) образуют при низких давлениях крупные атомы, и поэтому они, казалось бы, должны проявлять литофильные тенденции и концентрироваться в коре (разд. 5.3), но и теоретические термодинамические представления [134, 94], и экспериментальные данные [30] указывают на то, что единственный внешний *s*-электрон может переходить при высоких давлениях в более низкую *d*-оболочку, придавая этим элементам халькофильные свойства. Это означает, что они могут содержаться в главной сульфидной зоне Земли, т. е. во внешнем ядре. (По случайному совпадению, эта идея получает подтверждение в том, что в метеоритах обнаружен минерал джерфишерит – сульфид калия.)

Допустив, что калий относится к литофильной группе элементов Земли, мы пришли в разд. 5.4.1 к заключению, что в состав Земли входит втрое меньше щелочных металлов, чем в состав хондритов. Если бы весь «недостающий» ^{40}K (период полураспада 1300 млн. лет) был сосредоточен во внешнем ядре, то там выделялось бы около 10^{13} Вт тепла, т. е. как будто бы вполне достаточно, чтобы привести геомагнитное динамо в действие. Однако Рингвуд [187] и другие исследователи настаивают на том, что Земля потеряла калий (по сравнению с хондритами) и что в ядре могут быть только его следы. Чтобы выделилось 10^{11} Вт тепла, во внешнем ядре должно содержаться 5 млн^{-1} калия, что составляет 1,5% калиевого бюджета хондритовой Земли. Однако это тепло надо еще с почти 100%-ным к.п.д. превратить в механическую энергию, необходимую для поддержания магнитного поля. Как будет показано ниже, это едва ли сколько-нибудь похоже на правду!

Альтернативный источник тепловой энергии в ядре [232, 233] – скрытая теплота, высвобождающаяся при последовательном росте твердого внутреннего ядра. Высказывались предположения, что внешнее ядро постепенно кристаллизуется при понижении температуры путем увеличения количества железо-никелевого сплава, в результате чего растет внутреннее ядро. В ходе этого процесса часть тепла, которое уже имеется в недрах Земли и успело расплавить внешнее ядро, сохраняется в ядре в течение всей истории Земли.

Ферхуген [232, 233] подсчитал, что при скорости остывания 12°C за миллиард лет непрерывное выделение тепла составляет 10^{12} Вт, т.е. опять-таки получается величина порядка, нужного для генерации магнитного поля.

Хотя мощность, достаточная для приведения геомагнитного динамо в действие, может быть выведена как из радиоактивности, так и из скрытой теплоты, возникает вопрос: как эта тепловая энергия превращается в механическое перемещение вещества земного ядра, иначе говоря, каков коэффициент полезного действия при таком превращении? Чтобы во внешнем ядре возникли движения тепловой конвекции, должно выделяться столь большое количество тепла, чтобы оно не могло отводиться к границе ядра с мантией просто путем теплопроводности при градиенте ниже адиабатического. Мечник и др. подсчитали [154], что для возбуждения конвекции минимально должно выделяться около $2,5 \cdot 10^{12}$ Вт тепла. При меньших значениях переход тепловой энергии в магнитную посредством динамо имеет почти нулевой коэффициент полезного действия, так как перемещения материала не происходит. Этот коэффициент достигает необходимого уровня в несколько процентов, когда тепловая мощность повышается до 10^{13} Вт: в таком случае механическая мощность динамо может перешагнуть порог 10^{11} Вт [205]. Следовательно, только в том случае, если в ядре содержится значительная часть имеющегося на Земле калия (около 0,1 вес.%, что соответствует 67% калия в хондритовой Земле), там можно ожидать выделения такого количества тепла, которого было бы достаточно для работы магнитного динамо. Учитывая низкий коэффициент полезного действия динамо, питаемого тепловой энергией, надо считать тепловую мощность, выделяемую при меньших концентрациях ^{40}K или при кристаллизации внутреннего ядра, по всей вероятности, недостаточной.

6.2.4. Гравитационная энергия в ядре. Гравитационные силы могут вызвать перемещения в ядре двумя разными способами. Во-первых, вращающий момент, создаваемый Луной, которая притягивает экваториальное вздутие Земли (см. рис. 3.6), перемещивает жидкое вещество внешнего ядра. Однако энергия, получающаяся от такого прецессионного вращения, составит лишь около 10^7 Вт, что недостаточно для генерации магнитного поля (обсуждение этого вопроса и библиографические ссылки см. в работах [108, 137]).

Второй гравитационный механизм связан с силами, которые действуют исключительно внутри ядра, и в настоящее время этому механизму отдается предпочтение. Как и ранее изложенная теория высвобождения скрытой теплоты (разд. 6.2.3), этот механизм имеет в своей основе последовательный, на протяжении всей истории магнитного поля, рост твердого внутреннего ядра при остывании и кристаллизации сравнительно плотного сплава во внешнем ядре. Утверждается, что затвердевающий и оседающий на поверхность внутреннего ядра материал богаче никелем, чем внешнее ядро в среднем. Это возможно только в том случае, если за пределами внутреннего ядра остается слой, обедненный никелем. Поскольку такой слой имеет меньшую плотность, чем остальная часть внутреннего ядра, он оказывается гравитационно неустойчивым и стремится подняться, что вызывает конвективную циркуляцию. Твердый железо-никелевый материал, кристаллизующийся во внешнем ядре, имеет большую плотность по сравнению с остающимся веществом и поэтому оседает на внутреннее ядро. Совокупность этих процессов известна как *гравитационная конвекция* (постулирована Габбинсом [91] и Лопером [138]).

Детальные оценки вероятной разности плотностей между твердым материалом и плавающим жидким веществом [138] заключены в интервале $500\text{--}2500$ кг/м³. Лопер подсчитал,

что при росте твердого внутреннего ядра из полностью жидкого ядра должно было выделиться этим способом $5 \cdot 10^{28}$ Дж. Допуская, что выделение тепла в течение всей истории Земли было равномерным, получаем постоянную мощность $3,6 \cdot 10^{11}$ Вт. Но большинство специалистов-теоретиков считают, что в настоящее время внутреннее ядро кристаллизуется *медленнее*, чем раньше. Если даже это так, то энергии, которую дает гравитационная конвекция, должно быть достаточно, чтобы обеспечить существование магнитного поля (для этого требуется 10^9 – 10^{11} Вт). *Эффективность* (к.п.д.) *этого процесса, очевидно, высока, так как непосредственным его результатом является перенос материала.*

Образование и рост внутреннего ядра описанным путем приводят также к высвобождению скрытой тепловой энергии (разд. 6.2.3); кроме того, тепло выделяется при прохождении электрических токов через вещество ядра вследствие его омического сопротивления (см. приложение 8). Оба способа нагрева способствуют развитию гравитационной конвекции, увеличивая тепловую составляющую и тем самым поддерживая высокий коэффициент полезного действия этого процесса (почти 100%).

Итак, на сегодняшний день имеются два вероятных механизма генерации магнитного поля Земли. Первый из них – распад радиоактивного ^{40}K , в результате чего может возникнуть *тепловая* конвекция, но из-за низкой эффективности этого процесса требуется сравнительно много ^{40}K , что должно препятствовать остыванию ядра и, значит, существенному росту внутреннего ядра. С другой стороны, рост внутреннего ядра в процессе медленного остывания возбуждает гораздо более эффективную *гравитационную* конвекцию, для развития которой не требуется, чтобы температурный градиент был адиабатическим. Однако, учитывая выделение тепла в результате кристаллизации внутреннего ядра, под действием электрических токов и т. д., можно думать, что температурный градиент все-таки, вероятно, близок к адиабатическому, даже если конвекция вызывается в первую очередь гравитационными процессами.

6.3. Состояние и эволюция ядра. 6.3.1. Плотность и состав. Плотность внутреннего ядра известна только приблизительно (гл. 3), но в настоящее время для нее принимают интервал значений $12\,600$ – $13\,000$ кг/м³, и, согласно результатам экспериментов с ударными волнами, в ходе которых создавались нужные давления (около 3,6 Мбар; см. рис. 3.14), эти значения слишком велики для чистого железа. Единственно возможный дополнительный компонент, достаточно распространенный и имеющий подходящую плотность, – это никель, образующий, очевидно, сплав с железом, как в железных метеоритах. Содержание никеля во внутреннем ядре неизвестно, так как определения плотности неточны, но по аналогии с метеоритами можно предположить, что оно составляет, вероятно, 10–20%.

В то время как на внутреннее ядро приходится только 1,7% всей массы Земли, внешнее ядро имеет гораздо большие размеры и большую массу (30%), и его плотность изучена значительно лучше. Поскольку вещество внешнего ядра, по-видимому, хорошо перемешано теми движениями, которые создают динамо, оно должно быть достаточно однородным. Значения плотности изменяются примерно от 9900 кг/м³ у границы ядра и мантии до $12\,200$ кг/м³ у границы внутреннего и внешнего ядра, где господствуют более высокие давления (рис. 3.14). Данные по ударным волнам для 1,4 Мбар (что соответствует условиям у границы ядра и мантии) показывают, что чистое железо имеет при таком давлении плотность около $10\,600$ кг/м³. Значит, для внешнего ядра чистое железо чересчур плотное, и в противоположность внутреннему ядру оно должно быть разбавлено каким-то более легким веществом. (Имеются данные, недвусмысленно указывающие

на то, что ядро разделено на зоны разного химического состава; эти данные обсуждаются в связи с рис. 6.1, в.)

Существуют только два вероятных, т. е. достаточно распространенных, разбавителя железа во внешнем ядре — кремний и сера. Кислород и магний (рис. 5.3) для ядра не подходят из-за своих сильных литофильных тенденций (табл. 5.3). На сегодняшний день предпочтение отдается сере, но полезно напомнить некоторые доводы, приводившиеся в 1960-х годах в пользу кремния. Главным из таких доводов было то, что кремний легче серы (атомный вес Si 28, S 32) и поэтому для достижения нужной плотности его требуется меньше. Исследования по ударному уплотнению, проводившиеся для давлений, соответствующих условиям во внешнем ядре, показали [15], что хорошее совпадение с наблюдаемой плотностью дает сплав 90% Fe и 10% Si, тогда как серы нужно 15%. С учетом того, что хондритовая Земля должна содержать около 8% серы и что на внешнее ядро приходится около трети земной массы, мы получаем, что больше половины всей серы должно быть сосредоточено в ядре. Раньше это считалось аргументом против серы, но теперь полагают, что химические процессы на ранних стадиях развития Земли (разд. 5.3) вполне могли привести к отделению серы и накоплению ее в ядре. Кроме того, оценки требуемого содержания серы во внешнем ядре были в дальнейшем пересмотрены в меньшую сторону (см. ниже). Еще одним доводом в пользу модели железо-кремниевое внешнее ядро было изучение энстатитовых метеоритов — хондритов, в металлической фазе которых растворено небольшое количество кремния.

Однако начиная с 1970 г. популярным становится представление о внешнем ядре, состоящем из железа и серы. Электронная конфигурация этих элементов (см. разд. 5.3) указывает на то, что железо способно растворять в процессе образования ядра всю имеющуюся серу, в результате чего только излишек железа переходит в форму окислов или остается в виде металлической фазы. С другой стороны, кремний, имеющий такую же электроотрицательность, как и железо, образует небольшие ионы, которые объединяются с кислородом в силикатах и проявляют тем самым сильные литофильные свойства. Поскольку окислы железа определенно присутствуют в коре и мантии, существование более литофильных силикатных соединений в ядре означало бы, что на границе ядра и мантии существуют условия значительного химического неравновесия. Это маловероятно, поэтому мнение «против кремния и за серу» во внешнем ядре укрепилось. Более того, если внешнее ядро не содержит значительной доли серы, входящей в состав хондритовой Земли, то это означает, что Земля должна была потерять большое количество серы во время аккреции, а это (как было показано для Венеры в разд. 5.4.4) сделало бы плотность Земли значительно ниже, чем на самом деле (см. рис. 5.8). Наконец, железные метеориты часто содержат значительную долю сульфида железа в виде минерала *троилита*, так что совокупность данных по метеоритам в целом также свидетельствует в пользу серы. Экспериментальные данные по ударным волнам, полученные Аренсом [3], показывают, что хорошее совпадение с плотностью внешнего ядра может дать смесь 9–12% серы с железом (вероятно, ближе к верхнему пределу этого диапазона). Если это так, то утверждение о наличии серы во внешнем ядре Земли звучит убедительно, но, по-видимому, самые неоспоримые доказательства можно получить, анализируя температуры плавления, к чему и обратимся в следующем разделе.

6.3.2. Температура и эволюция. На рис. 6.6, а представлена диаграмма состояния, характеризующая условия плавления в системе Fe–FeS при атмосферном давлении. Хотя чистое железо плавится при 1539°C, а чистый FeS — при 1230°C, любой промежуточный состав между этими двумя экстремумами испытывает *частичное* плавление, начиная с го-

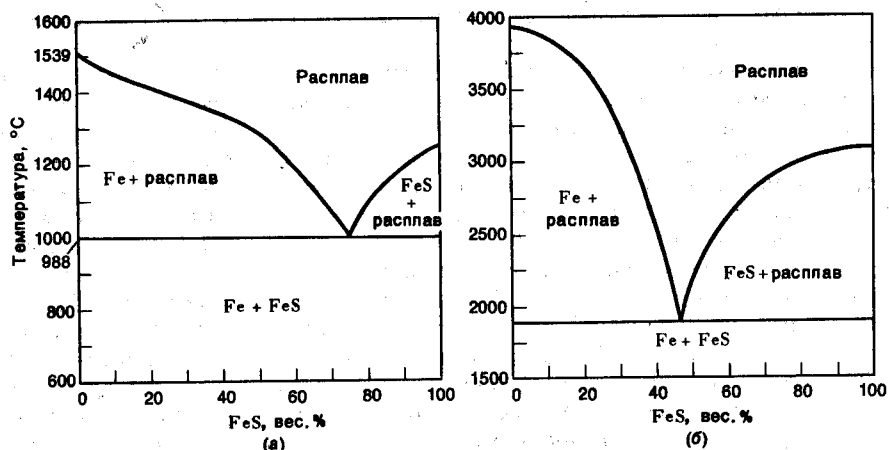
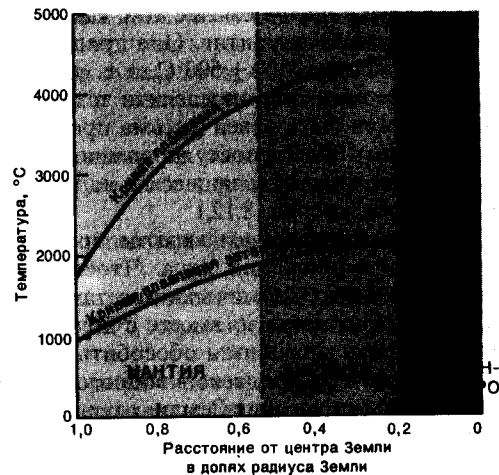


Рис. 6.6. Условия плавления (диаграммы состояния) различных смесей Fe–FeS. *a*–при давлении 1 атм; *б*–экстраполированные с учетом давления границы ядра и мантии (1,4 Мбар) [228]. Заметьте, что температурные шкалы на диаграммах различные.

раздо более низкой температуры (998°C). Это обусловлено тем, что в системе Fe–FeS присутствует *эвтектическая смесь*, или *эвтектика*, содержащая 75%-ный FeS (что соответствует 27% серы), которая и образует первый расплав. Смесь, целиком отвечающая составу эвтектики, при 998°C оказывается в полностью расплавленном состоянии. Но в смеси любого другого состава количество расплава растет с повышением температуры вплоть до полного плавления при температуре, соответствующей ординате кривой на рис. 6.6, *a*. Например, смесь, состоящая на 20% из FeS и на 80% из Fe, начинает плавиться при 998°C и оказывается полностью расплавленной примерно при 1420°C. Очевидно, присутствие серы значительно понижает точку плавления чистого железа. Поэтому среди различных вариантов смеси железа и серы во внешнем ядре можно выбрать такую смесь, которая имеет достаточно низкую температуру плавления, что позволяет объяснить различные температуры плавления внутреннего и внешнего ядра, как это показано на рис. 6.1, *в*. Наоборот, железо-кремниевые и железо-никелевые смеси не образуют подобной эвтектики с низкой температурой плавления. Таким образом, внутреннее ядро представляет собой кристаллизующийся при высокой температуре сплав, что и объясняет его твердое состояние.

Чтобы выяснить условия плавления систем Fe–FeS при давлениях, характерных для земного ядра, были проведены эксперименты [228] со смесями Fe–Ni–S при давлениях до 100 кбар, а установленные при этом тенденции были экстраполированы на еще более высокие давления. Некоторые из полученных результатов показаны на рис. 6.6 и 6.7; интервал между температурами плавления чистого железа и эвтектики с глубиной возрастает. Следовательно, во время образования ядра (рис. 5.2) *эвтектический расплав* мог пройти через мантию быстрее, чем чистое железо, так как для того, чтобы в мантии эвтектика оставалась жидкой, там не нужен был высокий температурный градиент. Поскольку температура с глубиной, вероятно, повышалась, возможно, из-за гравитационной энергии, высвобождавшейся при опускании расплава, эвтектика могла «промывать» твердое вещество мантии, вынося из него сульфид железа. С другой стороны, точка плавления

Рис. 6.7. Кривые температур плавления Fe и эвтектики Fe-S для внутренних областей Земли. Обратите внимание (на рис. 6.6), что, хотя у поверхности в составе эвтектики присутствует 27% серы (75% FeS), к границе мантии и ядра содержание серы меняется до 17,5% (48% FeS), а к границе внешнего и внутреннего ядра — до 15% (41% FeS). Показанные на рисунке кривые представляют собой пределы температур, возможных во внешнем ядре Земли [228].



ния *чистого железа* только немного ниже, чем у большинства силикатов, и если только на ранних стадиях температуры были не слишком велики и не вызвали почти полного плавления всей Земли, опускавшееся расплавленное железо должно было в общем случае застыть. Таким образом, опускание близкого к эвтектике расплава FeS через полупроницаемые твердые мантийные силикаты создавало механизм образования ядра, соответствующий модели однородной аккреции (разд. 5.2, рис. 5.2).

Но состоит ли внешнее ядро на самом деле из эвтектической смеси? Уссельман [228] показал, что с повышением давления количество серы в эвтектической смеси убывает. По его оценке, содержание серы в составе эвтектики у границы ядра и мантии равняется 17,5% и уменьшается к границе внешнего и внутреннего ядра до 15% (от 48 до 41% FeS). Уссельман также пришел к выводу, что несколько процентов никеля во внешнем ядре мало повлияют на полученные оценки температуры. Поэтому такая эвтектика содержит только немногим больше 9–12% серы, как это предполагалось исходя из данных о плотности (12% S эквивалентны 33% FeS). Условия плавления смесей Fe-FeS при давлениях, соответствующих границе ядра и мантии, схематически показаны на рис. 6.6, б, где видно повышение температуры плавления и уменьшение содержания серы в эвтектике. Пределы температур в ядре можно теперь вывести из диаграмм рис. 6.6, б и 6.7, учитывая крайние члены ряда возможных составов. Принимая, что внешнее ядро имеет состав эвтектики, получаем, что *минимальная* возможная температура составляет у границы ядра и мантии 1800°C и возрастает по направлению к границе внешнего и внутреннего ядра до 2100°C. Кривая плавления для чистого железа дает *максимальные* значения возможных температур у кровли и подошвы внешнего ядра, равные 3900 и 4400°C соответственно. При более высоких температурах внутреннее ядро должно было бы расплавиться. (Джейкобс [108, с. 99] перечисляет 16 независимо полученных значений температуры плавления железа в условиях давлений у границы ядра и мантии. Полный диапазон этих оценок — от 2340 до 4800°C, со *средним* значением 3750°C, что очень близко к значению, полученному Уссельманом [228].)

Согласно приведенным выше оценкам, температура у границы мантии и ядра заключена между 1800 и 3900°C. Эльзассер и др. [66] рассмотрели вероятное распределение

температур в ядре в связи с тем, как тепловой поток из ядра влияет на конвекцию в глубоких горизонтах мантии. Они пришли к выводу, что температура у границы ядро–мантия составляет $3700 \pm 500^\circ\text{C}$, т.е. данная ими оценка укладывается в упоминавшийся здесь интервал. Они определили также, что тепловой поток из адиабатического внешнего ядра должен быть равен (весьма приблизительно) $8 \cdot 10^{12}$ Вт; полученное значение близко к значению 10^{13} Вт, постулированному Габбинсом [91]. (Эти значения температуры и теплового потока, относящиеся к ядру, сведены вместе с данными по мантии в табл. 8.2 и показаны на рис. 8.12.)

Теперь мы изложим вкратце принятые в настоящее время представления о составе, состоянии и эволюции ядра. Чтобы ядро образовалось, Земля должна была потерять кислород и стать химически восстановленной относительно хондритов (см. реакции (5.1) и (5.2)), так что железо вместе с другими халькофильными и сидерофильными элементами оказалось способным обособиться в центральной зоне высокой плотности внутри Земли. Достигнуто согласие в вопросе о том, что значительная часть ядра образовалась на ранней стадии истории Земли, хотя до сих пор ведутся споры о продолжительности этого процесса [235, 234]. Первоначально ядро представляло собой, вероятно, полностью расплавленную смесь, состоявшую главным образом из железа, никеля и серы. Если Земля имеет «хондритовое» содержание никеля (около 1%) и серы (около 8%), то в ядре, в результате активного разделения элементов при его образовании, должно быть около 3% никеля и 24% серы. Но, по данным Аренса [3], в ядре содержится только 9–12% серы, т.е. половина той доли, которая должна быть в Земле, если она имеет состав хондритов С1. Остальное находится в коре и мантии или было потеряно во время аккреции. Поэтому вероятный валовой состав ядра при его образовании был следующим: 86% железа, 11% серы и 3% никеля, со следами других сидерофильных и халькофильных элементов, включая, возможно, 0,1% калия. Следует заметить, что в большинстве железных метеоритов содержание серы значительно ниже, обычно около 4,5%; тем не менее одним из распространенных минералов в этих метеоритах является троилит. (Для этих метеоритов характерно очень непродолжительное развитие в условиях высоких температур, и, возможно, для полного разделения на ядро и мантию времени не было.)

Если земное ядро начало свое существование в виде расплавленной смеси Fe–Ni–S, то его температура должна была превышать 4000°C (рис. 6.7). Однако вследствие непрерывной потери энергии оно остывало, чему способствовала главным образом теплопроводность мантии. На некоторой стадии процесс охлаждения должен был оказаться эффективнее, чем процесс нагревания внутренними источниками тепла, так как началось образование внутреннего ядра путем кристаллизации железо-никелевого сплава. Относительно того, происходит ли и теперь существенное остывание ядра (что означало бы продолжающийся рост внутреннего ядра и существование гравитационной конвекции) или же внутреннее ядро имеет уже почти стабильные размеры, а во внешнем ядре преобладает тепловая конвекция, питаемая энергией радиоактивности, мнения расходятся. Внутреннее ядро составляет в настоящее время 1,7% массы Земли, и если оно содержит около 20% никеля, то в современном составе внешнего ядра оказывается около 86% железа, 12% серы и 2% никеля. Хотя этот состав, включающий 33% FeS, близок к эвтектике (в которой должно быть около 48% FeS; см. рис. 6.6, б), до его превращения в настоящую эвтектику может идти дальнейшая кристаллизация, а температура у границы ядра с мантией все еще, вероятно, значительно выше температуры эвтектики (самая близкая оценка, по рис. 6.6, б, для 33% FeS у границы ядра и мантии составляет около 3200°C). Это означает, что можно предвидеть дальнейший рост внутреннего ядра, пока его масса не до-

стигнет 10% массы Земли (около трети массы ядра). На этой стадии внутреннее ядро будет состоять в основном из почти чистого железа и включать весь имеющийся никель, а во внешнем ядре останется настоящая эвтектическая смесь, которая, остыв до температуры 1800°C, будет кристаллизоваться, в результате чего ядро перейдет в твердое состояние.

Краткое содержание. 1. Исходя из данных о плотности, из материалов исследований по ударному сжатию и из состава метеоритов, состав земного ядра определяется следующим образом:

- а) внутренняя область, 1,7% массы Земли,—железо-никелевый сплав (вероятно, около 20% Ni, 80% Fe);
- б) внешняя область, находящаяся в жидком состоянии, около 30% массы Земли,—смесь железа и серы, содержащая примерно 12% серы и, вероятно, около 2% никеля.

2. Магнитное поле Земли накладывает ограничения на гипотезы об условиях в ядре, так как вековые вариации поля указывают на существование динамического источника. Магнитное поле, как предполагается, возникает под действием электрических токов, циркулирующих в подвижном внешнем ядре. Эти токи в присутствии вызывающего их слабого магнитного поля создают постоянное поле, генерируемое магнитным динамо (самовозбуждающееся динамо). Однако для существования такого механизма необходимо, чтобы во внешнем ядре под влиянием тепловых или иных причин происходила конвекция.

3. Полагают, что на ранней стадии истории Земли все ядро было в расплавленном состоянии, но затем оно остыло, в результате чего образовалось твердое внутреннее ядро. Если этот процесс развивался последовательно, он должен был вызвать во внешнем ядре гравитационную конвекцию, связанную с большим различием плотности между кристаллизующимися твердыми зёрнами металла и плавучим сульфидсодержащим расплавом. В этом случае выделяется энергия, достаточная для генерации магнитного поля Земли посредством действия динамо (для этого надо 10^9 – 10^{11} Вт). Иначе динамо может приводиться в действие тепловой конвекцией, связанной с радиоактивным распадом ^{40}K , который может присутствовать в ядре вследствие возможного халькофильного поведения щелочных элементов при высоких давлениях. Прецессия и тепловая конвекция, обусловленная только кристаллизацией (выделением скрытой теплоты плавления),—недостаточные источники энергии.

4. Результаты экспериментов по плавлению, экстраполированные в область давлений, характерных для ядра, показывают, что сплав Fe–Ni находится во внутреннем ядре в твердом состоянии, так как он плавится при температуре около 4500°C (температура плавления на границе между внешним и внутренним ядром). В то же время внешнее ядро находится в жидком состоянии, так как примесь серы понижает температуру плавления железа, образуя эвтектику, состоящую из 48% FeS и 52% Fe (у границы ядра и мантии), с температурой плавления 1800°C. Поскольку во внешнем ядре металлического железа больше, чем в эвтектике, действительная температура ядра заключена между двумя выделенными экстремумами (т. е. в интервале 1800–3900°C у границы с мантией, а наиболее вероятно равна примерно 3200°C). Температурный градиент во внешнем ядре, по всей видимости, близок к адиабатическому, а теплоперенос в мантию равен приблизительно 10^{13} Вт.

Общие журнальные статьи, рекомендуемые для дальнейшего чтения

Обзор представлений об источнике магнитного поля [42].

Общие книги, рекомендуемые для дальнейшего чтения

Систематические исследования магнитного поля Земли и его происхождения [145].

Теория геомагнитного динамо [32].

Журнальные статьи, рекомендуемые для более детального изучения

Обсуждение вопроса о радиоактивной и гравитационной энергии в ядре [134, 187, 138].

Книги, рекомендуемые для более детального изучения

Свойства и состояние земного ядра; обширная библиография [108].

Образование ядра в связи с планетной аккрецией [185].

Теория геомагнитного динамо [78, 205].